

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

**CHARENTON-
DU-CHER**

par

D. OBERT, J.P. GÉLY, V. MATHIS,
M. NORMAND, A. TROUILLET, P. FREYTET

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CHARENTON-DU-CHER À 1/50 000**

par

**D. OBERT, J.P. GÉLY, V. MATHIS
M. NORMAND, A. TROUILLET, P. FREYTET**

1997

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : OBERT D., GÉLY J.P., TOURY-LEROUGE A. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Charenton-du-Cher (573). Orléans : BRGM. Notice explicative par D. Obert, J. P. Gély, V. Mathis, M. Normand, A. Trouillet, P. Freytet (1997), 82 p.

pour la notice : OBERT D., GÉLY J.P., MATHIS V., NORMAND M., TROUILLET A., FREYTET P. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Charenton-du-Cher (573). Orléans : BRGM, 82 p. Carte géologique par D. Obert, J.P. Gély, A. Toury-Lerouge (1997).

© BRGM, 1997. 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 : 2-7159-1573-X

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	8
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	13
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	38
STRUCTURES ET PHÉNOMÈNES TECTONIQUES	55
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	59
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	64
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	71
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	71
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	72
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	74
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	76
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	77
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	77
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	78
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	78
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	81
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	82
AUTEURS	82

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Charenton-du-Cher, aux confins du Bourbonnais et du Berry, comprend plusieurs régions naturelles aux limites du Bassin parisien et du Massif central :

- dans l'angle sud-est de la feuille, la région de Cérilly par son sous-sol paléozoïque et granitique présente encore la physionomie et l'habitat dispersé caractéristique du Bourbonnais ;
- vers le Nord, les sables et grès du Trias, culminant à 347 m, sont occupés par la forêt de Tronçais (10 500 ha) réputée pour ses chênaies tricentenaires, tandis que les argiles des niveaux supérieurs sont couvertes de pâturages ;
- le pays de Tronçais est dominé au Nord par le plateau calcaire de l'Het-tangien qui constitue la seule région de grande culture ;
- la cuesta du Lias supérieur-Dogger domine de plus de cent mètres la large plaine alluviale de la Marmande. Le plateau supporté par le Dogger, totalement décalcifié en surface, couvert par les formations sidérolitiques, porte les grands bois de Meillant et d'Arpheuilles dans la partie nord de la feuille ;
- enfin, le quart sud-ouest de la feuille est occupé par la vallée du Cher et par un plateau de marnes et calcaires partiellement silicifiés, bien individualisé et partiellement recouvert de cailloutis.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Sur le territoire de la feuille Charenton-du-Cher, les affleurements sont très rares ; cependant la tempête de l'hiver 1982, déracinant nombres d'arbres, a engendré de très nombreux points d'observation temporaires, principalement en forêt de Tronçais. Ceci a permis le levé détaillé des formations gréseuses du Trias et leur altération éo-oligocène. Les alluvions de la Marmande ont pu être étudiées à l'aide de la mototarière du BRGM, permettant ainsi l'établissement de coupes détaillées et de la géométrie des corps sédimentaires. L'utilisation de la mototarière dans les formations résiduelles des plateaux n'a pu fournir que des résultats partiels en raison du blocage de la machine sur les débris siliceux.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Paléozoïque

Les orogènes paléozoïques, et notamment l'épisode hercynien, déforment et métamorphosent ce qui deviendra le socle de cette région. Les granites qui affleurent au Sud de la feuille marquent la fin de deux phases tectoniques majeures. Le leucogranite de Tronçais (362 Ma) est synchrone de la fin des déformations acadiennes du Dévonien moyen. Entre la fin du Dévonien et le Carbonifère moyen, celui-ci est cisailé et va chevaucher vers le Sud les métamorphites méridionales. Ce déplacement est lié au jeu en décrochement senestre de la faille de Sancerre. Le granite de Cérilly (286 Ma) se met en place lors de cette phase majeure, pendant le Westphalien. Le jeu senestre fini-hercynien des failles satellites de celles du Sillon houiller engendrent l'ouverture de bassins limités de type « pull-apart » comme celui de Cérilly. Ils sont rapidement comblés de dépôts surtout détritiques.

Un dernier épisode tectonique important déforme les dépôts et les fait localement émerger. L'érosion commence alors son travail de destruction et d'aplanissement du Massif central, le socle métamorphique et granitique est mis à nu et aplani.

Au Stéphanien, de nombreuses failles disloquent et morcellent le socle redonnant vigueur au relief. Les dépressions créées dans les zones ou sur les blocs affaissés sont envahies par d'épais dépôts détritiques fluvio-lacustres.

À l'Autunien, une reprise des phénomènes distensifs est marquée par un retour de dépôts détritiques, peu différents mais plus étendus qu'au Stéphanien. Essentiellement fluvio-palo-lacustres, les sédiments sont rubéfiés à la fin de la période (assise de Renières), cette évolution indiquant l'apparition d'une saison sèche de plus en plus longue, marquée par le développement d'une flore xérophyllie (Châteauneuf et Farjanel, 1989).

Mésozoïque

Au début du Trias, l'activité tectonique ne se limite plus qu'à un lent soulèvement du Massif central, les reliefs arasés font place à une vaste surface d'érosion localement silicifiée. À partir du Trias moyen, le soulèvement des régions méridionales alimente la sédimentation détritique qui s'étale en bordure de la mer qui progresse depuis le bassin germanique. Les sables déposés deviendront les grès de Tronçais, mais à l'Ouest de la faille du Cher les dépôts sont plus grossiers, conglomératiques, dénotant une reprise de l'activité de cette faille issue des temps hercyniens. Après l'épisode détritique grossier s'ébauche le fossé du Cher dans lequel se dépose la dolomie d'Urçay. Avec la fin de la période, l'énergie de la sédimentation

diminue, des dépôts de type lagunaire (gypse) apparaissent dans la partie orientale ; mais les sédiments restent grossiers à l'Ouest de la faille du Cher.

Au Jurassique, dès le Lias, la transgression marine provenant de l'Est, est générale, et, bien qu'il n'en subsiste aucun témoin, il est possible que cette première transgression (et les suivantes ?) ait pu atteindre ou dépasser la limite méridionale de la feuille. Pendant l'Hettangien, la mer envahit une plate-forme peu profonde, marquée par des faciès dolomitiques, à l'exception de l'emplacement du fossé du Cher dans lequel se dépose une épaisse série calcaire. La faille du Cher, comme celle de Sancoins, sépare des blocs d'évolution différente, caractérisés par des zones de faciès différents. Après l'Hettangien, la sédimentation liasique devient progressivement plus argileuse, indiquant un approfondissement du domaine. Au Dogger, cette évolution cesse et les faciès carbonatés de plate-forme réapparaissent avec le dépôt de calcaires à entroques ou oolitiques.

À la suite de l'épisode carbonaté du Dogger, les faciès argileux réapparaissent dont les premiers niveaux (Callovien) subsistent à l'extrémité nord-ouest de la feuille. Le reste des temps mésozoïques, Jurassique supérieur et Crétacé, n'a laissé aucune trace.

Cénozoïque

À l'Éocène, une vaste surface d'érosion-altération s'élabore, recoupant tous les terrains depuis le socle au Sud jusqu'au Jurassique au Nord. L'altération et le développement de sols tropicaux rouges sont à l'origine des faciès sidérolitiques bien développés à l'approche du fossé du Cher. Des silicifications éparées accompagnent ces faciès d'altération. La sidérolitisation est suivie d'une reprise de l'activité érosive, fluviale ou en nappes, qui mobilise altérites et débris de « sidérolitique ».

À la fin de la période et pendant l'Oligocène, un lac occupe le fossé du Cher dont l'approfondissement correspond à la « phase des Limagnes ». L'émersion finale est marquée par un dernier épisode de silicification (opalite d'Urçay). C'est probablement à la fin de cette période qu'une reprise de l'activité tectonique façonne les structures observées dans les formations mésozoïques.

À la fin du Pliocène, un nouvel épandage de sédiments détritiques grossiers très évolués, issu du Massif central, se concentre dans le fossé du Cher, préfigurant le cours actuel de la rivière. Ailleurs il ne laisse que de minces placages jalonnant et fossilisant la nouvelle surface d'érosion établie après l'Oligocène.

Au Quaternaire, le réseau hydrographique se structure peu à peu, évoluant en fonction des déformations néotectoniques. La Marmande alimente

un lac qui s'étale au pied de la « cuesta » bajocienne septentrionale et se déverse vers l'Auron. Le lac de la Marmande se vide enfin vers le Cher dont les hautes terrasses seront décalées par la poursuite des mouvements néotectoniques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Socle

Le socle cristallin affleure au Sud-Ouest de la feuille. Ces affleurements représentent la bordure septentrionale du Massif central ou Marche.

γ^A . **Granite de Tronçais : leucogranite alumineux à biotite.** Il s'agit d'un granite alumineux à mica blanc, biotite, cordiérite et inclusions de sillimanite. Les conditions d'affleurement en sont mauvaises, la roche étant très arénisée ; l'orthose y est cependant encore visible. On observe également des galets de cette roche dans le Permien voisin.

Deux phases de transformation ont affecté la roche :

- une première phase de type hydrothermal provoque la formation de micas blancs aux dépens des feldspaths, entraînant ainsi l'apparition du faciès greisen (cf. Échassières). Cette phase est accompagnée de cataclase ;
- une seconde phase, d'altération-silicification provoque l'apparition d'oxydes de fer développés sur les biotites, puis la rubéfaction de la roche suivie de sa silicification.

Ce granite se serait mis en place durant le Dévonien terminal, entre 347 ± 9 Ma (Roques *et al.*, 1971) et 360 Ma (Viale, 1973 ; Lerouge, 1984) ; il représenterait un faciès d'orthogneiss.

γ^M . **Granite de Cérilly : granite monzonitique à biotite.** Granite monzonitique de couleur claire, rosée, micacé à grain généralement fin. Les affleurements en sont limités à l'Est de Cérilly. Au bord du CD 145, il affleure, débité en blocs décimétriques ; vers le Rond du Pendu, il n'apparaît plus qu'en débris altérés. On le retrouve également en galets dans le Permien (638/181*).

Les feldspaths sont de l'orthose maclée Carlsbad et des plagioclases séricitisés, de la biotite, de l'apatite. Le faciès en est grossier au Sud, plus fin au Nord sur la bordure du massif. Dans la partie grossière apparaissent des faciès à biotites brunes, des micas blancs secondaires se développant sur les feldspaths et les biotites. Une schistosité, N135, 30 à 40°NE, affecte les faciès fins au Sud des Petits-Barreaux (635/180).

* Coordonnées Lambert, zone II

Les filons de quartz y sont nombreux près de l'étang du Lac où, dans le faciès grossier, ils peuvent atteindre plus de 20 cm d'épaisseur. Des filons d'aplite traversent ce granite (bien visibles à l'Ouest de Cérilly, 1,5 km au Nord-Ouest des Places (D145) : quartz, orthose, plagioclases, biotites altérées en oxydes de fer, micas blancs secondaires développés sur les plagioclases. Quelques feldspaths présentent une structure bimodale ; orientés suivant une direction WNW-ESE (N290), ils sont inclinés à 50-60° vers l'Est et donnent un aspect orienté à la roche.

Ces roches ont également subi d'abord une phase d'altération de type hydrothermal : dégradation des biotites en micas blancs, chlorite ou biotite secondaires ; puis une phase d'altération, rubéfaction accompagnée d'une silicification intense.

Ce granite se serait mis en place au Stéphanien ; son âge a été évalué à 286 ± 12 Ma (Roques *et al.*, 1971) puis 299 ± 26 Ma (Grolier *et al.*, 1984). Il est postérieur au granite de Tronçais qu'il recoupe. Il coïncide avec une anomalie gravimétrique positive (Boissonnas et Debéglija, 1976).

Carbonifère

h5. Stéphanien. Grès arkosiques, conglomérats, silts et pélites sombres. Le Carbonifère n'affleure que localement selon d'étroites zones déterminées par des failles. Il est connu surtout par les sondages de COGÉMA, à l'Est du granite de Cérilly.

Les dépôts sont monotones, formés par l'empilement de conglomérats polygéniques de très haute énergie. Les galets proviennent des différents granites du massif de Cérilly, en majorité des leucogranites tardi-hercyniens datés du Westphalien et du Stéphanien inférieur (cf. *supra*). Les galets sont centimétriques à décimétriques. Aucune subdivision stratigraphique n'est possible actuellement dans cette formation. La sédimentation est rythmique, les dépôts disposés en alternances décimétriques ; ils correspondent à l'amorce du bassin de Bourbon-l'Archambault auquel ils se raccordent par des cônes d'épandage rubéfiés.

La subsidence rapide du bassin est marquée par une accentuation des pendages des termes inférieurs de la série, alors qu'il n'existe pas de pendage marqué au sommet de celle-ci.

Deux faciès majeurs peuvent être distingués d'Ouest en Est :

- à l'Ouest, des brèches à blocs métriques, à éléments anguleux de granite, sont cimentées par un grès silteux rouge. Ces brèches, déposées au pied de failles actives, sont épaisses de 350 à 400 m ;
- à l'Est, ce sont des conglomérats en bancs massifs, des grès conglomératiques, et des arkoses fines ou grossières. Les sédiments sont disposés en bancs ou lentilles décimétriques à métriques, séparés par des lits milli-

métriques à centimétriques de silts noirs riches en empreintes de plantes. Au Nord-Est de Cérilly, à la Croix-Rousseau (637/180) affleurent des grès micacés gris recouverts d'argiles gréseuses brun-rouge et vert clair puis de grès feldspathiques roux.

Des surfaces d'érosion ont été observées à la base et dans les passées conglomératiques. Outre les brèches d'écroulement marquant les failles, l'activité tectonique du bassin est aussi marquée par des figures de glissement (*slumps*). Des passées décimétriques, désorganisées, évoquent des « flexoturbidites » dans lesquelles galets et blocs décimétriques sont noyés dans un matériel fin (*arkoses* et silts).

Les dépôts sont organisés en gouttières d'orientation N015, larges de 4 à 6 km, le long de la faille de Sancerre. L'activité des failles génératrices de ces gouttières s'est arrêtée à la fin de la période : elles sont recouvertes par l'Autunien qui ne présente aucun décalage.

Des analyses palynologiques de ces niveaux ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur la feuille Hérisson et montrent de très nombreux débris libéro-ligneux et une microflore (spores) d'abondance variable.

Le passage à l'Autunien n'est pas tranché, la zone de transition atteignant une dizaine de mètres. Des faciès conglomératiques (conglomérats du Mont), constitués de brèches souvent hétérométriques à ciment arkosique riche en phyllites, terminent classiquement le Stéphanien. Le passage Stéphanien-Permien est progressif et n'a pu être établi avec certitude que par des analyses palynologiques réalisées sur des échantillons prélevés en sondages sur la feuille voisine Hérisson (Châteauneuf *et al.*, 1980).

Permien

Seul, l'Autunien est représenté sur la feuille Charenton-du-Cher ; il appartient au bassin permien de Cérilly, formant l'appendice septentrional du fossé d'Ygrande.

L'Autunien est classiquement subdivisé en deux formations à partir du changement de couleur des dépôts, bien que ce critère n'ait pas de valeur stratigraphique et ne soit pas absolu : un Autunien « inférieur », dit Autunien gris, où les conditions de dépôts, réductrices, sont héritées du Stéphanien ; et un Autunien « supérieur », dit Autunien rouge, où existent d'importantes rubéfections. Ces formations entourent les affleurements de socle cristallin et de Stéphanien au Sud-Est de la feuille. Affleurant mal, elles sont bien connues grâce aux sondages effectués par COGÉMA (Bruhlet, 1982).

La limite inférieure de l'étage ne peut être décelée avec précision que par des études palynologiques (cf. *supra*), le passage d'une formation à l'autre

se situant dans des niveaux conglomératiques à ciment arkosique. La limite supérieure n'est pas non plus très nette, marquée néanmoins par l'apparition d'une granulométrie moins grossière du Trias et sa discordance qui n'est guère visible.

L'épaisseur totale du Permien est très irrégulière, elle dépasse 200 m dans le sondage AUM 68.

r1a. Autunien gris. Assise de Buxières : grès conglomératiques et argiles micacées grises à jaunâtres. Formation détritique grossière, à conglomérats et grès arkosiques rosés, qui présente un faciès de plaine alluviale à chenaux en tresses, à lits argileux et à nombreux niveaux pélitiques discontinus, noirs, riches en pyrite et en matière organique. Ces sédiments fluvio-lacustres restent toujours peu évolués.

Les argiles sont plus ou moins sableuses, vert pâle, brun-rouge ou grises, marbrées de bistre, de roux, avec graviers et galets pluricentimétriques de quartz blanc et de granite.

Les grès affleurent aux environs de Pombras (638/181) où ils alternent avec des argiles lie-de-vin. Les grès grossiers, gris à patine rousse, micacés, souvent arkosiques (637/182) incluent des galets à enduits d'oxydes de fer fréquents. Vers Cérilly, au Nord-Est, à la Croix-Rousseau, un grès micacé gris recouvre un grès quartzeux à débris de socle. À l'Est, à la Bodéterie, affleurent des argiles grises, marbrées de roux. À la Brosse, des schistes noirs, « bitumineux » marquent la fin de l'assise de Buxières et sont ravinés par les conglomérats de base de l'assise de Renières sus-jacente. Dans la forêt de Tronçais, le long de la lisière sud-ouest, des grès grossiers quartzeux, micacés, rubéfiés, sont repris en galets dans un grès feldspathique blanc.

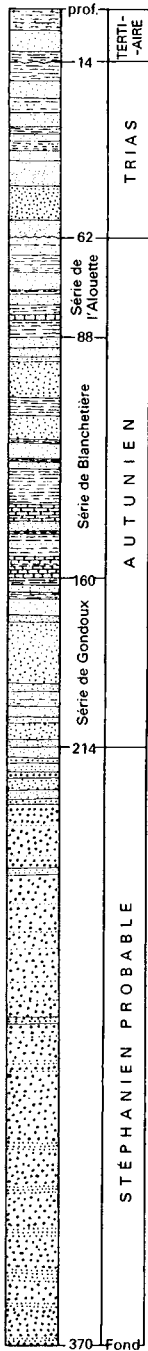
L'ensemble de la série est organisé comme une mégaséquence grano-décroissante, positive et rythmique. D'une manière générale, les grès sont mieux triés au sommet de la formation. Les galets de granite se raréfient et les quartz deviennent plus abondants vers le haut de la série.







Les analyses palynologiques montrent une grande homogénéité des associations sporo-polliniques où dominent saccates et spores. Les saccates, caractéristiques des dépôts lacustres, montrent une évolution typique de l'Autunien. Par contre, les associations à spores, liées à des débris charbonneux, signalent la nature fluvatile des dépôts. Elles sont tout à fait similaires aux associations du Stéphanien moyen : *Lycospora*, *Punctatisporites*, *Thymospora* (Châteauneuf *et al.*, 1980).

L'épaisseur est variable, allant jusqu'à 216 m (sondage AUM 68). Elle croît globalement d'Est en Ouest. Un dépôt-centre (133 m d'épaisseur) a été décelé par sondages le long de la faille de l'Étang-Cocu, à son croise-

Fig. 1 - Sondage AUM 67

x = 641,150 y = 189,130
z = 251 m



-  Carbonates
-  Argiles
-  Grès fin
-  Grès moyen
-  Grès grossier
-  Conglomérat

ment avec le ruisseau de Thiolais. Les variations d'épaisseur sont brutales et importantes et s'expliquent par le jeu synsédimentaire des très nombreuses failles qui découpent le bassin et règlent la répartition des faciès.

r1b. Autunien rouge. Assise de Renières : grès gris grossiers à fins et argiles rouges. Les dépôts détritiques, grossiers, sont organisés en séquences décamétriques nettes. Bien que ces formations ne soient pas intensément rubéfiées, les faciès rouges y sont néanmoins fréquents. Les dépôts, essentiellement de plaine alluviale à chenaux en tresses, sont organisés en séquences négatives argilo-gréseuses (silts et arkoses) séparées par de courts épisodes lacustres argilo-carbonatés.

Au Nord de Cérilly, près du CD 111, à l'Est du point 277, ce sont des argiles sableuses, d'un rouge-brun, compactes, massives. Au Nord-Est de Cérilly, les argiles gréseuses, brun-rouge et vert clair, sont associées à des grès feldspathiques roux. Au Sud du Rond du Thiolais (637/183), des argiles claires, micacées, recouvrent des argiles sableuses blanchâtres à rousses ; des sables blonds, grossiers sont partiellement grésifiés près des Joigneaux (640/185).

Les nombreux sondages réalisés par COGÉMA donnent une bonne image de la géométrie des dépôts permien. Ils ont permis le découpage de l'Autunien rouge en trois séries, de haut en bas : série de l'Alouette à grès bruns et argiles grises, d'origine deltaïque à lacustre ; série de Blanchetière, fluvio-lacustre à grès argileux brun-vert et calcaires ; série de Gondoux, grésio-conglomératique (fig. 1).

L'Autunien rouge peut être légèrement discordant sur l'Autunien gris qu'il ravine. La limite supérieure correspond à la paléosurface d'érosion du Permo-Trias. Son épaisseur ne dépasse pas 40 à 50 m. Les épaisseurs les plus fortes se rencontrent, comme pour l'Autunien gris, au Thiolais et à l'approche de la faille de Théneuille, au Sud de la Corne-de-Rollay.

MÉSOZOÏQUE

Trias

Les formations triasiques occupent l'essentiel de la partie méridionale de la feuille. En l'absence de marqueur, aucun cadre stratigraphique significatif n'a pu être établi ; le découpage proposé repose uniquement sur les faciès dominants. Aucun critère, tant faciologique que paléontologique ne permet de situer un niveau repère continu dans la série. Les formations de la forêt de Tronçais ont été décrites en détail par L. Courel (1973), de façon plus succincte par J.M. Lulin (1979).

tG. Trias gréseux (Ladinien ?). Grès de la forêt de Tronçais : grès, sables, argiles sableuses. Les « Grès de la forêt de Tronçais » répondent à une double logique : N-S, d'ordre stratigraphique ; et E-W, d'ordre paléogéographique, correspondant à la transgression triasique. Aucun fossile significatif n'a pu y être recueilli, si ce n'est quelques débris de brachiopodes (Courel, 1973 ; Mégnien, 1980) témoignant du caractère marin des dépôts. La sédimentation détritique y est d'origine littorale à infralittorale à l'Est du Cher, organisée en séquences rythmiques grossières passant vers le sommet à des grès fins, homogènes et argileux. À l'Ouest, la sédimentation, plus grossière, correspond à un milieu deltaïque proximal. Cette différence souligne l'activité de l'accident du Cher durant les temps triasiques. Aucun élément de datation ne permet d'attribuer un âge à ces formations. Les corrélations avec les provinces voisines indiquent que celles-ci pourraient correspondre aux « Grès infra-anhydritiques » du sondage de Couy et auraient donc, au moins *pro parte*, un âge ladinien (Adloff *et al.*, 1992).

Les limites de cet ensemble lithologique sont localement nettes : la limite inférieure n'apparaît nettement que lorsque les formations triasiques reposent directement sur le socle, la zone de contact étant parfois silicifiée et très ferruginisée. Au Béry (633/180), cette zone est marquée par une arène à ciment calcédonieux et microquartzeux incluant des chlorites néoformées. Plus à l'Est (634/180), des argiles sableuses jaune clair ou des grès rouges, marbrés de vert, hétérométriques, à ciment ferrugineux ou pélitique avec de la séricite formant un liséré discontinu autour des grains, recouvrent directement le socle granitique. Les formations détritiques proches du socle sont riches en éléments pyroclastiques et en granules quartzeux polycristallins. La limite supérieure est marquée par un banc de grès fin, régulier, d'épaisseur métrique. Entre les faciès supérieurs, dolomitiques ou à dominante argileuse et la base (granite ou Paléozoïque), l'épaisseur varie rapidement : 8 à 60 m (sondage AUM 73) sur la bordure est de la feuille, elle pourrait atteindre une centaine de mètres le long du méridien de l'étang de Pirot et une cinquantaine de mètres dans l'Ouest de la forêt de Tronçais.

L'ensemble de la formation présente un léger pendage global vers le Nord, affectant des ondulations d'axe N-S. Les différents niveaux majeurs seront décrits en allant du Sud vers le Nord, c'est-à-dire du bas en haut de la série. La description de la formation a été subdivisée en deux parties : niveaux gréso-sableux et niveaux où dominent les faciès argileux. Les faciès gréso-sableux ont été subdivisés en trois niveaux (uniquement à partir de leur situation géométrique par rapport aux limites établies) : inférieur, moyen et supérieur.

• **Faciès détritiques grossiers : sables et grès.** Les grès sont répartis de façon irrégulière dans l'ensemble de la série. Ils semblent correspondre à de vastes dépôts lenticulaires d'épandage fluvial en cône ou en éventail

formant des bancs d'épaisseur décimétrique à métrique. Les feldspaths altérés y sont fréquents, les phyllites détritiques plus rares, sauf à l'approche de la vallée du Cher. La coloration rouge ou brune des grès est due à la nature pélitique du ciment originel riche en composés ferrugineux (oxydes, hydroxydes de fer et phyllites). Il s'y substitue peu à peu un ciment siliceux allant de l'opale au quartz microcristallin. Lorsqu'ils sont hétérométriques, ces grès ne présentent pas de granoclassement. Les affleurements qui sont décrits ci-après ne sont donnés qu'à titre d'exemple, le substratum géologique n'apparaissant que temporairement, à l'occasion de rénovations de fossés ou de chablis.

– *Niveaux inférieurs*

Base de la formation. Aux Vallons (640/185), le Permien est recouvert par un grès quartzeux gris pâle et roux à grains ronds. Au Claudat (641/186), les niveaux de base comportent des grès-quartzites fins, gris ou brun-roux, recouverts localement (640/186) de sables grossiers à blocs gréseux. Au Sud de Tronçais, vers le bois Brochet, (628/180), les grès sont fréquemment fins et quartzitisés, rosés, verdâtres (624/180), ou hétérométriques, à grains non usés (les plus fins) à ronds (les plus gros, souvent corrodés), de couleur gris-beige à brune, parfois rouge brique. Certains bancs sont riches en grains quartzeux blancs (626/180), au Rond des Bruyères, (621/181) ou roses à la Loge à Tronçais (623-624/180). Au Rond du Chevreuil, (625/181), le grès, brun pâle à grains de quartz rose, est accompagné de sable blond à gris clair, hétérométrique, à galets de quartz et de lits pélitiques vert pâle.

Grès à galets argileux. Au Sud-Est du Rond de Montaloyer (623/181) et vers le Haut du Parc (626/182), des grès grossiers brunâtres à débris blancs, renferment des galets argileux ou pélitiques atteignant 1 cm. Leur disparition donne à la roche un aspect vacuolaire. Le ciment y est phylliteux avec quelques chlorites brunes, les grains de quartz y sont fréquemment corrodés. Au Sud-Ouest (622/180), les grès jaunes, rouges, orangés, également vacuolaires, prennent localement un aspect silteux et deviennent alors très clairs. Ces grès grossiers recouvrent des grès très fins, mouchetés d'oxydes noirs.

– *Niveaux moyens*

Faciès grossiers à blocs et galets. Plus haut dans la formation, les faciès grossiers sont encore présents. Les sables les plus grossiers pouvant contenir des blocs de grès ou des galets. Ce sont des grès brun-rouge à grains blancs, aux Loges (620/182); des galets quartzeux atteignant plusieurs centimètres au Sud de l'étang de Saint-Bonnet (627/182), le sable y est recouvert par un grès fin, rosé à ocre, à grains ronds ou émoussés dans une argile sableuse.

Sables et grès grossiers. Près de la route du Pendu (632/183), un grès quartzeux, à grains moyens (0,5 à 1 mm) émoussés et ciment siliceux, recouvre une lentille de sable grossier, roux, localement consolidé, épaisse de 10 cm. Le grès beige homométrique, à grains émoussés, se teinte de

rosé au Rond Daubrée (632/182); le long de la route de Mazières (631/182), il se débite en blocs métriques.

Faciès fins. Les grès fins deviennent plus abondants au Rond Raffignon (627-628/182) où un grès fin, rosé, renferme encore des débris grossiers quartzeux blancs ou hyalins. À Saint-Bonnet (627/183), on peut observer la superposition de divers types de grès, tous à grains ronds ou émoussés; sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, de haut en bas :

- grès fin, roux ; grès moyen, hétérométrique, brun-rouge à beige, à grains blancs ;
- grès brun-rouge, hétérométrique ;
- grès quartzitisé, fin, à grains ronds et émoussés ;
- grès gris clair à taches rouges ;
- grès beige, hétérométrique, fin, ponctué de roux.

Cette superposition de faciès apparaît également à la butte de Montaloyer (623/182). Dans la partie occidentale, le long de la vallée du Cher, au Nord d'Urçay (619/182) les grès se chargent de micas.

– Niveaux supérieurs

Faciès « quartz carié ». Dans la partie supérieure de la formation apparaît le faciès « quartz carié » affectant des grès quartzitisés qui prennent un aspect sursilicifié et se présentent en blocs le plus souvent décimétriques. À la butte de Montaloyer, (623/182), ils sont de couleur rose à rouge grenat et creusés de vacuoles centimétriques, polyédriques, tapissées de quartz cristallisé. Les grains du grès initial sont parfois matérialisés par un fin liséré de gœthite. Au Thiolois (637/183) ces grès contiennent de petits galets quartzeux de 1 à 2 cm, le Permien n'est qu'à 8 m sous ces niveaux (sondage S56). À la Pelloterie (628/185), ce faciès est recouvert d'argiles vertes et lie-de-vin à minces bancs gréseux formant la limite avec le Trias argileux.

L'attribution au Trias du faciès « quartz carié » n'est pas toujours assurée, certaines silicifications cénozoïques (voir les remarques concernant ce faciès aux rubriques « Trias dolomitique » et « Éocène-Oligocène ») présentant le même faciès.

Faciès sableux et gréseux. Les faciès sableux sont encore présents, comme à Lételon, aux champs Tiarots (619/183), où un sable brun-rouge à blocs de grès rouge termine la série. À Braize (624/184), les sables sont cimentés partiellement en un grès quartzeux hétérométrique à ciment brun. Aux étangs Roux (622/184), les grès sommitaux, fins, homogènes, sont organisés en lits centimétriques à décimétriques, alternant avec des argiles sableuses brun-rouge.

• *Faciès détritiques fins : argiles.* Les argiles sont le plus souvent sableuses, le sable présentant des proportions variables; elles alternent avec les niveaux gréseux qui semblent parfois s'y dissocier en blocs disjoints comme au Rond Gardien (631/183) ou une argile lilacée enveloppe des blocs décimétriques de grès gris.

– *Argiles sableuses*

Ces argiles montrent, le plus souvent, des couleurs variées, mais où dominent des teintes allant du jaune pâle au brun-rouge lilacé ; elles sont souvent d'aspect marbré en raison des variations du degré d'oxydation. Les quelques descriptions d'affleurements qui suivent feront ressortir la variabilité de ces faciès.

Argiles sableuses jaunes à brun-rouge. Au Rond de Montaloyer (623/181), dominant des argiles lie-de-vin à rouge brique ainsi qu'au Rond du Thiolais (637/183). Au Rond du Chevreuil (625/181), des argiles sableuses jaune orangé à rosées passent latéralement à du sable localement induré. La couleur de ces niveaux est, en général, plus claire que dans ceux où domine l'argile :

- au bois Brochet (628/180), sable argileux gris pâle à blond ;
- au Rond de Beauregard (634/182), une argile très sableuse, jaune vert, enveloppe des blocs de grès roux ;
- au Claudat (640/186), les sables argileux blonds sont associés à des sables grossiers à blocs de grès.

Argiles marbrées ou versicolores. L'argile est sableuse, brun-rose marbrée de vert clair au Sud de l'étang de Saint-Bonnet (627/182) ; elle est blonde et rouge ou brun rougeâtre, marbrée de gris-vert, au Sud du Rond du Chevreuil (625-626/180-181) ; lilacée à vert clair au moulin de Soulis (635/184) et au niveau du pont enjambant la Marmande ; ses couleurs vont du roux au jaune-vert, au Nord du Rond du Pendu (633/182). Au Rond du Thiolais (637/183), une argile brun clair à taches mauves ou lie-de-vin, passe à une argile brune et verte enveloppant des grès fins.

– *Argiles à galets*

Indépendamment de l'abondance relative de la fraction sableuse, les argiles peuvent renfermer des galets de quartz blanc pouvant atteindre plusieurs centimètres. L. Courel (1973) signale également, dans les grès, des galets pouvant atteindre 20 cm. Ces argiles à galets affleurent au Sud du Rond du Chevreuil (625/180-181) sous forme d'argiles marbrées à dragées de quartz. Ce niveau à galets peut être aussi observé vers l'Ouest, au pont Cassé (624/181), de même qu'aux Loges (620/182) où les galets forment un véritable cailloutis quartzeux emballé dans des argiles sableuses brun-rouge. Ce niveau à galets est visible également vers l'Est : route de Mazières (631/182), dans une argile marbrée rouille et vert clair ; au Rond Daubrée (632/182) dans des argiles sableuses brun-rouge à beige ; près du Rond de la Grande-Borne (633/184) où une argile sableuse lilacée contient à la fois des dragées de quartz et des débris de grès mauves ; près du Rond du Thiolais (638/183) où les galets sont emballés dans des argiles sableuses, claires, verdâtres ou rosées.

tD. Trias dolomitique (Ladinien ?). Dolomie d'Urçay : dolomies et grès dolomitiques. Le ciment de la partie supérieure des grès de la forêt de Tronçais s'enrichit localement et irrégulièrement en dolomite. Cet en-

richissement est net à Urçay où se développe sur environ 25 m d'épaisseur une dolomie gréseuse : la « Dolomie d'Urçay » (Courel, 1973 ; Mégnien, 1980). À la base de l'affleurement, la dolomie jaunâtre est cargneulisée, elle est recouverte par une dolomie grisâtre, puis viennent des dépôts rougeâtres dans lesquels les concrétionnements algaire (Courel, 1973) sont fréquents sous forme de croûtes et de nodules associés à des débris d'échinodermes. La partie supérieure, à spicules de spongiaires (Vatan, 1947), est partiellement silicifiée. D'aspect détritique et noduleux, à la base, la dolomie d'Urçay est à l'origine une dolomicrite de milieu laguno-marin (fragments de nodosariidés et d'algues). Recristallisée en dolosparite et partiellement dédolomitée et silicifiée, elle peut prendre un aspect de meulière ou celui de « quartz carié ». Il s'agit plutôt d'un faciès que d'un niveau stratigraphique, mais qui marque néanmoins, chaque fois qu'il est présent, la limite entre les niveaux gréseux inférieurs et les niveaux argileux supérieurs. Il pourrait être l'équivalent des grès infra-anhydritiques à caractère tidal et de la base des argiles à anhydrite datées du Ladinien supérieur du sondage de Couy. La dolomitisation affecte probablement des calcaires d'origine marine. Il s'agirait d'un épisode transgressif important, plus intense dans la vallée du Cher, et précurseur de l'invasion marine démontrée dans les niveaux recouvrants.

Excepté la localité d'Urçay, les affleurements dolomitiques sont très modestes et épars. Dans la forêt de Tronçais, au Sud du Rond du Bois-Clair (635/186), un banc dolomitique, décimétrique, surmonte 15 m d'argile rouge-lie-de-vin ; il est recouvert par des grès argileux, très fins, jaunes à ocre, en plaquettes. À l'Est de l'étang de Pirot (635/186) affleure un banc de dolomie blanche, épais de 10 à 20 cm. La roche est constituée de dolomicrite localement imprégnée d'oxydes de fer et recristallisée par places en dolosparite. Près du Rond Gardien (631/183), des grès gris, quartzeux, à débris de quartzite, présentent un ciment dolomicritique très abondant. À Lételon (619/183), la partie détritique est très réduite et la roche a l'aspect d'une dolomie jaune ; de même aux Linaires (614/189) où la dolomie est bréchifiée. Au moulin de Soullisse (635/184), le grès dolomitique contient des débris gréseux jaunâtres, des zones silicifiées et des cailloux noircis.

L'ancienne carrière du moulin de Beaumont (620/183) montre le passage des faciès gréseux au faciès dolomitique ; mais l'exiguïté de l'affleurement n'a pas permis de reporter celui-ci sur la carte. On y distingue de bas en haut :

- silt gréseux gris clair ;
- argiles grises et violacées à débris de grès (0,30 m) ;
- conglomérat à galets pélitiques jaunes ;
- grès grossier, conglomératique à galets gréseux et pélitiques, à ciment dolomicritique et lentilles dolomitiques, épais de 0,50 m ;
- dolomie jaune.

La localisation limitée des formations conglomératiques, illustre l'activité des failles du Cher à cette époque et leur influence sur la sédimentation.

Les niveaux silicifiés de la partie sommitale ont été corrélés avec l'épisode du « quartz carié » (Mégny, 1980). L'apparition de ce faciès pourrait marquer le sommet de la formation des « Grès de la forêt de Tronçais », en l'absence des niveaux dolomitiques. Les éléments rencontrés en forêt de Tronçais ne permettent pas de confirmer ce rôle de marqueur, car nombre de silicifications présentant ce faciès peuvent être attribuées à l'Éo-Oligocène. Il semble donc que celles-ci n'appartiennent pas à un niveau stratigraphique bien déterminé. De plus L. Courel (1973) note que, du Sud au Nord, ces silicifications apparaissent de plus en plus haut dans la série triasique. Ce faciès semble donc correspondre à des silicifications liées au développement d'une surface d'érosion tranchant la série triasique.

tA. Trias argileux (Carnien-Norien ?). Argiles infra-kaoliniques : argiles rouges ou bariolées, grès, dolomies. Le Trias argileux forme une large bande E-W, depuis la faille du Cher à l'Ouest et s'élargissant vers l'Est. Des bombements tectoniques le font affleurer également à Drevant, à l'Ouest, et vers Augy-sur-Aubois dans le coin nord-est de la feuille.

Le faciès majeur est celui d'argiles lie-de-vin, décolorées en gris-vert clair, avec parfois des nodules blancs dolomitiques. Les niveaux gréseux y sont plus rares, bien qu'affleurant mieux que les argiles. L. Courel (1973) a mis en évidence les influences marines à Valigny où ont été recueillis, dans les argiles, des débris d'écaillés de poissons et de tests de brachiopodes ; à Lételon et à Coust où une dolomie rose a livré des débris de mollusques et des radioles d'oursins. Les caractères sédimentaires de cette formation sont identiques à ceux des argiles à anhydrite, datées du Carnien, et des grès supra-anhydritiques du sondage de Couy. Il est possible qu'elle en soit l'équivalent latéral. Le gypse fait son apparition dans la partie orientale de la feuille. Le bassin, résultant de l'invasion marine d'une plaine côtière, devait alors se présenter comme une zone occasionnellement envahie d'apports détritiques, confinée temporairement par l'abaissement temporaire du niveau marin.

À la base se développent des grès fins ou grossiers, rouges ou gris clair à jaune-vert, en alternance avec les argiles rouge-lie-de-vin. Ils ont tendance à devenir très importants vers l'Ouest et à envahir l'ensemble de la formation argileuse, soulignant le rôle important que jouait le fossé du Cher dès cette époque (Gély *et al.*, 1992).

Les argiles recouvrant les grès de base, contrairement aux argiles appartenant à la formation inférieure (tG), sont très rarement sableuses. Des niveaux détritiques y sont cependant visibles ; ce sont le plus souvent des

lentilles sableuses ou gréseuses au Rond de Guiry (631/185) et au Rond de Buffévent (629/186), ou des bancs de grès fins.

La limite inférieure est marquée, de Saint-Bonnet-Tronçais au fossé du Cher, par un banc continu de grès grossier, hétérométrique, feldspathique, parfois mal consolidé, d'épaisseur métrique (1 m à 1,50 m). Sur la rive gauche du Cher, à Urçay (619/181), la base de ces niveaux correspond à 3 m de grès feldspathique à lits ou lentilles argileuses et graviers quartzeux centimétriques, recouvert par des argiles rouges à lie-de-vin. Cette séquence de base apparaît également à la Commanderie (623/184), au carrefour des Grandes-Ventes (633/186), à Lételon (619/183) où la partie supérieure du grès présente des litages obliques pentés vers l'Est. Cet affleurement a fourni à L. Courel (1973) des entroques à encroûtement algaire, ce qui, avec les indices recueillis au moulin de Beaumont et à Urçay (cf. td), confirme la transgression marine dès la fin du Trias gréseux. Ces grès de base n'existent plus à Braize (624/185) où les argiles rouges et gris-vert reposent sur les argiles sableuses de tG. Le biseau correspondant à la limite nord du banc gréseux de base n'a pu être localisé.

La limite supérieure est marquée par l'apparition des grès « rhétiens » à ciment carbonaté et par des argiles de couleur claire, gris bleuâtre à gris rosé.

L'épaisseur totale peut atteindre une quarantaine de mètres et s'accroît jusqu'à 70 m dans la partie orientale, où le gypse est présent (sondage AUM 73 : 638,600/191,585).

• *Faciès détritiques grossiers, sableux ou gréseux*

– *Grès grossiers*. En allant d'Ouest en Est, l'énergie de dépôt diminue : les grès grossiers sont plus abondants à proximité du fossé du Cher. Des grès grossiers, gris, en bancs métriques ont été exploités en carrière à Drevant (614/188).

Ces grès forment des lentilles dispersées dans la formation argileuse. Ils sont parfois très grossiers et remanient les formations sous-jacentes en graviers de taille inférieure à 1 cm, comme à Saint-Bonnet (627/183) où les graviers sont emballés dans un grès quartzeux grossier, avec quelques feldspaths et micas, à ciment ferrugineux. Ils peuvent aussi contenir de petits débris ferrugineux ou pélitiques dont l'altération et la disparition donnent un aspect vacuolaire à la roche ; au Nord-Est du Rond Jarsaud (637/186) et à Richebourg (628/186), le ciment de ces grès est siliceux et ferrugineux.

Les grès les plus communs sont hétérométriques à ciment de quartz microcristallin ; feldspaths et micas y sont encore présents mais en quantité moindre que dans la formation inférieure. Les bancs ou les lentilles de grès sont plus abondants dans la partie inférieure de la formation : à Meslon (618/185), près du Rond de Richebourg (628/186-187), en rive gauche du

Cher, à la côte Papotte (615/186) et aux Rainats (618/181). Parfois leur consolidation est inexistante ou imparfaite et ce sont des lentilles de sables roux ou bruns qui subsistent : au Rond du Meslier (632/186), à Fontgelin (621/184), au Pignon (622/185-186), aux Cacherats (638/189).

– **Grès fins.** Ces grès fins à très fins (64 à 125 μm), sont généralement de couleur pâle, beige, rosée ou verdâtre, au Rond de Richebourg (628/187). Ils sont quartzitisés à Saint-Bonnet (627/184). Les oxydes de fer y sont fréquents :

- en enduit autour des grains de quartz : à la Corne de Valigny (637/189) ;
- en granules, donnant au grès un aspect moucheté : aux Bruyères (636/188) ; ou vacuolaire par disparition des granules : en lisière de la Corne de Valigny (637/188) ;
- en imprégnation dans le ciment sur la route de Valigny, à la fontaine Jarsaud (637/186-187) et à la Croix de la Loire (633/187).

Généralement organisés en bancs ou lentilles d'épaisseur décimétrique à métrique, ces grès présentent localement un débit en plaquettes centimétriques, à la Corne de Valigny (637-638/188) ou à Richebourg (628/186). Lorsque leur épaisseur est réduite, ils sont dissociés en pavés plus ou moins jointifs que l'altération et les glissements superficiels éparpillent dans l'argile : à Colombiers (615/188), le long de la ligne des Prés Laugers (632/187), à la Corne de Rollay (639/186), à Isle-et-Bardais (635-636/187), à la Rougerie (638/190), à la Salinerie (636/189). Les grès fins passent localement à des siltites roses et beiges à grains de quartz épars, anguleux ou émoussés, corrodés associés à de rares feldspaths et micas à la Ligne de Pirot (633/185).

• **Faciès argileux.** Les argiles deviennent prédominantes dans la partie supérieure de la formation. Elles présentent des couleurs variées :

- rouge à l'étang de Goule (635/191), à l'Est et au Nord de Venoux (637/194) ; ou rouge brique au Sud de Pontcharraud (629/188) ;
- lie-de-vin, à Fontgelin (621/184) ;
- violacée marbrée de jaune à la Ligne de Brot (635/184) ;
- brun-rouge à Valigny, à l'Hermitage (638/191), à Colombiers (sondage, 615/189) et à la Mariatte (638/191). Les argiles peuvent aussi être bariolées : violacées, rouges et gris-vert clair.

Leurs affleurements forment une vaste bande s'étalant d'Est en Ouest à partir de la bordure sud de l'étang de Goule (635/191). Ils disparaissent au centre de la feuille sous de larges placages éocènes pour réapparaître au Sud de Changy (620/185) avant de buter contre les failles de Coust. À Augy-sur-Aubois, au niveau du pont franchissant le canal du Berry, une bonne coupe rassemblait les faciès majeurs, on y observait de haut en bas :

- argiles lie-de-vin, brunâtres à gris-vert pâle, contenant des rognons dolomitiques à leur base, visibles sur 5 m ;
- argiles jaunes à gris-jaune 1 m ;
- argiles sableuses gris clair et jaune verdâtre à lentilles de grès grossier, visibles sur 2 m.

• **Faciès dolomitiques.** Les niveaux dolomitiques ne sont pas rares dans cette formation. Contrairement aux faciès observés au sommet du Trias gréseux, la dolomie n'y contient que rarement une fraction détritique comme aux Vergers (619/181) où dans une matrice dolomicritique sont épars quelques grains de quartz et des galets de siltite quartzeuse. Ces dolomies présentent des aspects variés :

- faciès cargneulisé à Lételon, (618/184) où un calcaire jaune, finement détritique comporte des îlots dolomitiques dont la désagrégation forme des vacuoles ;
- faciès argileux à la Maillerie, (619/182) où des calcaires marnodolomitiques crème inclus dans des argiles lie-de-vin à grises sont préservés dans un graben E-W encadré par les formations des niveaux inférieurs ;
- faciès massif à la Grange-Cornue, (617/187) où une dolomie beige verdâtre partiellement silicifiée accompagne des argiles rouge brique indurées ;
- faciès bréchique aux Linaires, (614/189) : la brèche est formée d'éléments dolomicritiques associés à de petits galets de grès et à des grains de quartz cimentés par une dolosparite rose.

• **Faciès à gypse.** Les niveaux à gypse se développent à l'Est de la carte (feuille Lurcy-Lévis), ainsi qu'en témoigne l'emplacement d'anciennes plâtrières (641/191) où n'affleure plus qu'une argile brun-rouge à grès fins roux. Des niveaux gypseux ont été également recoupés par le sondage de Bannegon, ils sont disposés en trois bancs à Grand-Vau (640/193).

Le gypse disparaît vers l'Ouest et le dernier témoin observé l'a été par sondage à la mototarière, à Saint-Aignan-des-Noyers (635,75/197,8) :

- argile sableuse roussâtre, argile grise à galets noircis (Éocène ou alluvions) (0,50 m) ;
- argile brune d'âge indéterminé (1,60 m) ;
- marne brun-vert pâle à débris gypseux (0,20 m) ;
- marne gris-vert à gris-bleu (0,70 m) ;
- argile marneuse, beige verdâtre, gypseuse (0,20 m) ;
- marne beige à vert clair et argile pâle à graviers quartzeux, hétérométriques (0,1 à 1 cm) à grains à peine émoussés, quelques micas et granules ferrugineux (visibles sur 1 m).

Ces niveaux gypseux correspondent à la limite occidentale de ces faciès proposée par L. Courel (1973), entre Bannegon et Charenton-du-Cher.

t9. « Rhétien ». **Sables, grès kaoliniques, argiles bariolées.** Le faciès le plus commun est celui de sables et grès, grossiers à fins, blancs, verts ou rosés, souvent feldspathiques. Ils peuvent contenir des galets centimétriques de quartz et sont associés à des argiles gris-vert ou rosées parfois blanches et kaoliniques, en lentilles. Ces faciès montrent des litages obliques, des granoclassements organisés en progradation deltaïque. Selon

L. Courel (1973), les sables kaoliniques sont particulièrement grossiers dans la région de Saint-Amand-Montrond ; les galets y atteignent 3 cm. Ces sables kaoliniques sont recouverts, à la Groutte (feuille Saint-Amand) par les argiles supra-kaoliniques à débris de plantes et de poissons.

Aucun argument paléontologique ne vient confirmer l'attribution stratigraphique de ces niveaux au Rhétien. Ce faciès est daté, plus au Nord (sondages de Sologne), de l'Hettangien. Le sondage effectué à Saint-Aignan-des-Noyers a rencontré des sables quartzeux (voir tA) noyés dans des marnes beiges et vert clair. Ce niveau est recouvert par des marnes à gypse. Il n'est pourtant pas à exclure que les autres affleurements de ce type n'aient comporté également du gypse que la dissolution aurait fait disparaître. La dénomination « Rhétien » a néanmoins été maintenue en raison de la singularité de ce faciès marquant la limite entre les argiles triasiques et les carbonates hettangiens ; il s'agit plutôt d'un artifice cartographique. Au forage de Couy, les quatre mètres de grès grossiers kaoliniques correspondant à ces faciès sont recouverts de grès carbonatés datés de l'Hettangien basal. L'équivalent latéral constitué par le « faciès marnes vertes dolomitiques » est également daté de l'Hettangien à Saint-Amand-Montrond (Mouterde, 1952). Les grès kaoliniques azoïques semblent bien s'inscrire dans la base du cycle sédimentaire hettangien.

Des grès arkosiques et des grès fins, jaunes, gris ou roses, parfois argileux, en marquent la base. Au Pilon (620/186), où ils ravinent les grès sommitaux du Trias argileux, le ciment du grès est micritique, argileux et très abondant ; on y observe de petits galets de dolomie ferrugineuse. De nombreuses fentes de dessiccation calcitisées fragmentent les bancs. À la motte féodale de Venoux (637/193), les grès de base sont remplacés par des argiles bleu-vert clair surmontées d'argiles rouges ou grises associées à un calcaire dolomitique gris ou rouge à taches noires.

La limite supérieure correspond à la fin des faciès argilo-détritiques, sous la base des calcaires biodétritiques hettangiens. Elle est visible au Domaine-Neuf de Cortel (617/186) où un grès gris clair supporte les calcaires hettangiens. Il en est de même au Sud d'Ainay-le-Château où le banc de grès sommital, fin, roux, vacuolaire contient encore quelques pyroclastes, le ciment en est silico-ferrugineux (gœthite). Aux Ardillats (620/189), les marno-calcaires gris en gros bancs, à débit parallélépipédique, de l'Hettangien recouvrent une arkose gris-rose grossière et mal consolidée.

Les faciès des sables kaoliniques se développent particulièrement au Sud de Charenton-du-Cher. Ils sont absents aux abords du canal du Berry, dans le coin nord-est de la feuille, et manquent localement au Grand-Tertre. Leur épaisseur maximum ne dépasse pas 10 m et varie rapidement. Elle diminue d'Ouest en Est : de 5 m à Venoux, elle n'est plus que de 2 m à Saint-Aignan-des-Noyers.

Le faciès argileux est dominant. Les argiles, de colorations variées, sont parfois seules représentées : au Nord-Est de Venoux (637/194), argiles gris-vert à gris-bleu ; à la côte Papotte (615/186), argiles gris-bleu ou blanches. Les argiles peuvent être associées :

– à des faciès détritiques grossiers, grès et sables. Ainsi, au lieu-dit les Sables (629/196) un sondage a traversé, à 3 m de profondeur, des sables argileux gris et roux à traces ligniteuses ; le quartz y est abondant associé à des fragments de grès feldspathique. Du sable grossier, bariolé, a été exploité au siècle dernier pour la verrerie, près de Saint-Amand ;

– à des niveaux carbonatés. Au Sud de Meslon (618/185), un calcaire dolomitique beige, grumeleux, se présente en dalles (10 cm) fragmentées dans des argiles grises et jaunes ; à Cossonnais (634/195), les argiles vertes contiennent des débris de calcaires jaunes ou noirs ; il en est de même aux Gallerands (632/195). Parfois, seuls les faciès dolomitiques affleurent comme au Sud-Ouest de l'étang de Goule (635/191) où apparaît un calcaire dolomitique jaune à points noirs.

Au Sud de Venoux, affleure une bonne coupe partielle de ces niveaux, de bas en haut :

– argiles bleu-vert, claires, à rognons de calcaire beige contenant quelques quartz et de nombreux débris de tests fins, fragmentés ;

– dolomie beige et rose, quelques granules ferrugineux, fentes et vacuoles emplies de dolosparite donnant un aspect scintillant à la roche ;

– argile jaunâtre en altération et calcaire gris à gris-roux, fétide, à nombreux débris de tests de bivalves et encroûtements ferrugineux. De nombreux débris de calcaire dolomitique à points noirs ont été recueillis dans les zones d'affleurement du Rhétien.

Tous ces affleurements ne peuvent être attribués avec certitude au Rhétien, ce faciès étant fréquent dans l'Hettangien. R. Mouterde (1952) attribue tous ces faciès carbonatés à l'Hettangien. Il est plus rare de voir les trois faciès associés comme aux Côtes (616/187) où on observe, de haut en bas : des argiles lie-de-vin, des argiles gris-vert, des sables grossiers et une dolomie jaune. Au Pilon (620/186), les faciès sont mixtes, le calcaire gris-roux est gréseux, argileux, à galets intraformationnels et amas sparitiques. Il recouvre un grès à ciment calcaire présentant des fentes de dessiccation emplies de calcite spathique.

Jurassique inférieur

11-2. **Hettangien. « Calcaires pavés » : calcaires bioclastiques clairs.** Appelé « Lias blanc » par G. Dufrénoy et J. Élie de Beaumont (1848) en raison de la dominante claire des calcaires de cet étage. Les affleurements, très étendus au Nord-Est de la feuille, ne forment plus qu'une bande étroite à l'Ouest d'Ainay-le-Château. Cette bande est morcelée par les failles de Coust et dédoublée par l'anticlinal de Drevant. Les premiers bancs peuvent

reposer directement sur les argiles lie-de-vin du Trias argileux, vers Neuilly-en-Dun ou au Grand-Tertre. Les calcaires hettangiens apparaissent donc légèrement discordants sur les sables kaoliniques et le Trias argileux. Le jeu de l'accident du Cher a fortement influencé leur puissance. À l'emplacement de celui-ci, elle atteint 40 à 50 m et se limite à une dizaine de mètres sur les plates-formes latérales. Dès l'Hettangien supérieur le milieu redevient rapidement lagunaire (cargneules) lorsqu'on s'éloigne de la zone subsidente.

Faciès et épaisseur varient d'Ouest en Est de la feuille. Trois types peuvent ainsi être décrits.

• **À l'Ouest, région de Saint-Amand-Montrond** (épaisseur : 30 à 40 m, 10 m au Grand-Tertre). La base de l'Hettangien est visible dans le talus bordant la voie ferrée au Sud-Ouest de Drevant. Au-dessus des grès kaoliniques, on note successivement un banc décimétrique de calcaire dolomitique gréseux brun, puis des calcaires argileux plus ou moins dolomitiques, jaunes à brun clair, alternant avec des argiles beige verdâtre. On y observe des moules de lamellibranches, des écailles de poissons, des débris de vertébrés (*Eomosodon liasicus*) et de plantes (*Cheirolepis muensteri*). R. Mouterde (1952) attribue une épaisseur de 8 m à ces niveaux de base.

Ces premiers niveaux passent aux « calcaires pavés », en bancs décimétriques, jaunes à blancs, montrant de nombreux arrêts de sédimentation argileux accompagnés parfois d'une faune variée : *Ostrea sublamellosa*, *Modiola hoffmanni*, *Isocyprina porrecta*, *Gervilleia hagenovi*, *G. rhombica*, *Diademopsis serialis*. Ces calcaires sont formés de mudstones gréseux vers la base puis de wackestones et de packstones à bioclastes et, parfois, à pellets et oïdes. Ils se terminent par une surface rubéfiée et perforée. Le sommet devient marneux et dolomitique avec *Diademopsis serialis*, *Brachyphyllum* sp. et des débris de poissons ganoïdes. Au-dessus de ceux-ci, dans les carrières du Petit-Tertre (feuille Saint-Amand-Montrond) viennent des cargneules associées à des sables et argiles rouges et vertes à *Mytilus* sp. et *Gervilleia rhombica*.

Cette succession affleure dans de bonnes conditions à l'Ouest de la Tranchasse (615/187) où une ancienne carrière fournit une bonne coupe visible sur 20 m (de bas en haut) :

- 1 - calcaire en bancs minces, irréguliers (≥ 5 m)
calcaire (banc massif de 0,30 m)
calcaire en bancs minces irréguliers (1 m)
- 2 - calcaire gris et jaune en bancs décimétriques à métriques (env. 2 m)
- 3 - marne grise (0,30-0,40 m)
- 4 - calcaire en bancs massifs séparés par des lits marneux gris-vert (4-5 m)
- 5 - calcaire blanc, pulvérulent, très karstifié (1 m)

- 6 - calcaire gris en bancs métriques à débit prismé dans leur partie supérieure, passant latéralement à un débit en plaquettes, quelques lits marneux gris-vert (4 m)
- 7 - calcaire jaune-beige se débitant en plaquettes (0,2 m)
- 8 - banc massif de calcaire jaune (0,3 m)

Les variations latérales de faciès sont très rapides.

Microfaciès du niveau (6) : micrograinstone à bioclastes micritisés, fractures horizontales et verticales à remplissage silteux géotrope, ciment sparitique ; le jeu des fractures subverticales est marqué par une deuxième génération de sparite.

E. Dagingcourt (1881) signale une surface corrodée et perforée au sommet du « calcaire infraliasique » qui correspondrait à une période d'émergence entre ces dépôts et les suivants. R. Mouterde (1952) décrit ces niveaux dans une coupe relevée au Sud-Ouest de Saint-Amand-Montrond. Pour ce dernier, à la suite de A. de Grossouvre (1885), la série des calcaires argileux dolomitiques se poursuit dans le Sinémurien. Nous avons placé celle-ci à la base des marnes à *Gryphaea arcuata*.

Ces niveaux sont localement atteints par la dolomitisation et parfois cargneulés. Les calcaires dolomités prennent une teinte jaune ou beige. Au Nord de Lételon (618/184) ceux-ci sont emballés dans une matrice jaunâtre, argileuse, et recouverts par une dalle à débris de fossiles. Au Grand-Tertre, (614/189), le calcaire à traces fossilifères, épais d'une dizaine de mètres, est dolomitisé et cargneulé sur 4-5 m à la base.

Dans cette région, entre Saint-Amand-Montrond et Lételon, dolomitisation et cargneulisation affectent localement les niveaux supérieurs. Lorsque la fracturation est importante, au voisinage des failles, une érosion de type karstique peut se développer. Ce phénomène est bien visible à Pellevoisin (616/187), le long d'une coupe affleurant dans le talus nord de la RN 144, où l'on observe de l'Est vers l'Ouest :

- calcaire jaune à mouchetures noires, cristallines, quelques passages marneux bistre-vert à gris clair ;
- calcaire brunâtre d'aspect encroûté, ou dolomitique, jaune safran, bistre à points noirs où s'intercale un niveau d'argilite verte indurée ; les bancs de calcaire dolomitique montrent un début de cargneulisation. L'examen microscopique révèle des recristallisations carbonatées de grande taille dans une matrice vacuolaire et fistuleuse, les cavités semblant dues au départ de matière ferrugineuse ;
- calcaire bistre rosé, creusé de poches emplies de sédiments noirs mêlés à l'argile verte. Une karstification superficielle perturbe fortement ces niveaux.

• **Au centre, région d'Ainay-le-Château** (épaisseur 20 m environ, 30 m au Rhimbé). Dans la partie centrale de la feuille, dolomitisation et cargneulisation superficielle atteignent une large partie supérieure des niveaux hettangiens.

– **Calcaires.** Directement au-dessus des calcaires dolomitiques gréseux de base, les « calcaires pavés » sont identiques à ceux de Saint-Amand-Montrond. Ces niveaux sont le plus souvent des calcaires oolitiques ou pseudo-oolitiques, bioclastiques, en bancs décimétriques à métriques, à polypiers, lamellibranches (*Ostrea sublamellosa*), à joints marneux jaunes à beiges souvent riches en bivalves. Ce faciès atteint une dizaine de mètres d'épaisseur au Sud d'Ainay-le-Château (626/189). Microfaciès des calcaires : packstone à wackestone contenant des bioclastes recristallisés (biosparite), des ooïdes et des oolites fibroradiées, des pellets, des débris de bivalves et de gastéropodes.

Des faciès identiques (les « calcaires pavés ») mais avec un grand développement des niveaux marneux bistres, apparaissent au Nord d'Ainay-le-Château (627/191).

Les calcaires gris, en dalles morcelées, présentent un débit en miches ; aux Fourneaux, (622/190) ; ils prennent une teinte jaune, et recouvrent des marnes beiges, vertes, associées à des calcaires blancs, puis des dolomies jaunes. Vers la Croix du Merisier (622/191), le calcaire gris-beige, rosé, présente quelques joints stylolitiques et est percé de tubulures.

– **Dolomies.** Les calcaires passent à des calcaires dolomitiques et des dolomies bréchifiées beiges à brunes altérées en cargneules près de la surface. Ces faciès azoïques (11-211) sont intercalés de marnes beiges à jaunes et d'argiles jaune verdâtre. Ces faciès, très locaux, d'origine lagunaire probable, s'accompagnent d'une importante réduction de puissance. Ces niveaux dolomités renferment parfois de petits galets, de taille inférieure au centimètre : à Touzelle (619/188) où la matrice est dolomicritique et contient des galets de dolomicrite. Les fractures qui morcellent les galets ainsi que les fenestras sont emplies de sparite.

La dolomie safran est parfois concrétionnée et peut contenir des « îlots » de calcaire beige (les Hommes : 621/190) ou gris (Bel-Air : 623/191). Elle peut, localement, être partiellement silicifiée, à la Croix du Merisier, (622/191) où elle forme des dalles fragmentées, recouvrant des calcaires dolomitiques lités de feuillet argileux, bistre vert, safran, à dendrites, en fragments irréguliers et cariés.

– **Cargneules.** Comme dans les massifs alpin et jurassien, la bréchification monogénique est survenue à la suite de surpressions locales des fluides accompagnées de cimentations complexes et de recristallisations matricielles importantes. Ces derniers faciès sont aussi diagénétiquement très évolués et leurs structures sédimentaires originelles parfois totalement oblitérées. Des calcaires crinoïdiques brun sombre, massifs, en bancs décimétriques succèdent à ces faciès.

La cargneulisation n'affecte pas toujours les niveaux dolomités qui se présentent alors comme des dolomies de couleur jaune safran (microdolosparite à granules ferrugineux), à Bel-Air (623/191). Elle peut être partielle, comme au Nord de Coust : aux Ardillats (619/189), où le calcaire dolomitisé jaune, marneux, à points dendritiques, est associé à des

marnes grises à jaunes avec débris de fossiles (*Cardinia* sp.). À Touzelle (619/188), des marnes jaunes s'intercalent dans des calcaires dolomitiques plus ou moins argileux, à dendrites, partiellement cargneulisés. À Ainay-le-Château, près du cimetière (627/189), on observe la même association mais les calcaires dolomitiques sont cargneulisés.

– **Passage au Sinémurien.** Sous les marnes à gryphées du Sinémurien, les niveaux terminaux de l'étage sont caractérisés par des marnes grises ou jaunes à cardinies, qui se différencie des marnes sinémuriennes par l'absence de *Gryphaea arcuata*. On y observe aussi du calcaire dolomitique en plaquettes, parfois d'aspect cargneulisé. Au Sud de Charenton-du-Cher (623/191) se développent des calcaires bruns, sparitiques, en bancs décimétriques à métriques. Des imprégnations ferrugineuses peuvent localement s'y développer comme aux Grands-Cris (622/191) où un calcaire ferrugineux, en dalles, est interstratifié de feuillets argileux, laissant en disparaissant des vacuoles allongées suivant le litage.

• **À l'Est, région d'Augy-sur-Aubois** (épaisseur moyenne : 40 m, plus de 37 m au Sud d'Augy-sur-Aubois et plus de 50 m au sondage de Sancoins). L'Hettangien s'épaissit rapidement ; au-dessus des calcaires dolomitiques gréseux de base, les calcaires deviennent argileux et passent aux « calcaires pavés » à *Ostrea sublamellosa*. Le sommet de l'étage devient marneux et s'achève par des calcaires crinoïdiques brun sombre, massifs.

– **Calcaires.** Dans la région d'Augy-sur-Aubois, on observe des calcaires blanchâtres à nombreux *Mactromya liasica* recouvrant des calcaires bruns et gris. À la Richarderie (639/197), R. Mouterde (1952) décrit la coupe d'une ancienne carrière dans laquelle les bancs de calcaires argileux blancs compacts, gris, pseudo-oolitiques présentent des surfaces perforées.

Entre Neuilly-en-Dun et le Rhimbé, le calcaire oolitique est perforé et riche en débris fossiles : pectens et plagiostomes. Au Nord de Saint-Bénin (631/190), les calcaires de base, massifs, de couleur crème sont riches en entroques. Microfaciès : wackestone à bioclastes (biomicrite) non micritisés (100 à 1000 μm), entroques, gros et petits gastéropodes, lamellibranches, brachiopodes, radioles rares ; litage visible, parfois bioturbé à remplissage mudstone.

Des calcaires gris clair, en dalles décimétriques, à patine jaune, constituent le faciès le plus répandu. Ces calcaires affleurent bien au moulin de la Font, (635/194), à Venoux (636/194), où ils ont été exploités en carrière. Microfaciès de grainstone à wackestone à bioclastes : lamellibranches, gastéropodes de toutes tailles, débris de radioles, entroques, pellets et rares grains cortiqués.

À l'Est de la feuille, à Augy-sur-Aubois, (638/199), le calcaire gris se présente en bancs rognoneux, mal stratifiés, il a été exploité en carrière. Aux Riaux, (632/199), le calcaire, oolitique ou pseudo-oolitique est perforé et montre des débris de pectens, de bélemnites et de lamellibranches (*Plagiostoma*).

– **Dolomies.** Les calcaires ont parfois été dolomités, puis dédolomités, tout en conservant le même macrofaciès. Cette évolution a été observée à Cossonais, (635/195) où l'examen du microfaciès révèle un grainstone classique à gros fossiles. La dolomitisation y est sélective et partielle, affectant des fragments de tests de brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches ; les couches prismatiques sont épargnées, la dédolomitisation est tardive. Aux Brûlés (632/196), le calcaire gris (grainstone à wackestone) contient des entroques, des brachiopodes, des lamellibranches quelques rares polypiers et des galets micritiques. La compaction du sédiment est marquée par des grains impressionnés, quatre étapes de l'évolution de la roche y sont visibles :

- micritisation des bordures ;
- cimentation calcaire syntaxique ;
- dolosparitisation ferrifère du ciment ;
- dédolomitisation.

– **Cargneules.** Le passage des calcaires francs aux cargneules est parfois net : près de la ferme des Barres (632/192) où le contact correspond à une surface encroûtée, irrégulière, partiellement silicifiée affectant le sommet de calcaires dolomitiques gris-beige cristallins. Microfaciès : dolomicrite très fine, partiellement silicifiée, bioturbée en nids emplis de débris de brachiopodes rarement entiers, recristallisation sparitique des tests, très rares quartz. Le contact est également perceptible au Four (631/198) où des joints stylolitiques morcellent le calcaire gris oolitique.

À la Renardière (634/191), les calcaires sont également dolomités et cargneulés. Les cargneules présentent un microfaciès de mudstone à grains de quartz détritiques.

l3-4. Sinémurien. Calcaires argileux et marnes gris-bleu à gryphées et cardinies. Les marnes et calcaires argileux attribués au Sinémurien affleurent suivant une bande W-E au Sud de la Marmande, partant de Saint-Amand et s'incurvant vers le Nord, à l'Ouest du Rhimbé. Les épaisseurs varient de 20 à 30 m.

Le terme de passage Hettangien/Sinémurien est formé par 4 m de marnes et de calcaires argileux gris, beiges ou bistres en altération. Il contient de nombreux lamellibranches parmi lesquels on peut citer *Mac-tromya hesione* avec de petites gryphées en rive gauche de l'Auron (631/197). Des débris d'*Arietites* présents dans le sommet de ce terme de passage assurent, en partie, l'âge sinémurien. Ces faciès de base sont nets à Pétouille (627/192). Au Four (631/198), le calcaire, lumachellique, biodétritique, gris-roux à brun, contient des galets centimétriques roux. Près du cimetière de Charenton (623/191), les fossiles sont abondants dans les marnes (gryphées, cardinies et *Arietites*), associés à des débris de calcaire beige, grumeleux, ponctué de noir et à patine jaune. À Ainay-le-Vieil (615/185), seul le calcaire fossilifère affleure nettement, ainsi qu'à

Touzelles, au bord de l'ancien Chignon (618/188) où le calcaire contient des débris d'ammonites.

À la Brosse (628/192) un sondage a traversé 3 m des marnes gris-brunvert à débris abondants de bivalves. La microfaune y est représentée par des ostracodes : *Ogmoconcha hagenowi*, *Klingerella luxuriosa*, *Lophodentina lacunosa*, *Polycope pumicosa*, *Pleurifera* sp. ; des foraminifères : *Fronicularia dubia*, *F. brizaeformis*, *Marginulinopsis variabilis*, *Planularia inaequistriata*, *Vaginulinopsis quadricostata*, *Involutina aspera*.

L'ensemble peut être rapporté à la Zone à *Semicostatum*, seule zone caractérisée dans le Sinémurien de cette région, ainsi que le signalait R. Mouterde (1952).

Au-dessus, viennent 5 m environ de calcaires argileux, gris-bleu à noirs, biodétritiques, à entroques, débris de tests abondants, bryozoaires, granules ferrugineux, beiges en patine, intercalés de marnes gris-noir à *Gryphaea arcuata*, *Plagiostoma gigantea*, *Pseudopecten* sp., *Rhynchonella* sp., *Echioceras* sp. et des rostrés de bélemnites. Les marnes, riches en gryphées, sont de couleur gris-bleu à Colombiers (615/189), jaunes à la Suchère (614/186). Vers l'Est, se développent des calcaires gris à grosses entroques et gryphées : à l'écluse de Neuilly (632/198), à la Castinerie, à l'Est d'Ainay-le-Château (626/189), au Nord d'Augy-sur-Aubois (638/199) où s'ajoutent de nombreux petits gastéropodes. R. Mouterde (1952), a recueilli *Arnioceras* cf. *falcaries* et *A.* cf. *acuticarinatum* dans des calcaires gris-bleu du Sinémurien supérieur, près du Rhimbé (631/198) et des Halards (640/199). Selon cet auteur, le Sinémurien supérieur seul serait représenté dans la région ; la caractérisation des niveaux inférieurs nous amène à envisager plutôt une réduction (ou l'absence) des termes moyens de l'étage.

À l'Ouest de la feuille, vers la Celette (614/184), apparaît un faciès oolitique dans lequel les oolites, disposées en lits, présentent un cortex ferrugineux. La roche a été en partie silicifiée, probablement à l'Éo-Oligocène.

Dans la partie supérieure de l'étage, les marnes, grises à bleuâtres, deviennent prédominantes et renferment des miches décimétriques, caractéristiques et disparaissant vers le sommet. On y rencontre de nombreux fossiles mais qui ne permettent pas de définir précisément une biozone : *Gryphaea obliquata* ou *cymbium*, *Pseudopecten* sp., *Rhynchonella* sp., *Spiriferina walcotti*, *Zeilleria cor* et des bélemnites. Les marnes à miches sont bien visibles à Milandeux (627/191) : marnes beige-bistre, à miches ou débris de calcaire gris-jaune. La limite Sinémurien/Pliensbachien est masquée sur toute l'étendue de la feuille par les alluvions de la Marmande.

Des sondages à la tarière ont permis de retrouver les formations sinémuriennes hors de leurs points d'affleurement :

– au Pont-à-Baras (630,4-199,5/199,0), à 3 m de profondeur ; ce sont des marnes grises, azoïques et riches en quartz ;

– à Colombiers (615,35/189,10), à 1,40 m de profondeur, des marnes gris-brun, à grains de quartz fréquents, lamellibranches communs, très rares *Nodosaria* sp., absence d'ostracodes, recouvrant des marnes gris pâle à débris de bélemnites et de gryphées.

15-6. Pliensbachien. Marnes gris-bleu et calcaires argileux gris. Le Pliensbachien constitue la base du talus marneux supportant le plateau de la forêt de Meillant, au Nord-Ouest de Charenton-du-Cher. Les glissements y sont fréquents et dégradent les conditions d'affleurement. Il existe néanmoins des affleurements de bonne qualité aux environs de Vernais. Les faciès marneux gris, pyriteux en constituent l'essentiel : aux Trembles, (627/193). À Rouzaire (616/192), des marnes jaunâtres recouvrent des argiles gris-vert pâle. Dans le bois de Bannegon (627/196), des marnes grises et bistres ont livré quelques fossiles : *Ostrea* sp., *Aequipecten* sp., *Amaltheus* sp. et de nombreuses bélemnites ; elles recouvrent des marnes bistres à rognons calcaires.

Si la limite inférieure de l'étage est cachée par les alluvions de la Marmande, le passage au Toarcien est masqué par les formations de pente recouvrant le talus liasique. Son épaisseur peut être estimée à une soixantaine de mètres. Plusieurs sondages effectués à la mototarière n'ont pas permis d'affiner le découpage stratigraphique :

À Saint-Pierre-les-Étieux, (621/192) on observe, de haut en bas :

- marnes altérées, grises et bistres (1,20 m) ;
- marnes gris pâle, à gypse abondant résultant de l'oxydation de la pyrite, rares fragments d'échinides (radioles), lamellibranches, rares microgastéropodes, quelques foraminifères : *Marginulina prima*, *Nodosaria* ssp., *Lenticulina* sp. ; des ostracodes : *Ogmoconchella grosdidieri*. Ces marnes contiennent des débris de calcaire jaune-roux, biomicritique à petits galets calcitisés et partiellement silicifiés sur leur périphérie, avec de nombreux débris de tests (lamellibranches et ammonites) (0,20 m) ;
- marnes gris-bleu pâle en fins morceaux (1,80 m) ;
- marnes grises, pulvérulentes, où les débris d'échinides sont communs : plaques, radioles ; microgastéropodes, rares lamellibranches, fragments d'ammonites ; très rares nodosariidés : *Lenticulina* sp., *Marginulina prima* ; rares ostracodes : *Ogmoconchella grosdidieri*.

Aux Sables, (629/196) sous les alluvions fluvio-lacustres épaisses de 5,30 m, des marnes gris-bleu pâle, à grains de quartz abondants, ont fourni de très rares radioles d'échinides, prismes de lamellibranches, et *Ogmoconcha contractula*.

Il a été possible de définir localement les subdivisions du Pliensbachien grâce à d'anciens travaux ou à de nouveaux sondages.

• **Carixien.** La base du Carixien, Zone à Jamesoni, est constituée de marnes feuilletées gris-noir, pyriteuses à bélemnites et de calcaires argileux avec *Zeilleria numismalis*, *Z. indentata*, *Spiriferina pinguis*, *Rhynchonella seriosa*, *R. furcillata*. Ces marnes pyriteuses marquent l'approfondissement du milieu.

Plus haut, Zone à Ibex, les marnes s'enrichissent en ammonites pyriteuses (ancien gisement du bois de Trousse décrit par E. Dagincourt, 1881) : *Aegoceras taylori*, *Oxynoticeras lynx*, *Acanthopleuroceras valdani*, *Deroceras armatum*, *Uptonia jamesoni*, *Tragophylloceras ibex*, *Phylloceras loscombi*, *Liparoceras* sp.

En sondage (mototarière), les marnes carixiennes ont livré au Donat, (619/192) à 2,90 m de profondeur, dans des marnes peu calcaires, gris clair à gris-vert pâle, à débris de bélemnites et quartz fréquent : des ostracodes (*Ogmoconcha contractula*, *Ogmoconchella grosdidieri*, *Liasina lanceolata*, *Bairdia molesta*, *B. rostrata*, *Pontocyprrella elongata*, *Polycope pumicosa*), des foraminifères (*Problematina* sp., *Planularia ornata*, *Marginulina prima*). Ce niveau recouvre à 3,20 m de profondeur des marnes grises, onctueuses, grasses, à débris d'échinides et d'ophiures fréquents. Ostracodes : *Ogmoconcha contractula*, *O. cf. intercedens*, *Pontocyprrella elongata*, *Gammacythere ubiquita*, *Pseudoheldia septenaria*. Foraminifères : *Planularia ornata*, *Marginulina prima*, *Problematina* sp.

Au Breuil (616/191), sous 0,50 m d'alluvions :

– argiles marno-sableuses, gris-bleu, à quartz abondant, rares lamellibranches, échinides, ophiures. La microfaune est pauvre : *Ogmoconcha propinqua*, *Ogmoconchella grosdidieri*, *Pseudoheldia etaulensis*, *Marginulina prima*, *Lenticulina* sp. Niveau visible sur 1 m ;

– marnes gris-brun contenant du gypse en abondance. La faune est constituée de débris d'ammonites, de lamellibranches, et d'échinides ; et d'une microfaune relativement riche. Ostracodes : *Ogmoconcha contractula*, *Pseudoheldia etaulensis*, *Liasina lanceolata*, *Pontocyprrella elongata*, *Bairdia molesta*. Foraminifères : *Marginulina prima*, *Problematina* sp. Ce niveau épais de 1,70 m, recouvre des marnes grises pulvérulentes.

Dans le bois de Trousse, à proximité de l'emplacement de l'ancien gîte fossilifère (627/194), riche en ammonites pyriteuses et décrit par A. de Grossouvre (1885), le sondage a traversé, de haut en bas :

– des marnes grises et rousses épaisses de 3,20 m, et qui ont livré à 3,00 m de profondeur : des débris d'échinides fréquents (radioles), de rares ophiures et de lamellibranches ; de très rares ostracodes (*Pseudoheldia etaulensis*, *Polycope pumicosa*) et des foraminifères (*Problematina* sp., *Astacolus* sp.) ;

– des marnes grises à gris-bleu, se débitant en fins morceaux, épaisses de 0,60 m. Ces dernières recouvrent à 3,80 m de profondeur des marnes grises, feuilletées, à grains de quartz et échinides fréquents (radioles), rares ophiures et microgastéropodes, prismes de lamellibranches. Ostracodes : *Gammacythere ubiquita*, *Ogmoconcha contractula*, *Ogmoconchella grosdidieri*, *Pontocyprrella elongata*. Foraminifères : *Problematina* sp.,

Frondicularia terquemi, *Marginulina prima*, *Marginulinopsis* sp. La Zone à Davoei n'a pu être caractérisée.

• **Domérien.** Les niveaux de base du Domérien, Zone à Margaritatus, sont représentés par des marnes gris-bleu à *Amaltheus margaritatus*, *Lytoceras fimbriatum*, *Phylloceras* sp., *Liparoceras* sp., *Pseudopecten aequivalvis*, *Harpax* sp., et des bélemnites. E. Dagincourt (1881) et R. Mouterde (1952) ont recueilli de nombreux fossiles de cette zone près de Champdeuil (618/183). Dans les niveaux plus élevés, Zone à Spinatum, les marnes contiennent *Pleuroceras spinatum*, *P. buckmani*, *Pseudopecten aequivalvis*, *Plicatula spinosa*, *Homæorhynchia acuta*, et des bélemnites. Les marnes sont couronnées par un banc décimétrique de calcaire argileux gris clair à très nombreux *Pseudopecten aequivalvis*, *Plicatula spinosa*, *Plagiostoma* sp.

Quelques sondages ont permis d'identifier ce niveau :

- au Sud de Laugère, les alluvions anciennes recouvrent des marno-calcaires gris pâle ;
- à l'écluse de Gateau (617,7/191,5), à 3,40 m de profondeur, sous les alluvions de la Marmande viennent des marnes grises à échinides, ophiures, quartz abondant, gypse fréquent. Ostracodes : *Ogmoconcha contractula*, *O. cf. almathei*, *Ogmoconchella propinqua*, *O. grosdidieri*, *Pontocyprilla elongata*, *Polycope pumicosa*, *Pseudoheldia etaulensis*. *Gramanella apostolescui*. Foraminifères : *Marginulinopsis speciosa* (très rares individus déformés).

17. Toarcien inférieur et moyen. Schistes carton et marnes grises à jaunes. Les marnes toarciennes forment l'essentiel du talus supportant le plateau de la forêt de Meillant. Leur épaisseur est estimée à 55-60 m. E. Dagincourt (1881) en a donné une bonne coupe levée entre Champdeuil et Clavières.

Des marnes schisteuses gris-bleu (5 m) à rares *Dactylioceras holanderi* constituent la base de l'étage. Au-dessus viennent des marnes feuilletées brun-noir à *Posidonomya bronni*. Ces marnes contiennent, à leur base, un banc calcaire à *Leptolepis*. L'ensemble des niveaux de base représente la formation des « schistes carton » à *Harpoceras serpentinum* et *Cæloceras* sp. de la Zone à Serpentinum (Zone à Falciferum de R. Mouterde, 1952). Ces niveaux n'affleurent pas dans de bonnes conditions sur l'étendue de la feuille.

Le Toarcien moyen est représenté par des marnes gris-bleu, jaunes en altération (30 m). Elles contiennent, vers la base, des miches calcaires, décimétriques à pluridécimétriques, fossilifères à *Harpoceras falciferum*, *Hildoceras bifrons*, *H. sublevisoni*, *Cæloceras* sp., *Ichtyosaurus* de la Zone à Bifrons. La présence des marnes à miches se manifeste parfois dans la morphologie du talus par un ressaut : au domaine des Colas (617/192), et à

Rouzaire (617/192) où affleurent des marnes gris-brun à gris-vert, à bélemnites.

Au-dessus de l'horizon à miches calcaires, les marnes grises à jaunes, renferment une riche macrofaune du Toarcien moyen : *Hildoceras bifrons*, *Lytoceras cornucopiae*, *Harpoceras subplanatum*, *Cæloceras* sp., *Dactylioceras commune*, *Grammoceras complanatum*, *Cenoceras inornatum*, *Belemnites* sp., *Astarte voltzi*, *Nucula hammeri*, *Trigonia pulchella*, *Leda claviformis*, *L. rostralis*, *Variamussium pumilus*, *Trochus subduplicatus*, *Procerithium jole*, *Purpurina patrochus*, *Thecocyathus maetra*. Ces niveaux sont bien visibles aux Grands-Teilleux, (624/194), où s'ouvre une ancienne carrière de marnes qui alimentait la tuilerie de Charenton-du-Cher. Les niveaux les plus élevés de cette carrière sont riches en bryozoaires et spongiaires, ils sont recouverts par des argiles blanches et jaunes à bryozoaires qui pourraient correspondre à la base de la partie supérieure de l'étage.

Ces marnes sont également visibles à l'affleurement à l'Est des Vivons (620/193), où ont été recueillis des fragments de *Hildoceras* sp. Au bois de Bannegon (627/197), les marnes grises et bistres contiennent de nombreuses et grosses bélemnites. Les marnes sommitales ne semblent pas dépasser, à l'approche de Saint-Amand-Montrond, la Zone à Fallaciosum (Mouterde, 1952).

18-jo. Toarcien supérieur–Aalénien. Argiles schisteuses et micacées gris-bleu à ocre. Ce niveau, peu épais (10-15 m), est formé d'argiles gris-bleu, ocre en altération. Les argiles, feuilletées, schisteuses et micacées, contiennent des plaquettes ferrugineuses et, localement, des lentilles marno-calcaires. Ce dernier faciès affleure aux Chartons (626/199), où marne et marno-calcaire jaunes renferment du quartz détritique abondant, de la limonite et un peu de pyrite. Ces niveaux sont dépourvus de microfaune et pourraient témoigner de la mobilisation d'altérites du socle. Les argiles micacées sont visibles à la Tour (616/193), et au Grand-Teilleux, (624/194) les marnes gris-bleu y ont livré de rares quartz détritiques, des moules internes de microgastéropodes et de très rares foraminifères à test agglutinant : *Trochamminoides* sp. et/ou *Haplophragmoides* sp.

A. de Grossouvre (1885) et R. Mouterde (1952) y ont signalé de très rares fossiles, à la base : *Haugia ogerini*, *Cæloceras* sp., *Pseudogrammoceras* sp. (Zone à Jurensis, Sous-zone à Variabilis) ; au sommet : *Dumortieria radiosa*, *Ostrea beaumonti*, *Rhynchonella cynocephala*, *Terebratula* sp., marquant le passage à la Zone à Opalinum.

Sur le territoire de la feuille Charenton-du-Cher, les autres zones de l'Aalénien n'ont pas été caractérisées et l'étage semble tronqué au sommet.

Jurassique moyen

Rj1. **Bajocien décalcifié : argiles jaunes à chailles.** Au Nord de la feuille, dans la vallée de l'Auron, des dalles silicifiées, à cherts et à silex sont séparées par des joints argileux beiges (Trécon). Les dalles sont disloquées en surface et donnent des chailles émoussées ou anguleuses, à patine brune ou beige dans une argile beige jaunâtre. Les empreintes de lamellibranches et d'entroques sont nombreuses. Par ailleurs, au sommet de la cuesta du Lias supérieur–Dogger, dans l'ancienne carrière du Grand-Teilleux, des argiles blanches ou beige jaunâtre à chailles et à silex ont livré des bryozoaires du Dogger : *Ceriocava corymbosa*, *C. straminea*, *Ripisoecia conifera* (détermination B. Walter), associés à des radioles d'oursins, des débris d'éponges et de lamellibranches. Ces argiles fossilifères du Dogger, épaisses de 0 à 2 m, sont intercalées entre le sommet des argiles aaléniennes et la base des argiles sidérolitiques du Tertiaire.

Ainsi, sur le territoire de la feuille, les anciens calcaires bioclastiques du Bajocien sont entièrement décalcifiés et partiellement silicifiés sous la surface tertiaire qui occupe la totalité des bois et de la forêt de Meillant. A. de Grossouvre (1885) puis R. Mouterde (1952) ont recueilli des fossiles silicifiés dans les argiles résiduelles du plateau de la forêt de Meillant. Cette faune correspondrait au calcaire à entroques et au calcaire à oolites ferrugineuses du Bajocien inférieur. Si l'on se réfère aux affleurements visibles plus à l'Est, le long de la vallée du Cher, les calcaires bajociens pouvaient avoir une épaisseur de 20 à 30 m.

Il subsiste néanmoins quelques lambeaux de Dogger, à Sarzay (614/197), un calcaire roux à silex et à grandes vacuoles anguleuses contient des entroques, de nombreux débris de fins bivalves et des granules d'oxydes ferrugineux ; les silex sont riches en spicules entourés d'un manchon de quartz microcristallin. Aux Chartons, (626/199), des argiles rouges et jaunes renferment des blocs de calcaire silicifiés (calcédonite), à fins débris quartzeux et des chailles partiellement désilicifiées, elles prennent alors un aspect spongieux et une couleur plus rouge. A. de Grossouvre (1885) y signale la présence de calcaire jaune, en gros bancs à « *Rhynchonella cynocephala* et *Terebratula infra-oolithica* ». Plus au Sud, vers la grange Cornue (617/187) ont été recueillis des débris silicifiés brun-rouge à algues, fragments de foraminifères à loges ferruginisées et spicules qui pourraient être des témoins de l'extension ancienne du Dogger. Ces formations résiduelles ont aussi été rencontrées en sondage, à Trécon (625/220).

j2. **Bathonien. Calcaires oolitiques blancs.** On rapporte à cet étage des calcaires blancs, bioclastiques, graveleux, souvent oolitiques (packstones à bioclastes, à pelletoides et à oncoïdes). À l'Est de Ségogne (616/198), s'ouvre une ancienne carrière de calcaire oolitique blanc en lits irréguliers de 3 à 10 cm. Près de la route allant de Meillant à Saint-Amand (feuille

Saint-Amand), une carrière ouverte dans ce même niveau a livré (Grossouvre, 1885) une faune bathonienne. Le calcaire peut aussi être de couleur beige-roux ; entre Ségogne et Arpheuilles (616/193), il contient de nombreux débris : entroques, bryozoaires, tests de mollusques et petits galets encroûtés.

Contrairement aux calcaires du Bajocien, ces calcaires sont dépourvus de tout accident siliceux. Ils n'ont pas fourni, sur l'étendue de la feuille, de macrofossiles déterminables, et seuls les vingt derniers mètres de l'étage, puissant de 40 m environ, affleurent. Plus au Sud, sous les formations tertiaires, les calcaires beiges, graveleux, bien visibles dans la vallée du Cher, ont été rencontrés à la faveur de sondages.

j3. **Callovien. Calcaires argileux jaunâtres.** Épais de 30 m environ, l'étage débute par des calcaires argileux à entroques, lamellibranches et ammonites indéterminables. On y trouve de plus, *Aulacothyris pala*, *Dorsoplicathyris dorsoplicata*, et *Rhynchonelloidella spathica*. Cet ensemble ne représente probablement que le Callovien moyen. Les marnes à oolites ferrugineuses du Callovien inférieur, bien développées vers le Nord-Est (feuilles Dun-sur-Auron, Nérondes), n'existent plus, le Callovien moyen reposant directement sur le Bathonien. De même, comme sur les feuilles citées ci-dessus, l'absence de faune du Callovien supérieur confirme une importante lacune du sommet de l'étage.

Ces formations marneuses jaunâtres affleurent au Sud-Est de Thioux (614/198). Au Poteau-Vert (614/199), les marnes gris-brun à brun verdâtre contiennent des débris de calcaire argileux grisâtre et de silex gris, brun jaunâtre ; le calcaire est une pelmicrite à nombreux filaments (bivalves). Un sondage (614,6/199), a traversé cette formation sur 0,50 m avant de buter sur un calcaire beige biodétritique à fragments d'oursins. Aux Grands-Crets, (614/200), les marnes gris foncé renferment des débris de calcaire jaune, biodétritique, ferrugineux en plaques, riches en empreintes de lamellibranches et d'oursins ; le calcaire est riche en petits grains de quartz et en amas ferrugineux. En lisière nord du bois de Chabaud (614/199) apparaissent des débris de calcaire biodétritique beige clair à nodules silicifiés tardivement (au Cénozoïque) ; les nodules centimétriques, de formes variées, comportent parfois une vacuole centrale et sont constitués de couches concentriques de quartz fibroradiés ; la roche contient de nombreux débris de bivalves silicifiés. Plus à l'Est, vers Corneau (617/199), le calcaire est tubuleux, les tubes comportant un remplissage sparitique et un cortex siliceux.

Évolution sédimentaire du Jurassique

Si l'on se réfère au forage de Couy-Sancerre (Beaudoin *et al.*, 1992 ; Gély *et al.*, 1992 ; Lorenz *et al.*, 1992), situé une soixantaine de kilomètres au Nord-Est, et entièrement carotté dans la série sédimentaire, il

est possible de retrouver partiellement les caractéristiques des dépôts à partir des affleurements ponctuels actuels ou anciens.

Au-dessus des grès kaoliniques azoïques, l'Hettangien débute avec une argile dolomitique à passées gréseuses pouvant être attribuée à une sédimentation de plage côtière ou de lagune (Hettangien basal). Le maximum de transgression est représenté par les calcaires pseudo-oolitiques bien représentés dans la vallée du Cher. Ces calcaires peuvent être attribués aux zones à *Liasicus* et à *Angulata* (Mouterde, 1952). La régression correspond aux faciès lagunaires sommitaux à cargneules.

Le Sinémurien est formé de deux ensembles sédimentaires : le premier est constitué de calcaires en bancs à *Arietites* (zones à *Rotiforme*, *Bucklandi* et *Semicostatum*) ; les calcaires argileux puis les marnes à *Echioce-ras* forment le second ensemble (zones à *Obtusum*, *Oxynotum* et *Raricostatum*).

Le Carixien renferme également deux ensembles sédimentaires. Les marnes noires des zones à *Ibex* et *Jamesoni* correspondent au premier. Les marno-calcaires de la Zone à *Davoei* représentent le second, qui affleure bien mal sur l'étendue de la feuille.

Le Domérien contient également deux ensembles : le premier est formé par les marnes de la Zone à *Margaritatus*, tandis que le second est représenté par les marno-calcaires de la Zone à *Spinatum* qui s'achève avec le « Banc de Roc » à *pectens* et *plagiostomes*.

Le Toarcien débute sur la feuille avec les marnes schisteuses de la Zone à *Tenuicostatum* ; les « schistes carton » et les marnes de la Zone à *Serpentinum* affleurent rarement. Les marnes fossilifères de la Zone à *Bifrons* indiquent nettement un maximum transgressif au niveau des miches marno-calcaires. Le Toarcien, tronqué au sommet par l'érosion, s'achève par des marnes et argiles grises rarement fossilifères (Zone à *Variabilis*). Comme dans le forage de Couy, dans les quelques cas où le passage entre sédimentation marneuse et sédimentation calcaire a été observé (Mouterde, 1952), celui-ci appartiendrait à la Zone à *Insigne*.

Au-dessus, les rares affleurements de Dogger, dépourvus de fossiles stratigraphiques, ne permettent pas de reconnaître précisément l'évolution sédimentaire.

CÉNOZOÏQUE

Tertiaire

Éocène

Au-dessus d'une surface d'érosion, pédogénétisée, tranchant les divers niveaux mésozoïques, se sont accumulées des argiles à pisolites ou à granules d'oxydes ferrugineux. Il s'y intercale des formations sableuses plus ou moins grésifiées et remaniant les produits de l'altération sidérolitique.

Il est possible de distinguer quatre épisodes dans l'élaboration de ces formations attribuées à l'Éocène :

- 1 - pédogenèse et ferruginisations locales ;
- 2 - remaniement avec apport de matériel détritique argilo-sableux ;
- 3 - édification d'une cuirasse ferrugineuse (pédogenèse de type fersialitique) avec silicifications locales de la surface (Turland, 1983) ;
- 4 - reprise de l'érosion mobilisant les formations précédentes.

Toutes ces étapes se sont réalisées en milieu continental et il n'existe pas d'éléments de datation autres que relatifs. De plus, on n'observe nulle part leur succession dans sa totalité et leur existence ne peut être que déduite. L'altération pédologique de la première phase oblitère les structures sédimentaires jusqu'à 8 ou 9 m de profondeur. La roche altérée, essentiellement triasique, montre un débit stratiforme, en prismes ou en columelles ; le sommet, lorsqu'il a été épargné, prend un aspect scoriacé.

Ces niveaux étaient appelés (Boullanger et Bertera, 1850) « assise inférieure du Tertiaire », argile à minerai de fer parfois manganésifère lorsqu'il présente une couleur noirâtre.

Les terrains attribués à l'Éocène se répartissent en deux grandes zones d'affleurements. Au Sud, dans un secteur correspondant à la forêt de Tronçais et à sa marge nord, les faciès de type sidérolitique sont bien représentés. Au Nord, sur le plateau supportant la forêt de Meillant, dominent les faciès de transport.

e. Argiles, argiles sableuses, sables à pisolites

• **Faciès sidérolitique : forêt de Tronçais et marge nord** (\mathcal{P}). Ce faciès est nettement visible lorsqu'il affecte le Trias dont l'altération et la transformation *per descensum* peuvent atteindre plusieurs mètres. Ce processus a été décrit par L. Courel (1973) à Urçay, au Pied-Bertin (620/180). Les grès triasiques y sont déstructurés, ferruginisés, dolomités, les grains de quartz cariés par la dolomite. Les zones les plus altérées forment des poches atteignant 3 m de profondeur, emplies d'un « limon

rouge argilo-quartzo-dolomitique ». Les argiles triasiques y sont kaolinisées. Il apparaît également des silicifications secondaires sous forme de calcédoine associée aux oxydes de fer. Il importe néanmoins de tenir compte des phénomènes importants de silicification survenus après (voir e-g). La sidérolitisation du Trias est très développée au Sud et à l'Est d'Urçay, dans la forêt de Tronçais vers le Rond de Montaloyer. Elle est bien visible et caractéristique dans les excavations ouvertes près du Rond des Carrières (630/182). Le grès triasique est déstructuré sur les 4 à 5 m visibles, les grains de quartz sont épars dans une matrice ferrugineuse comportant un peu de gœthite.

Ce faciès sidérolitique est également visible, avec un développement moindre, dans la partie méridionale de la feuille. À l'Ouest de la Loge-à-François (623/180), aux Puts (634/180), affleure un grès grossier (5 mm), hétérométrique, quartzeux, à gros grains recristallisés, associés à des feldspaths altérés, dans un ciment ferrugineux, brun-rouge, partiellement silicifié (calcédonite). Les ferruginisations montrent parfois une teinte très foncée ou noire comme à Beauregard (634/183).

Les ferruginisations, pisolites, croûtes apparaissent fréquemment emballés dans des formations détritiques résiduelles parmi lesquelles on rencontre les faciès suivants.

• **Argiles.** De couleurs variées, elles peuvent être relativement pures : au Sud-Ouest de Bouis (630/186), où 1,50 m d'argile rouge brique recouvre des argiles gris-vert clair.

Le plus souvent, les débris y sont abondants : débris de grès ferrugineux et silicifications rouges dans des argiles rouges ou brunes au Rond de Bougimont (637/185). Des nodules brun-rouge, des ébauches de pisolites et des fragments de grès ferrugineux sont emballés dans une argile gris-vert pâle, au Nord du Rond de Guiry (631/185) et au Rond de Richebourg (628/187).

Au Rond Jarsaud (637/186), les éléments sont des débris de grès à croûte ferrugineuse et des nodules ferrugineux pouvant atteindre 5 cm. Au Nord de Saint-Bénin (631/190), à ces constituants s'ajoutent des pisolites noirs noyés dans une matrice siliceuse amorphe et des chailles à surface ferruginisée.

• **Argiles sableuses ou silteuses rouges.** Elles sont marbrées de jaune et de gris, riches en granules ferrugineux et pisolites. Ce faciès est répandu au Nord-Est de la forêt : à Villefroide (640/193), à la Gossonnière (639/194), et à l'Est du Rond Gardien (632-631/183).

À Bel-Air (639/191), les pisolites inclus dans une croûte ferrugineuse marquent les deux épisodes de ferruginisation ; il s'y associe des débris de silexite. Dans la Corne de Valigny (636/189) et à la Corne Rolais (638/186), aux pisolites s'ajoutent des grès fins rubéfiés à enduit ferrugineux. Il en est de même aux Champs-Martin (637/189), au château Vert

(636/188), et au Rond du Thiolais (637/183) où les formations sidérolitiques ne sont épaisses que de 20 à 30 cm. Plus à l'Ouest, dans le Taillis de Pontcharraud (630/188), les granules ferrugineux abondent dans un sable argileux brun-roux.

En rive gauche du Cher, à Buhard (618/180), des argiles sableuses grises à rougeâtres reposent sur les argiles rouges du Trias.

• **Argiles et sables à pisolites.** Les pisolites peuvent être les seuls éléments figurés contenus dans les argiles et sables résiduels. Au Sud-Ouest de Bouis (630/187), les pisolites sont emballés dans une argile gris clair, marbrée de roux. Le plus souvent, ce type de formation repose sur les niveaux supérieurs du Trias argileux : route de Valigny (637/188), au Taillis de Grand-Vau (640/192) où l'argile silteuse, brun-beige à brun-rouge, à granules ferrugineux, n'est épaisse que de 0,50m ; elle ne forme plus que des placages à l'Est de Venoux.

Au Taillis de Pontcharraud (629/188), à Bouis (631/187), et jusqu'à la Corne de Valigny (637/187), les pisolites ferrugineux sont emballés dans un sablon passant localement à des formations limoneuses.

• **Faciès silicifiés** (*S*). L'épisode de silicification intervenu pendant cette période semble localisé et réparti de façon apparemment aléatoire. Outre les silicifications associées aux ferruginisations et décrites par ailleurs, on peut observer :

– un microconglomérat à galets de quartz, nodules ferrugineux, quartz émoussés, ronds et non usés à ciment siliceux amorphe, entre le Rond de Montaloyer et le Rond du Chevreuil (624/181) ;

– un sable argileux brun bistre ou gris rouille à jaune, est partiellement cimenté par des recristallisations d'opale au Crot des Charmes (640/191) ;

– des silicifications, blanches ou rouges, discontinues, morcelées, sont éparées dans un sable argileux à Cattignon, (635/183). Il s'y ajoute des grès à la Croix de la Loire (632/187).

Ces silicifications se sont formées en surface ou près de celle-ci, dans la zone de battement de la nappe. Leur dispersion rend leur corrélation aléatoire.

• **Faciès sableux transportés.** Il est possible qu'une partie des dépôts décrits précédemment ait été transportée ; mais la certitude du transport n'apparaît qu'à travers la morphologie des éléments qui sont alors émoussés ou arrondis.

Dans la partie septentrionale de la forêt de Tronçais et au Nord de celle-ci, les affleurements attribués à l'Éocène sont constitués d'épandages sablo-argileux remaniant des débris ferrugineux ou siliceux. Ces dépôts caractérisent le quatrième épisode éocène venant après la sidérolitisation et la silicification précédentes. Ce « sidérolitique de transport » comporte le plus souvent un cailloutis de quartz à la base. La séquence de ces faciès, excepté l'épisode silicifiant, est bien visible aux Combles (620/181), où,

au-dessus du Trias se superposent des argiles brun-rouge et gris-vert clair enrichies à leur base de granules brunâtres, ferruginisés. Les argiles, épaisses de 1 à 1,5 m, sont recouvertes par une cuirasse brun-rouge recouverte d'argiles montmorillonitiques à débris quartzeux et pisolites ferrugineux. Ce dernier niveau supporte l'« opalite » d'Urçay décrite plus loin (e-g). Le faciès de transport peut remanier les formations sous-jacentes, comme au Pénil (633/193) où le sable argileux brun-rouge à quartz roulés ou non (rubéfiés) remanie des débris de calcaire oolitique hettangien. Le plus souvent, les débris des formations stratigraphiques transportés et associés aux altérites sont issus du Trias. Les matériaux détritiques grossiers peuvent s'associer de façons diverses. Ils peuvent se limiter à des graviers ou galets quartzeux, noircis, ferruginisés dans des argiles jaune bistre près de la Ligne de Brot, (635/184). On retrouve le même type de formation à Saint-Aignan-des-Noyers, (635/197) et au moulin de Soulisse (635/184), dans des argiles bistres et grises. À l'Ouest des étangs Roux (621/184), les galets quartzeux sont associés à des fragments gréseux et à des granules ferrugineux.

Les formations transportées peuvent enfin être dépourvues de débris grossiers ou ne remanier que des altérites ferrugineuses : nodules ferrugineux emballés dans un sable brun à la Roche-Bridier, (616/181). Aux Tonelles (614/184), ce sont de rares pisolites qui sont inclus dans des argiles grises et jaunes.

Aux Petites Murailles (620/183), une excavation montre, de haut en bas :

- sol brun à granules ferrugineux (1 m) ;
- argile silteuse vert pâle et rouge (30-40 cm) ;
- argile brun foncé à tassements différentiels (10-30 cm) ;
- argile vert pâle et brune (visible sur 50 cm).

Cet affleurement semble constituer un bassin isolé avec des grès en périphérie. Ce piégeage des formations transportées indique que les structures pièges, fossés, sont apparues entre la (ou les) phase(s) d'altération et le transport.

Les sables transportés sont parfois remaniés dans les formations superficielles, dans les limons : à Braize (624/184) ou au Vignot (626/184) où subsistent quelques granules ferrugineux.

• **Faciès particuliers de la forêt de Meillant.** Ils diffèrent de ceux de la forêt de Tronçais par l'addition, en abondance, des silex ou fragments de silex issus du Dogger sous-jacent et décalcifié. Les altérites en place y sont rares : à la fontaine de la Chevrolle (622/196), une carrière exploite de grosses chailles à ciment sidérolitique.

Les faciès transportés, d'origine plus méridionale, y sont les plus répandus et peuvent masquer les formations à silex. Ils peuvent être dépourvus de débris grossiers ; argileux ou argilo-sableux au Crot des Charmes (640/191), plus riches en sable au ruisseau de Viessac (621/199).

À Orrot (628/199), des argiles grises et rousses remanient des galets de calcaires sinémuriens.

Pisolites ou granules ferrugineux noyés dans des argiles sableuses recouvrent, à Sarzay (614/197), des argiles à chailles dont certaines sont fossilifères. Les débris quartzeux y sont fréquents à l'allée de la garderie du Chêne du Dépôt (620/198), ces débris sont parfois cimentés par du matériel ferrugineux, comme aux Grands-Cours (616/195).

Les formations transportées manquent le plus souvent et les argiles à silex couvrent de larges étendues. Les silex y sont de tailles variables, de grande taille et blonds à Arpeuilles, (616/198). À la Croix Vache (621/197), les silex, émoussés et rubéfiés, ne dépassent pas 5 cm ; ils y sont accompagnés de granules ferrugineux. Au champ des Loges (619/197), une excavation montre des argiles brun-beige, grises, à cailloutis de silex épars associés à des granules ferrugineux.

• **Sondages.** Quelques sondages à la mototarière ont été tentés dans ces formations. La plupart de ceux-ci ont été bloqués près de la surface par la présence de débris siliceux. Les résultats sont donnés en allant du Sud vers le Nord, et d'Est en Ouest (et de haut en bas).

Champ Tabourneau (615/193) : argile bistre à chailles et débris de calcaire (au moins 2 m).

Le Petit-Chaillou (621/195) :

- sablon limoneux à chailles blondes (0,50 m) ;
- cailloutis roulé à chailles bajociennes blondes (au moins 0,70 m).

Les Clouzerats (619/195) :

- terre limoneuse, bistre à bistre-roux à gros silex (chailles) cariés (0,50 m) ;
- argile sableuse, jaune-bistre (1,25 m) ;
- argile jaune, grasse, à petits débris de silex blancs (0,65 m) ;
- argile brun-rouge, légèrement carbonatée (0,30 m) ;
- argile gris pâle (0,20 m) ;
- argile brun-rouge (0,40 m) ;
- arrêt sur silex et débris de calcaire oolitique à 3 m de profondeur.

Bois de Meillant (613/195) :

- remblais (0,40 m) ;
- argile silteuse brun-rouge (0,50 m) ;
- argile gris pâle (0,20 m) ;
- argile brun-jaune (1,20 m) ;
- argile brun-jaune avec petits silex noircis, roulés.

La Petite-Bonduie (625/197) : argile sableuse brun-rouge clair à silex (1 m).

Forêt communale du Pondy (622/198) :

- sol limoneux à silex altérés (0,30 m) ;
- sable argileux rouge à nombreux débris de petits silex altérés (au moins 0,70 m).

Saint-Aignan-des-Noyers (635/197) :

- argile sableuse roussâtre, argile grise à galets noircis (0,50 m) ;
- argile brune (1,60 m).

Bois de la Trousse : argile sableuse jaune-bistre à gros silex, épaisse de 1,50 m, recouvrant les marnes grises liasiques altérées sur 0,90 m.

Éocène–Oligocène

e-g. **Marnes blanches à vertes et calcaires clairs plus ou moins silicifiés.** Au-dessus des altérites sidérolitiques et des formations détritiques attribuées à l'Éocène viennent des dépôts carbonatés lacustres, clairs : argiles, marnes ou calcaires localement décalcifiés et silicifiés. Les calcaires silicifiés peuvent prendre un aspect meulier tout à fait caractéristique.

Les calcaires, qu'ils soient silicifiés ou non, constituent la base de la formation, la partie supérieure correspondant aux faciès marneux. L'ensemble représente une épaisseur variable ne semblant pas atteindre une vingtaine de mètres. La superposition des deux faciès ne semble réalisée qu'à l'Ouest du Cher. Plus généralement, les affleurements correspondent à des dépôts disjoints dans l'espace et dans le temps.

Les calcaires lacustres ont été attribués, par A. de Grossouvre (1888) à l'Oligocène – ils seraient l'équivalent du Calcaire de Brie – puis par P. Jodot (1947) au Ludien (Bartonien supérieur) dans la Brenne. Ces calcaires lacustres à *Bithynia duchastelli*, *Limnea (Stagnicola) ostrogallica*, *L. (S.) orolongo*, *Vivipara soricinensis*, *Planorbis (Hippeutis) headonensis*, *Helix* sp. seraient l'équivalent méridional des calcaires de Château-Landon. L'appartenance au Ludien a été confirmée par G. Lablanche (1982) au Nord-Ouest de Bourges, dans la région de Mehun-sur-Yèvre ; mais dans cette même région, deux prélèvements ont donné un âge rupélien. La dispersion des affleurements de ces formations, l'éloignement des points de datation ne permettent pas de préciser l'âge de ces premiers.

Ces dépôts remanient parfois les formations éocènes sous-jacentes et il est localement difficile d'affirmer, en l'absence de faciès meulier caractéristique, si les silicifications rencontrées appartiennent à l'une ou à l'autre des formations.

La présence occasionnelle de gypse à la base des calcaires lacustres a été signalée (Boulangier et Bertera, 1850), mais aucun indice n'a pu être relevé.

Le site permettant d'observer les faciès silicifiés classiques, appelés « opalite d'Urçay » se situe aux Combles (620/180). Les silicifications gris clair à beiges, se présentent en bancs, à lits blancs, fragmentés, alternant et cimentés avec du matériel brun-roux. La silice s'y présente sous forme d'opale en lits dissociés, cimentés par une opale à feuillet argileux. Le banc siliceux recouvre des argiles claires à pisolites ferrugineux et cor-

respondent à d'anciens niveaux de calcaire lacustre biomicritique. Ce niveau contient de nombreux débris de gastéropodes, des filaments et quelques quartz.

Comme pour l'Éocène nous différencierons les divers faciès en fonction de leur répartition géographique et de leur contenu. À l'Est de l'accident du Cher, les formations éo-oligocènes semblent former un ensemble continu avec les dépôts et altérites éocènes. À l'Ouest, au contraire, marnes et calcaires lacustres sont discordants sur leur substratum. Les faciès majeurs sont répartis en trois grandes régions : la région de la forêt de Tronçais, au Sud de la Marmande et à l'Est du Cher ; la région située à l'Ouest du Cher et la région de la forêt de Meillant, au Nord de la Marmande.

• **Forêt de Tronçais.** Dans la partie orientale, les faciès carbonatés initiaux restent parfois visibles lorsque la silicification n'est que partielle : dans le bois Brochet (628/180) et au Nord du Rond des Carrières (630/182) apparaissent des silicifications de type meulier à *Bithynia duchastelli*, beiges à brun-rouge, grossièrement litées par places. Le faciès est celui d'un silcrète dans lequel des feuillettes contournés de matériel ferrugineux soulignent les lits d'opale ; on y observe de fins débris de gastéropodes (limnées).

Ces débris silicifiés sont parfois emballés dans une argile blanchâtre, au Rond du Meslier (632/186). Au Nord de la forêt, à l'Est de Saint-Benin (631/190), ces silicifications renferment des galets d'opale gréseuse à très fins grains de quartz épars. Le ciment initial semble être une pelmicrite.

Dans la partie occidentale, à Beaumont (622/181) affleure un calcaire microbréchiq, silicifié, beige à débris blancs : quartz, grès, siltite gréseuse, quelques grains à cortex siliceux, associés à quelques granules siliceux fibroradiés néoformés. Les cailloutis meuliers, abondants au sommet de la butte, ont été exploités sur 1,50 m d'épaisseur. Les silex à faciès meulier blanc à rouge grenat sont abondants des Arpents (622/180) à la Loge à François (624/180). Plus à l'Est (625/180), le calcaire primitif, résiduel, micritique, vacuolaire (la silicification s'est développée autour des vacuoles), est localement bréchifié. Les fragments, micritiques, sont entourés d'une auréole ferrugineuse. Lorsque la bréchification est plus marquée, il apparaît des fentes à remplissage quartzeux bien cristallisé ou microcristallin.

Des silicifications isolées parsèment la forêt de Tronçais sans qu'on puisse les rattacher à une formation cénozoïque identifiable ; ni même parfois les différencier du faciès « quartz carié ». Beaucoup de ces silicifications semblent affecter les formations triasiques ; ainsi au Rond de Viljot (632/183), à la butte de Montaloyer (623/181), au Rond des Vernelles (629/183), au Nord du bois Brochet (628/181). Ces silicifications de couleurs variées (brunâtres, grises, blondes ou rosées) vacuolaires, apparaissent constituées par un silt gréseux, à grains de quartz et phyllites, à ciment de quartz microcristallin ou d'opale à fentes et nodules quartzeux fibroradiés.

diés. La structure des grès triasiques peut aussi être bien conservée la roche est alors quartzitisée et acquiert une patine lisse et une couleur pâle (route de Chamignon : 629/184). Parfois, ces formations ont subi un début de désilicification, prenant un aspect spongieux, les vacuoles peuvent alors s'emplier de pyrite (butte de Montaloyer : 623/182). Elles peuvent aussi être rubéfiées en surface, comme sur le flanc est de la butte de Saint-Bonnet (627/184).

Quelques débris, de type meulier, semblent provenir de la transformation de silex cénozoïques, au Nord de la Loge à François (624/181).

La succession des ferruginisations éocènes et des silicifications éo-oligocènes reprennent et modifient l'aspect des formations triasiques *in situ* : au Rond Jarsaud (637/186), un grès grossier, rosé à ponctuations brunes, apparaît formé de silicifications brisées, incluant des particules ferrugineuses et des galets de grès silteux à ciment ferrugineux. L'ensemble est cimenté par des oxydes ferrugineux (gœthite). Dans le ru Jarsaud voisin (637/186), des blocs de meulière sont emballés dans une argile jaune et blanche avec des blocs de grès quartzeux à fins grains de quartz non usés, entourés d'une mince cuticule ferrugineuse discontinue et de fins granules ferrugineux. Les grains sont épars dans un ciment de quartz microcristallin. Des blocs de type meulier, marbrés de rouge, apparaissent au Sud-Est du Rond du Chevreuil (626/180).

Les silicifications sont plus rares au Nord de la forêt de Tronçais ; quelques débris de type meulier ont été observés près de Braize (624/184).

• **Ouest du Cher.** Les calcaires lacustres sont bien développés à l'Ouest du Cher où ils semblent occuper une zone déprimée, limitée par la faille du Cher. Le calcaire est blanc ou beige, micritique. Il peut être localement détritique, contenant de nombreux débris carbonatés au Grand-Chaumoux (616/183) ; de petits galets, aux Babillaux (615/185) où la roche est fistuleuse et vacuolaire, avec des recristallisations microsparitiques autour des vacuoles. Les fragments détritiques sont plus rarement de très fins grains de quartz. Aux Ecoussats (617/182), ce calcaire d'aspect crayeux, grumeleux, à taches roses, est morcelé par fentes de dessiccation peu ouvertes emplies de calcite microsparitique. Plus à l'Ouest, à la Celette, (614/183), les faciès deviennent plus marneux.

Localement, le calcaire lacustre présente un faciès bréchique, monogénique, qui pourrait être dû à un assèchement momentané du fond lacustre. Les calcaires bréchiques, rosés ou blancs, sont souvent vacuolaires. Le ciment y est pelmicritique, localement recristallisé en microsparite. Ils contiennent des débris des formations sidérolitiques : pisolites, granules ferrugineux et petits quartz, dans la région des Babillaux, (614/184-185).

À Buhard, (618/180), les calcaires lacustres, bréchiques, partiellement silicifiés, épais de 5 m reposent sur 2 m d'argilites détritiques rouge brique séparées des argiles sableuses grises à rougeâtres par un banc carbonaté. Les calcaires peuvent être complètement silicifiés, ils présentent alors un

aspect blanchâtre, noduleux, mamelonné, en choux-fleur, vacuolaire. Dans les vacuoles, tapissées de quartz, on peut recueillir des grains d'opale en débris centimétriques et quelques grains de quartz détritique. Aux Ecoussats, (617/182), le calcaire bréchique est partiellement silicifié en quartz microcristallin et opale.

Ces formations constituent l'armature de l'entablement, sur lequel abondent, jusqu'à la Perche, des silicifications blondes, blanches à gris-brun, brisées. Ces silicifications, vacuolaires, sont emballées dans des marnes claires, verdâtres. La différence notable des faciès observés de part et d'autre de l'accident du Cher souligne l'activité de celui-ci durant cette période.

• **Forêt de Meillant.** Les argiles, brunes à jaunes, renferment des débris de faciès variés : silex, meulières, et débris de calcaire à la tour Malakoff (616/193). Au Nord-Ouest, les silex sont parfois altérés et fragmentés, en galets ou cailloutis (2-3 cm) dont certains éléments ont un aspect carié au Gros-Chêne. Les silex blonds doivent leur couleur à de nombreux et fins débris ferrugineux. La silicification (opale et calcédoine) est souvent vacuolaire.

Dans le bois de Meillant, à la Meulière, (614/195), les silicifications semblent particulièrement développées. Ce sont des calcaires meuliérisés, vacuolaires, jaunes, à inclusions brun-rouge. Les vacuoles à remplissage argilo-ferrugineux, sont tapissées de calcédoine finement détritique. La roche comporte quelques sphérolites siliceux fibroradiés et montre une forte imprégnation ferrugineuse. Des exploitations de 8-10 m de profondeur (4-5 m à l'Est) ont été ouvertes dans ces formations. Dans ces anciennes carrières, à la fin du XIX^e siècle, on extrayait les silicifications pour la confection de pierres à fusil dont la qualité dépassait largement le cadre local.

Peu au Nord, à la Garne (614/196), grès et opalite ont été exploités dans des trous d'une dizaine de mètres creusés dans des sables argileux gris. Les silicifications blanches et grises, translucides, exploitées, sont constituées de sphérules fibroradiées. Elles peuvent être également de type quartzitique, gris, à vacuoles polyédriques et petits débris ferrugineux. La silicification, formée de quartz microcristallin, cimente un matériel finement détritique.

La silicification a néanmoins épargné quelques blocs de calcaire lacustre : près des Meulières (614/196) subsiste une microbrèche beige, fistuleuse, vacuolaire, à ciment micritique, parfois microsparitique ; les éléments, d'une taille inférieure à 1 cm, sont des débris calcaires (micrite et microsparite), des granules ferrugineux, de la dolomie, et quelques rares grains de quartz.

À l'Est du plateau de Meillant, les faciès argileux sont bien développés. Ce sont parfois des marnes gris-vert à jaune clair au Sud du bois de Banegon, (628/197), accompagnées de silex et dragées de quartz localement

cimentés en conglomérat. Les faciès marneux verts, à gros quartz, ont été observés sur la feuille voisine Sancoins (Clozier *et al.*, 1983) où ils ont été rapprochés des faciès oligocènes du Nord des Limagnes. Ce sont également des argiles grises et rousses, parfois sableuses, à fragments de calcaires lacustres gris-brun, fétides à Orrot, (628/199).

Pliocène

p. Épandages de sables à galets de quartz. Les anciennes cartes indiquaient une extension abondante des sables à galets de quartz attribués au Pliocène. En fait, une partie de ces épandages correspond, en rive gauche du Cher, à la plus élevée des nappes alluviales (p-IV, dont l'âge *pro parte* pliocène n'est pas exclu). Ailleurs, une grande partie de ceux-ci provient de l'altération superficielle des niveaux triasiques. Il est néanmoins possible que certains affleurements de ces sables quartzeux à galets ou graviers de quartz résultent d'une mobilisation pliocène.

La distinction d'avec les altérites triasiques et les sables éocènes peut être établie sur le degré d'évolution des galets : à peine émoussés et hétérométriques dans les altérites triasiques, émoussés dans les sables éocènes, ils sont ronds et de taille centimétrique « graviers » dans les sables attribués au Pliocène.

Les affleurements les plus nets de ces épandages de sables à graviers de quartz s'étendent en minces placages vers le Rond de Beauregard (634/182) où ils recouvrent Éocène, Trias et socle. Au Sud-Est de L'Isle-et-Bardais (635/187), ils s'intercalent entre le limon superficiel et l'Éocène. On peut également rencontrer des graviers de quartz épars dans un limon sableux, aux environs de Pontcharraud (629-630/189). Le sable contenant les graviers de quartz peut localement se charger d'argile. Ce faciès argileux se développe à l'Est de la feuille, vers la Corne de Rolais et vers la forêt de Chaverot où il recouvre Permien et Trias.

La faible épaisseur de ces formations (quelques mètres au maximum) n'a pas permis d'observer de structures sédimentaires.

Plio-Quaternaire

p-IV. Épandages fluviaux des plateaux : sables à galets de quartz et sables argileux. Ces épandages correspondent en grande partie à des éléments d'origine triasique et lessivés. Ces formations résiduelles ont pu être remaniées par les cours d'eau locaux qui ont pu les amasser en terrasses, comme vers la Loge à François (623-624/180), le long de la partie aval du ruisseau de Fay. Le sable, blond à gris clair, contient des dragées de quartz et se montre localement induré. Cet affleurement, exigü, n'a pas été reporté sur la carte.

En rive gauche du Cher, ces formations sont très développées, atteignant 7 m d'épaisseur à la Perche (618/182) où une carrière exploite ces sables. On y observe des sables roux, très grossiers, à lits de cailloux quartzeux épais de 6 m, recouvrant 1 m de conglomérat à ciment siliceux. L'ensemble repose sur le calcaire lacustre, blanc, fistuleux de l'Éo-Oligocène. Les galets de quartz, de type filonien, peuvent atteindre plusieurs décimètres. Les plus petits des galets sont souvent colorés.

L'altitude sommitale de cette formation est voisine de 210 m, ce qui situe la terrasse à une cinquantaine de mètres au-dessus du cours du Cher. L'épaisseur diminue lorsqu'on s'éloigne de la vallée du Cher vers l'Ouest, et il n'existe aucun dépôt équivalent en rive droite. Sa présence est marquée par des sables grossiers, jaune-roux, partiellement indurés.

Le lessivage superficiel a localement emporté la partie la plus fine ne laissant qu'un cailloutis de galets, à la Roche-Bridier (616/181), et, plus au Nord, à la côte Papotte (615/186). Lorsque des dépôts limoneux recouvrent les sables à galets, la limite entre les deux formations devient difficile à établir avec netteté, le passage de l'une à l'autre étant progressif, comme à Buhard (618/180).

L'âge de ces dépôts, résultant d'une longue période d'altération ne laissant subsister que le quartz, est mal établi et pourrait être estimé au Quaternaire ancien, voire à la fin du Pliocène. Ils pourraient ainsi correspondre, *pro parte*, à la partie supérieure des formations du Bourbonnais dont la mise en place est datée du Pliocène moyen à supérieur (Clochiatti et Tourenq, 1971).

Au Nord du Rond de Gôts, des nodules brun-rouge, des ébauches de pisolites et des fragments de grès ferrugineux sont emballés dans une argile gris-vert pâle. Les seules structures sédimentaires encore visibles se limitent à une stratification fruste marquée par les lits de galets, à graviers. Ces dépôts du Rond de Gôts pourraient correspondre au cours primitif du Cher apparu lors de la structuration du réseau hydrographique du Bassin parisien au début du Quaternaire.

Aux Tonelles, au Nord de la Celette (614/184), une butte est couronnée à 200 m d'altitude par les débris d'un microconglomérat jaune, à ciment de type « calcin » ; les éléments identifiés appartiennent surtout à la série jurassique : calcaire à débris roulés hettangien, gryphées, pectens, bélemnites du Sinémurien, calcaires silicifiés rouges à oolites blanches. Ces formations reposent sur les marnes éo-oligocènes. L'altitude de ces dépôts est la même que celle des très hautes terrasses auxquelles nous les avons assimilés. Cependant leur composition différente nécessiterait de les distinguer des épandages à galets de quartz ainsi que des hautes terrasses (Fw, Fx). En l'absence de niveau de composition identique et à la même cote, cet affleurement a été assimilé à p-IV.

Quaternaire et formations superficielles

FL. Ensemble fluvio-lacustre de la Marmande : galets, graviers, sables, argiles. Entre la cuesta du Dogger, au Nord, et le glacis de la forêt de Tronçais, au Sud, la Marmande étire son cours dans une vaste plaine alluviale qui peut atteindre 3 km de large. L'importance des dépôts formant cette plaine est démesurée par rapport à la modestie actuelle du cours d'eau. La plaine alluviale s'infléchit vers le Nord au point d'entrée de celle-ci dans la plaine. Elle rejoint ainsi la vallée de l'Auron. Cette vaste dépression a été utilisée par le canal du Berry.

Il subsiste quelques reliques de sables épars sur l'entablement hettangien à l'Amour, (630/193) qui pourraient être attribués à cette formation.

Hormis quelques sablières qui y ont été ouvertes, les affleurements des dépôts de remplissage sont rares. Six sondages à la mototarière donnent une première image de la géométrie et du contenu de ce bassin. L'épaisseur maximum de ces alluvions a été observée à la sablière du moulin de la Rivière (628,85/193,70) où l'excavation de la carrière permet une bonne observation de la composition superficielle, de haut en bas :

- sable grossier, brun-rouge, à galets et débris non roulés ; leur taille est inférieure à 10 cm, les plus nombreux allant de 1 à 3 cm (0,50 m) ;
- sable à laminations lenticulaires. La granulométrie varie d'une lentille à l'autre mais reste homogène au sein d'une même lentille (0,40 m) ;
- sable grossier, homogène, brun-rouge. Les éléments les plus grossiers (5 cm) sont des débris de socle, associés à des fragments de quartz, les petits sont parfois ferruginisés (1 m) ;

Le sondage a été implanté au sommet du niveau inférieur, il a traversé :

- sable grossier à galets ferruginisés (5 m) ;
- faciès sableux plus fin (0,50 m) ;
- sable argileux et argile brun lilacé (2,20 m). Ce dernier niveau repose sur les marnes liasiques décalcifiées dans leur partie supérieure.

L'épaisseur totale des formations alluviales à dominante grossière s'élève ici à 8,60 m.

Vers le Nord, aux Sables (629,5/199,05), le sondage a traversé :

- terre végétale sableuse rousse (0,50 m) ;
- sable argileux marron (0,50 m) ;
- sable peu argileux, brun clair (1,30 m) ;
- sable grossier, argileux, brun clair à beige, à lits d'argile grise (0,70 m) ;
- sable argileux, gris et roux à niveaux noirs (1,40 m), reposant sur des marnes gris-bleu, claires (1a-4), décalcifiées sur 0,60 m.

Épaisseur des formations alluviales : 3,90 m

Au pont à Baras, (630,4/199,5) :

- gravier limoneux (0,50 m) ;

- argile rousse (0,90 m) ;
- argile sableuse, rougeâtre et grise (1,60 m). Substratum de marnes grises.
Épaisseur des formations alluviales : 2,50 m.

Vers l'Ouest, au Donat, (619,9/192,1) :

- argile sableuse gris-vert à gris-brun vert (1,40 m) ;
- sable argileux à lits d'argile grise (0,90 m), reposant sur des argiles peu calcaires, gris clair à gris-vert, à débris de bélemnites (0,70 m), puis sur des marnes grises, onctueuses, grasses.

Épaisseur des formations alluviales : 2,30 m.

À l'écluse de Gâteau, (617,7/191,5) :

- alluvions récentes grises (0,50 m) ;
- limon marneux bistre (1,40 m) ;
- limon marneux et sableux (0,20 m) ;
- alluvions graveleuses (0,90 m). Substratum de marnes grises liasiques.

Épaisseur des formations alluviales : 2,50 m.

Route de l'écluse de la Vallée (616,5/191,5) :

- argile grise, finement sableuse (0,50 m) ;
- argile gris-bleu, sableuse et légèrement marneuse (1 m). Substratum de marnes liasiques.

Épaisseur des formations alluviales : 1 m.

Des données fournies par les sondages, il ressort que les dépôts les plus grossiers sont étroitement localisés, sans doute au point d'alimentation du bassin. L'épaisseur de la formation décroît plus rapidement vers l'Ouest que vers le Nord. Il en est de même de la granulométrie des sédiments. L'ensemble de ces faits concourt à faire de ces dépôts des formations d'épandage sous-lacustres, les courants d'alimentation ayant une vitesse de transport diminuant très rapidement. Si ce lac avait un exutoire, il faudrait le chercher dans la vallée de l'Auron où les dépôts restent importants.

L'âge de ces alluvions ne peut être établi, pour le moment, qu'à partir de considérations morphologiques et tectoniques. Le lac récepteur a pris naissance après le dégagement de la cuesta du plateau de Meillant, probablement après les épandages plio-quadernaires. Les structures tectoniques de Saint-Amand séparant le lac de la vallée du paléo-Cher ont favorisé l'ouverture d'un exutoire vers le Nord. Une déformation récente, basculement ou flexuration, a permis à la Marmande de creuser son cours actuel vers le Cher.

À l'image des épandages plio-quadernaires limités à la rive gauche du Cher, les alluvions anciennes, excepté la basse-terrace (Fy), ne semblent pas disposées de façon symétrique de part et d'autre du cours d'eau. Ce fait

peut être interprété comme résultant d'un dispositif originel, fonction de la morphologie de la vallée. Il peut être aussi le résultat d'un rejeu néotectonique de la faille du Cher, antérieur au dépôt de la basse terrasse, qui aurait décalé verticalement les terrasses anciennes.

Fw. Alluvions de la très haute terrasse (30-40 m). Cette terrasse n'est plus représentée que par des cailloutis épars, lessivés, débarrassés d'une éventuelle fraction fine. Ces lambeaux ne sont visibles qu'en rive droite du Cher. Ils sont formés essentiellement d'éléments siliceux, excepté à Lételon (618/183) où l'on observe des galets gréseux d'origine triasique.

Les lambeaux les plus importants se situent aux Côtes (615/187) et à Pellevoisin (616/187). Au Nord-Est des champs Renaud (614/188), il n'en subsiste qu'un cailloutis épars sur les argiles triasiques.

Fx. Alluvions de la haute terrasse (20 m). Les dépôts correspondant à cette terrasse sont mieux conservés mais ne sont présents qu'en rive gauche du Cher. Leur accumulation y a justifié l'ouverture de carrières en facilitant l'observation.

Au Nord de Villeneuve (615/184), les dépôts sont visibles sur 5 m, lavés dans la partie inférieure, argileux dans les deux mètres supérieurs. Les éléments y sont d'origine distale, émoussés ou ronds de taille égale ou inférieure à 10 cm : quartz filonien, dont quelques-uns à inclusions noires, quelques débris de socle, certains éléments sont d'origine proximale, non usés, morceaux de calcaires lacustres. Plus au Sud (183/615 ; alt. : 173 m), les stratifications obliques indiquent un courant dirigé vers N320 à 330. Les dépôts sont organisés en chenaux à base caillouteuse et à sommet sablo-argileux fin, roux ; il s'y développe des lentilles d'argiles gris clair. Une autre carrière de sable a été ouverte dans ces niveaux au Sud d'Ainay-le-Vieil (616/184).

Cette terrasse n'existe qu'en rive gauche et la terrasse Fw n'est représentée qu'en rive droite, 5 m plus haut. On ne peut exclure que ces deux niveaux n'en forment en fait qu'un seul qu'aurait décalé un rejeu néotectonique de l'accident du Cher.

Fy. Alluvions de la basse terrasse (5-10 m). Contrairement aux terrasses des niveaux plus élevées, les basses terrasses se développent symétriquement de part et d'autre de la vallée du Cher. Elles sont bien développées dans la partie la plus large de la vallée du Cher, à Ainay-le-Vieil. Elles ont été exploitées sous les alluvions limoneuses récentes en rive droite du Cher, au Nord-Est d'Ainay-le-Vieil et à La Perche. L'épaisseur maximum de ces « graves » ne semble pas dépasser 3 m. La fraction sableuse y est la plus abondante, plus de la moitié des éléments, essentiellement siliceux, ne dépassant pas 5 mm.

Une terrasse se développant 10 m au-dessus du cours de la Sologne (628/183) formée d'un sable grossier à débris roulés, de 1 à 5 cm, de grès, quartz et silicifications, a été attribuée à ce niveau.

Fz. Alluvions actuelles ou récentes. Les alluvions modernes tapissent la vallée majeure de l'ensemble des cours d'eau. Leur développement est fonction de l'importance du cours d'eau.

Dans la vallée du Cher, ces alluvions présente une épaisseur maximum qui ne paraît pas dépasser 2 m. Les débris grossiers y sont rares, le sablon argileux qui les compose présente une couleur grise. Vers Ainay-le-Vieil, leur surface, mamelonnée, esquisse des terrasses métriques.

Le long des cours d'eau mineurs, leur composition est liée à celle des terrains traversés. Dans la vallée de l'Auron, au Clou (632/197), le Rhétien y est remanié dans des argiles grisâtres. Le long du cours de la Sologne, les alluvions argileuses à sablo-argileuses sont parfois difficiles à distinguer du Trias qu'elles remanient. Il en est de même le long du cours amont, N-S, de la Marmande où, vers la Bourgognonerie (630/190) les alluvions finement sableuses, gris-jaune, se montrent riches en micas. En aval, dans la partie E-W du cours, les éléments grossiers disparaissent, donnant place à un limon gris argileux ou marneux, parfois finement sableux épais de 0,50 m.

L'appauvrissement en éléments grossiers, de l'amont vers l'aval, peut être aussi observé dans les ruisseaux de moindre importance. Ainsi, le long du ruisseau du Chandon, les argiles sableuses, grises, marbrées de jaune vers le Rond du Meslier, passent à un limon fin à Chandon (629/190).

C. Colluvions de pente. Versants et talus sont le lieu de glissements des niveaux constitutifs et, parfois, des terrains surincombants. Ils peuvent se développer sur des pentes faibles. Seuls les plus importants d'entre eux, par leur étendue et leur épaisseur, ont été représentés.

Les sables argileux de l'Éocène constituent l'essentiel de ces glissements. Parfois nets, comme sur la bordure du Plateau de Meillant (Ce), parfois difficilement différenciés des épandages éocènes, lorsque ceux-ci recouvrent une paléomorphologie, comme à la Commanderie (623/184).

Les matériaux éocènes glissés peuvent entraîner dans leur déplacement les produits de l'altération des terrains supportant le glissement :

- des débris triasiques, au Sud de l'étang de Piroit ;
- des sables rhétiens, à l'Est de l'étang de Goule (638/192) ;
- des marnes liasiques et des chailles du Dogger, à l'Est de Saint-Amand.

Les autres niveaux comportant une fraction argileuse donnent également naissance à des formations de pente colluvionnées importantes. Il s'agit du

Lias, à l'Est de Saint-Amand, les marnes prenant un aspect boueux au Sud de Rozaire (617/191) ; de l'Éo-Oligocène lacustre à l'Ouest et au Sud de la Perche, entraînant des matériaux alluvionnaires (p-IV) entre Buhard et les Rainats (618/181) ; du Trias dans les vallées de la Marmande et de la Sologne ; du Permien dans le cours amont du ruisseau du Thiolais (638/181) où les formations glissées atteignent ponctuellement 2 m d'épaisseur.

Ces glissements sont exceptionnellement polygéniques, remaniant plusieurs niveaux dont certains ont pu disparaître : au Claudat (640/185), la pente, à regard sud, est couverte de débris de calcaire hettangien (qui n'affleure plus en place) et de grès triasiques mêlés à des cailloutis pliocènes.

À la grange Cornue (617/187), un cailloutis siliceux bistre à brun-rouge, épars sur le versant sud du talweg, pourrait représenter les débris d'une haute terrasse entièrement colluvionnée.

B. Complexe limoneux. Un manteau limoneux, morcelé, recouvre partiellement le Trias argileux à l'Est de la feuille et l'Éo-Oligocène marno-calcaire à l'Ouest du Cher. Ces limons semblent provenir de la dégradation des formations du substratum et leur composition reflète celle des formations sous-jacentes. Finement sableux, ils peuvent contenir des éléments grossiers lorsqu'ils recouvrent le Trias ou les épandages plio-quaternaires ; ainsi vers Buhard (618/180), un limon beige verdâtre contient quelques graviers et dragées de quartz. En couverture des sables éocènes, il devient difficile de les séparer de ceux-ci, le passage d'une formation à l'autre étant très progressif.

Leur couleur varie du brun au beige clair. Exceptionnellement, ils sont blanchâtres, marbrés de jaune, avec graviers et galets quartzeux au Thiolais (638/182).

L'épaisseur de la couverture limoneuse est mince et laisse souvent percevoir la nature des roches du substrat. L'épaisseur maximum, 2 m, est atteinte sur les versants inclinés vers l'Est.

CF. Remplissages de talwegs. Les dépôts d'alluvions modernes accompagnant tous les cours d'eau, même les plus modestes, se prolongent souvent en amont de la partie permanente du cours d'eau. Ces dépôts de fond de talweg se raccordent de façon continue aux alluvions modernes de la partie active des cours d'eau. De nature argileuse ou sableuse, ils sont alimentés par les formations affleurantes des versants. On peut y rencontrer des débris grossiers de diverses natures : des grès triasiques, près des étangs Roux (622/184) par exemple ; des granules ferrugineux ou du calcaire hettangien. Leur étalement en fond de talweg s'est effectué lors de périodes de forte pluviométrie. Leur épaisseur ne semble pas dépasser 1,50 m.

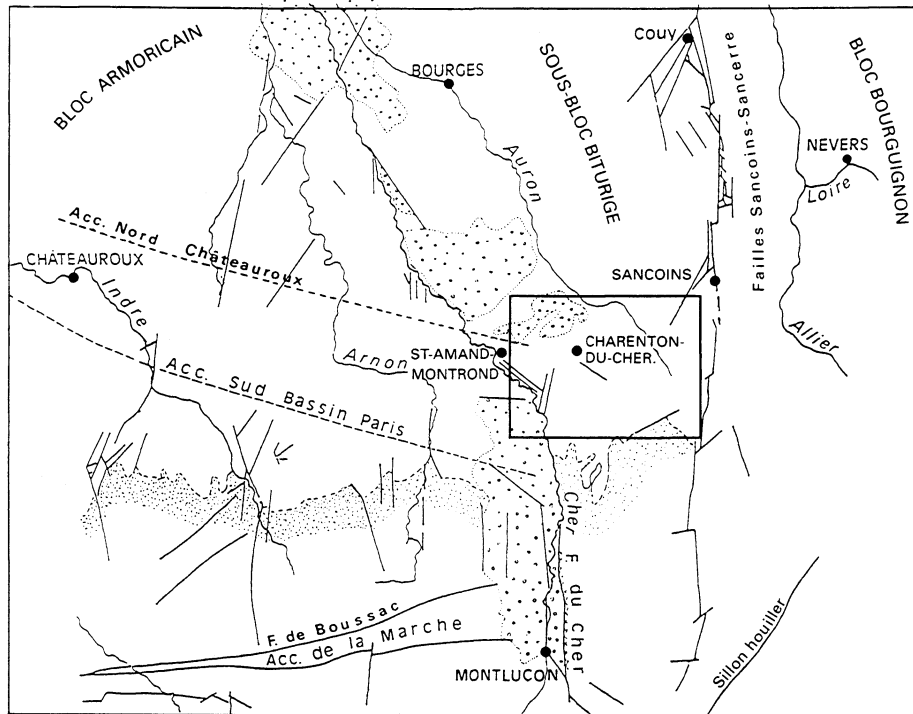


Fig. 2 - Carte de la localisation structurale de la feuille Charenton-du-Cher
 (d'après Gély *et al.*, 1992)

X. Remblais, dépôts anthropiques. Lorsque l'activité extractive cesse, les excavations laissées par les anciennes carrières servent fréquemment de décharge. Ces zones de remblaiement sont localisées au niveau des calcaires hettangiens, seul niveau ayant donné lieu à l'ouverture de carrières importantes : au Sud-Est de L'Isle-et-Bardais, au Sud de Charenton-du-Cher et de Touzelles.

Les remblais ont été utilisés aussi pour régulariser le tracé des cours d'eau ou en comblement de zones marécageuses, comme à Tronçais.

La destruction d'anciens édifices et l'étalement de leurs matériaux de construction peut parfois risquer de tromper sur la nature du sous-sol. Ainsi au Sud-Est du Rond de Viljot (632/183), des fragments de granite sont étalés sur une dizaine de mètres carrés et pourraient correspondre aux débris d'un ancien pont édifié au-dessus du ruisseau voisin. On peut assimiler à ce type de dépôt les restes de la motte médiévale de Venoux, entassant des calcaires hettangiens en une butte de 150 m de diamètre.

STRUCTURES ET PHÉNOMÈNES TECTONIQUES

La feuille Charenton-du-Cher recouvre une partie de la zone de passage du Massif central au Bassin parisien. L'ensemble des formations mésozoïques y présente un léger plongement nord souligné par l'affleurement du socle cristallin et paléozoïque au Sud et du Jurassique supérieur au Nord (fig. 2). Cette limite septentrionale du Massif central, grossièrement E-W, est traversée par des failles méridiennes apparentées à celles des Limagnes : faille de Sancerre à l'Est (feuilles Lurcy-Lévis et Sancoins), faille du Cher dans l'Ouest de la feuille. Le compartiment occidental de la faille de Sancerre est caractérisé par la présence de massifs de leucogranites (tels les granites de Cérilly). Ce matériel relativement léger induit un déficit gravimétrique qui aboutit à la montée de ce matériel et à son affleurement (Debégliá, 1972 ; Weber, 1973).

Le dispositif structural visible ici peut être subdivisé en trois grands secteurs (voir schéma structural) :

- fossé du Cher ;
- panneau de la forêt de Tronçais ;
- panneau de la forêt de Meillant.

Ces secteurs sont séparés par des traits morphologiques ou structuraux correspondant à des zones de fracturation majeure.

La faille et le fossé du Cher

Au Sud de Lételon. La vallée du Cher, d'orientation S-N, comme dans la traversée de la feuille Hérisson, s'inscrit sur le tracé d'une faille méridienne

majeure : la faille du Cher. Le jeu de celle-ci a délimité un demi-graben dans lequel se sont déposées les formations lacustres éo-oligocènes.

La faille du Cher, pressentie par E. Dagincourt (1881), a fait l'objet de publications récentes (Debrand-Passard *et al.*, 1992 ; Gély *et al.*, 1992). L'accident lui-même reste invisible ici, mais le décalage vertical des terrains qu'il a provoqué est net. Le Trias argileux (tA) et sa couverture lacustre éo-oligocène de la rive gauche sont abaissés au niveau du Trias gréseux (tG) de la rive droite.

Les déformations du compartiment oriental semblent s'accroître à l'approche de l'accident :

- à la Maillerie (619/182), un graben, large de 200 m, d'orientation WSW-ENE, abaisse le Trias argileux au niveau du Trias gréseux de la forêt de Tronçais;
- au moulin de Beaumont (619/183), les grès triasiques, à pendage 5°N, montrent un réseau de fractures N-S et E-W. Quelques fractures N-S (N200, 85W) portent des traces de jeu dextre qui pourraient être significatives d'un jeu de l'accident du Cher.

Au Nord de Lételon. Les structures deviennent plus complexes, la faille du Cher se divisant en deux branches. La branche orientale, complexe (failles de Coust et de Touzelles) prolonge la faille méridionale en prenant une direction N010 à N015.

Les *failles de Coust*, nombreuses, d'extension horizontale limitée, sont disposées en relais senestre. La *faille de Touzelles* est parallèle à leur direction générale.

Les rejets cumulés de l'ensemble de ces failles, toutes à regard ouest, entraînent un abaissement relatif maximal du compartiment occidental (compartiment du Chignon) de 100 m. La valeur du pendage des couches, vers le Nord, varie d'un compartiment à l'autre de telle sorte que le rejet s'atténue fortement à l'approche de la vallée de Marmande. Le système de failles ne paraît pas traverser cette vallée.

La *faille de Colombiers*, d'orientation N150, est marquée par l'inflexion du cours du Cher vers le Nord-Ouest. Contrairement aux précédentes, cette faille présente un rejet vertical mineur par rapport au rejet horizontal senestre. Cette particularité est soulignée par la différence de structuration des compartiments : panneaux monoclinaux au Nord-Est (compartiment du Chignon), plis au Sud-Ouest (compartiment de Drevant).

- Dans le **compartiment de Drevant**, on observe les structures suivantes, en allant du Nord vers le Sud.

L'anticlinal du Grand-Tertre porte les calcaires hettangiens à plus de 250 m d'altitude. La direction du pli est celle de l'allongement de la col-

line, NW-SE, qui correspond au flanc nord-est du pli. Le Trias (TA) affleurant au Sud-Ouest de la colline marque le cœur du pli. La structure est dissymétrique : flanc nord-est à pendage fort (40° NE) visible sur la crête et dans l'ancienne carrière utilisée comme stand de tir. On peut y observer les calcaires hettangiens plongeant sous les marnes sinémuriennes. Au plongement des couches s'ajoute le jeu de petites failles normales de même direction que le pli. Le pendage faible du flanc sud-ouest (5°) est visible dans les grès triasiques près de Drevant. L'amplitude du pli atteint 80 m, le raccourcissement correspondant est de l'ordre de 20 m.

À l'extrémité sud-est du Grand-Tertre s'amorce la terminaison périclinale du pli (pendages sud). Une faille E-W tronque la faille de Colombiers, en soulevant le compartiment sud dans lequel n'apparaît aucune trace du prolongement éventuel du pli. E. Dagingcourt (1881) prolongeait la faille de Colombiers vers le Nord-Ouest au pied nord-est de la butte. Il est possible que celle-ci se poursuive, mais sa trace n'a pas été décelée.

Les calcaires hettangiens du Grand-Tertre sont morcelés par un réseau dense de fractures. Les unes (N030 à N050) sont des joints de tension liés à la compression génératrice de l'anticlinal ; les autres (N125 à N150) correspondent aux fentes d'extrados du pli. Certaines de ces dernières portent des tectoglyphes indiquant un jeu à composante horizontale senestre dû à des contraintes E-W. La tectonique apparaît ainsi polyphasée, admettant des contraintes successivement SW-NE puis E-W.

Au Sud de la faille E-W de Colombiers, les déformations changent d'orientation pour devenir E-W, ce sont les plis d'Ainay-le-Vieil. Plus modestes que le pli du Grand-Tertre, leur amplitude ne dépasse pas 20 m. Une ancienne carrière, ouverte peu au Sud de Colombiers (transformée en circuit de karting) entaille les calcaires hettangiens. Le pendage y est notable (14° ESE), les diaclases (N110, 70N) sont, fait exceptionnel dans la région, stylolitisées. Les pics stylolitiques sont inclinés de 20° vers N200, indiquant une compression sensiblement N-S, et qui pourrait correspondre à la phase éocène, « pyrénéenne ». Une seconde famille de diaclases (N135, 80SW) portent des traces de déplacement senestre.

Plus au Sud, les pendages sont faibles (5°). À Pellevoisin, en bordure de la RN 144, les diaclases forment un réseau dont les directions majeures s'orientent autour de N115 et de N030. Certaines des fractures orientées à N115 portent des traces de décrochement senestre. Plus au Sud encore, les calcaires dominant le canal, en aval de l'ancienne écluse de la Tranchasse sont morcelés par des diaclases orientées N000 et N135.

• Le **compartiment du Chignon** forme, entre la faille de Colombiers et les failles de Coust, un coin effondré qui disparaît, au Nord, sous les alluvions fluvio-lacustres de la vallée de la Marmande. Le pendage vers le Nord, y est régulier et faible. Les marnes et marno-calcaires sinémuriens en occupent l'essentiel et ne permettent pas d'observations structurales

détaillées. Ce coin effondré pourrait représenter le prolongement septentrional du fossé du Cher.

Le panneau de la forêt de Tronçais

Cet ensemble est le plus important de la feuille par sa superficie. Sa structure est celle d'un vaste monoclin à plongement nord. Sa régularité est interrompue par quelques déformations notables :

- au Sud, la faille de Pirot ;
- au Nord, le coin d'Ainay-le-Château qui présente un jeu inverse de celui du Chignon, l'effondrement s'accroissant vers le Nord ;
- au Nord-Est, les plis et la faille de l'Aubois d'orientation NE-SW.

Les différents niveaux affleurants portent des indications structurales qui varient par leur qualité et leur quantité en fonction de leur nature lithologique.

Au Sud-Est, le socle (granite et terrains paléozoïques, voir coupe) affleure mal, et seuls, les sondages réalisés par COGÉMA ont donné accès aux détails structuraux. L'ensemble est découpé par des failles multiples en une mosaïque d'éléments dont la surface se révèle souvent inférieure à 1 km². Chaque élément s'est déplacé de façon apparemment aléatoire. Le rejet d'un bloc à l'autre peut atteindre une cinquantaine de mètres. Le pendage le plus fort, observé dans les terrains permieniens de la rive droite du ruisseau du Thiolais, à Pombras, atteint 30°. Les variations d'épaisseur affectant les dépôts sédimentaires durant le Stéphanien, le Permien et le Trias gréseux, montrent la mobilité de ces blocs pendant cette période. Quelques cours d'eau soulignent, par leur tracé en baïonnette, la présence des failles. La plus importante d'entre elles (*faille de Pirot*) se prolonge vers le Nord où elle est marquée par l'allongement de l'étang de Pirot. Il s'agit aussi de la plus ancienne puisque les autres failles viennent y buter.

Dans le Trias, seuls les grès, lorsqu'ils n'ont pas été déplacés par des mouvements superficiels, sont porteurs d'indications structurales. Le pendage général vers le Nord, 10° à Viljot et à la Pelloterie (628/186), semble perturbé par de faibles ondulations transversales. Des indices en sont visibles à Saint-Bonnet-Tronçais (6°WNW), vers la fontaine de Viljot (8° NE). Les fractures sont de directions très variées : N135-150 dominant à l'Est et au Sud, N100-120 à l'Ouest, notamment dans les anciennes carrières du Rond des Carrières creusées dans le Trias sidérolitifié. La sidérolitisation déstructurant les roches qu'elle affecte, on peut penser, qu'au moins sur ce site, la fracturation est post-éocène. Cette structuration est à l'image des déformations du socle. La dispersion des directions de fracturation et des pendages laisse supposer que celles-ci sont semblables à celles de la région de Cérilly : mosaïques de blocs découpés par des fractures de directions variées, aux effets amortis ici par les niveaux argileux.

Dans le Lias, des indications structurales précises sont fournies par les calcaires hettangiens qu'entaillent de nombreuses carrières. Les observations faites confirment les conclusions tirées à propos du Trias. Les accidents majeurs s'y individualisent nettement :

– *faille d'Ainay-le-Château* (N120) qui abaisse le compartiment nord-est ;
– *faille de l'Aubois* (N035), se raccordant au Nord-Est à la faille de Sancerre (feuille Sancoins), abaisse le compartiment sud-est. Le pendage le plus élevé (20°NW), relevé près de cette faille, peut être attribué soit à un rejeu tardif de la faille, inverse du jeu majeur, soit à des phénomènes superficiels de soutirage. Dans les secteurs éloignés des plis de l'Aubois les pendages, faibles (5°), sont dirigés en tous sens, il en est de même de la fracturation. La direction SW-NE (N030-045) semble néanmoins la plus représentée. Certaines de ces fractures présentent des traces de déplacement : horizontaux, senestres, sur N150 à Ainay-le-Château (627/190), sur N025 et N165 à Valigny (635/191) ; horizontaux, dextres, sur N135 à Valigny et N100 à Venoux (636/194).

D'autres fractures ont un rejet vertical réduit, inférieur à 10 cm, à Venoux, Valigny et Ainay-le-Château.

La partie septentrionale du panneau de Tronçais disparaît en partie sous les alluvions de la vallée de la Marmande.

Le panneau de la forêt de Meillant

La cuesta représentant sa bordure méridionale domine de 200 m le cours de la Marmande et la partie septentrionale du panneau de Tronçais. L'épaisseur de la série jurassique suffirait à expliquer cette dénivellation. Toutefois le tracé et l'évolution du réseau hydrographique (voir FL) permettent de supposer que les limites sud et sud-est de ce panneau correspondent soit à des failles, soit à des couloirs de fracturation importants. Les informations structurales fournies par les roches constitutives du plateau sont inaccessibles en raison de l'épais manteau d'altérites qui le recouvre. Seule, une petite carrière ouverte dans l'oolite bathonienne a permis d'observer un pendage faible (5°N) et quelques diaclases de direction N-S et N135.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Nous nous appuyerons essentiellement ici sur les épisodes de continentalisation. L'activité tectonique de la région ne semble n'avoir jamais cessé depuis la fin des temps hercyniens en contrôlant l'évolution sédimentaire, puis en guidant la morphogénèse.

Les grandes failles (failles du Cher, faille de Pirot) sont probablement les plus anciennes. Les failles apparues plus tardivement, vers la fin de la période hercynienne, traduisent des distensions locales. Les fossés engen-

drés accueillent les dépôts détritiques stéphano-permiens. La surface post-hercynienne apparaît d'une façon discontinue sur la carte. Elle est matérialisée par un plan incliné fossilisé par les dépôts du Trias et reposant indistinctement sur les granites ou le Paléozoïque. En aucun cas, la surface hercynienne ne coïncide avec un lambeau quelconque de la « basse surface limousine ». Les lambeaux d'épandages quartzeux pliocènes cicatrisent la trace de cette surface.

Au cours des temps mésozoïques l'activité tectonique semble se localiser le long de l'accident du Cher. Elle s'y manifeste par des variations d'épaisseurs et de faciès des sédiments dues à des déformations à grande longueur d'onde (fig. 3).

Au Trias, la dolomie d'Urçay atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur à l'Ouest de la faille. Elle est presque inexistante à l'Est. Le Trias argileux qui vient ensuite, présente près de la faille du Cher un faciès très grossier qui n'existe guère au-delà. Après les dépôts triasiques (cf. fig. 7A), continentaux puis marins, les mers jurassiques ont entièrement recouvert la région. Il n'y a aucune trace visible de l'émersion fini-crétacée, ni de l'érosion qui s'est exercée pendant le Crétacé inférieur. Aucune trace non plus du Crétacé supérieur qui a probablement recouvert la région, mais dont les altérites caractéristiques (argiles à silex) font défaut.

À l'Hettangien, les faciès les plus franchement marins (calcaires) et les plus épais se situent dans la région de la faille du Cher. À l'Est, au contraire, dans des zones lagunaires, se déposent les calcaires dolomitiques qui donneront les cargneules actuelles. Pendant le Jurassique moyen et supérieur, il n'existe pas d'indices d'activité tectonique, dans les limites de la feuille, mais celles-ci sont connues dans la région (Lorenz, 1992).

À l'Éocène, une phase d'aplanissement importante suit la régression crétacée. La « surface éogène » s'élabore alors, d'abord surface d'érosion puis d'accumulation (cf. fig. 7B). L'épaisseur maximale de ce remblaiement est d'au moins 50 m, sous la forme de galets, sables et limons fluviatiles, parfois avec cuirasses ferrugineuses (faciès sidérolitique). Les calcaires lacustres (ou palustres) associés sont connus plus au Sud (Montluçon) et au Nord (Berry). Les premiers dépôts éocènes sont discordants sur tous les terrains allant du Trias au Callovien, d'une manière régulière, sans comblement de fossés d'effondrement importants, excepté dans la vallée du Cher. Ces dépôts ne fournissent que peu d'indications structurales. Aux Petites-Murailles (620/183), une excavation, creusée dans les dépôts éocènes, montre de petites failles d'effondrements (10 à 30 cm de rejet). Cet affleurement, entouré de grès, semble constituer un bassin isolé. Ce piégeage, ou cette accumulation des formations transportées, indique que cette structure piège est apparue pendant ou après la phase de transport. Au Rond des Carrières, les formations sidérolitisées montrent un réseau de fractures de direction majeure N100 à 120 correspondant probablement à

des joints de tension donc à la direction de la contrainte majeure. La sidérolitisation ayant déstructuré les formations affectées, la fracturation ne peut être que postérieure à cette première. Pour G. Lablanche (1982), cette direction de compression serait d'âge néogène.

À l'Éo-Oligocène, effondrement du demi-graben du Cher dans lequel s'accumulent les dépôts lacustres. Dans la mesure où les marnes vertes peuvent représenter le Stampien inférieur, il semble que les déformations oligocènes n'aient affecté que la vallée du Cher et non le reste du territoire couvert par la feuille. Ce régime distensif est à l'origine des fossés ouest-européens et, notamment de ceux qui marquent la bordure nord du Massif central (Limagnes). Un dernier épisode de silicification intervient à la fin de cette période.

Des déformations surviennent ensuite, qui façonnent une topographie parsemée de dépôts corrélatifs : les cailloutis et galets de quartz rapportés au Pliocène. Ces cailloutis, très minces, sont présents, aussi bien sur les terrains hercyniens que mésozoïques, ainsi que sur l'Éocène. On peut donc envisager un rejeu de la faille de la Marmande effondrant une bonne partie des terrains éocènes (cf. fig. 7 C). D'autre part, les cailloutis pliocènes sont parfois en contrebas de reliefs constitués de matériaux éocènes, ce qui signifie que les épandages pliocènes ont pu s'effectuer dans un paysage déjà bien différencié, admettant des reliefs résiduels. Le plus facile à mettre en évidence est celui de la corniche du plateau de Meillant (cf. fig. 7 D).

Après l'épandage des cailloutis pliocènes, se situe une période de déformations très importantes qui vont fragmenter la « basse surface » en divers compartiments ou panneaux déterminés par la morphométrie (cf. fig. 6) :

- dans la vallée du Cher, les cailloutis (p-IV) se situent vers 200 m d'altitude. Sur le plateau de la forêt de Tronçais, les épandages pliocènes (p), sensiblement de même âge sont répartis entre 250 et 300 m. Les effondrements successifs du fossé du Cher ont entraîné la formation de plusieurs niveaux de terrasses. La plus haute (Fw) étant à peine en contrebas des cailloutis « pliocènes », à l'WNW d'Ainay-le-Vieil ;
- dans la partie est, le basculement des panneaux entraîne la formation de demi-fossés ;
- dans la partie nord-ouest, la remontée du panneau de Meillant le long de la faille de la Marmande détermine la formation de la corniche qui domine la vallée de la Marmande. Les panneaux situés immédiatement au Sud ont également basculé, formant les corniches des collines de la cote 246 m et de la cote 251 m.

Durant une partie du Quaternaire les épandages fluviaux des plateaux sont piégés dans un lac s'étalant au pied de la cuesta bajocienne (FL) et se

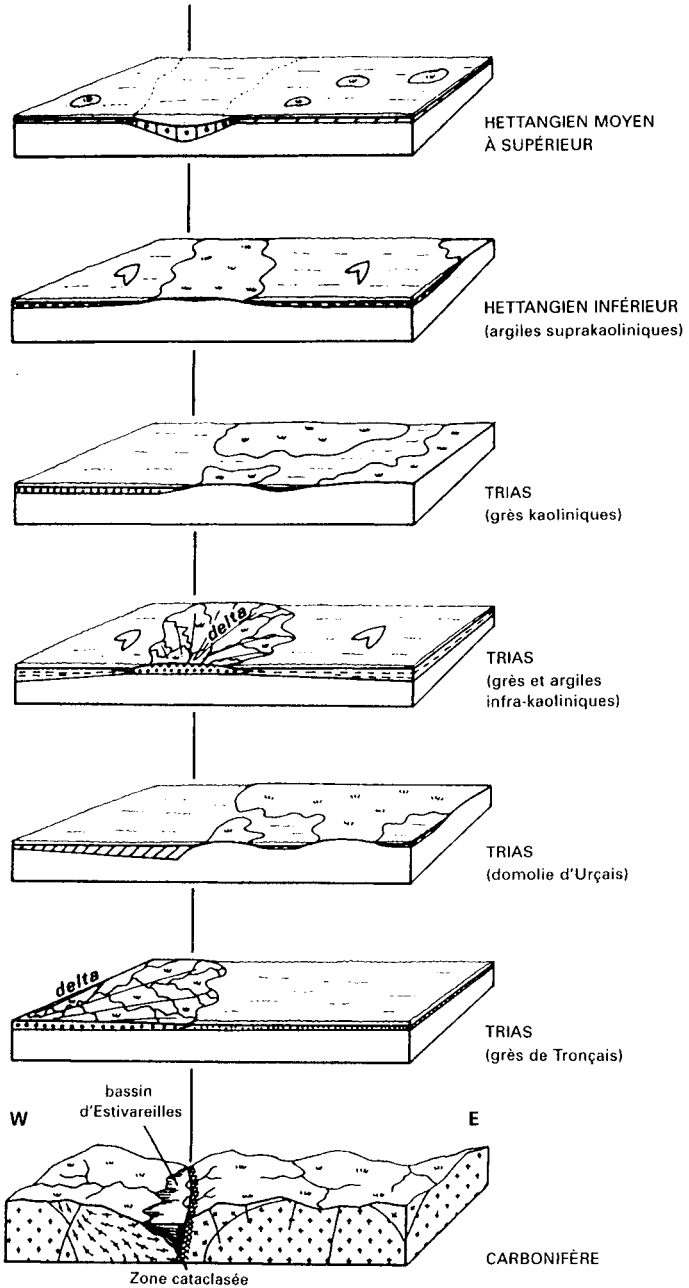
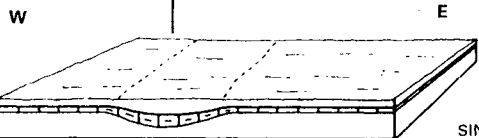
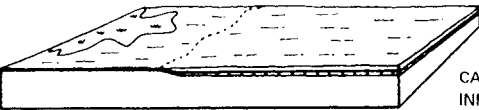
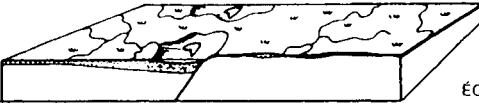
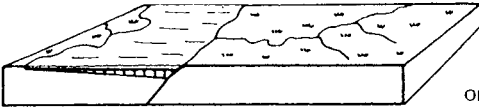
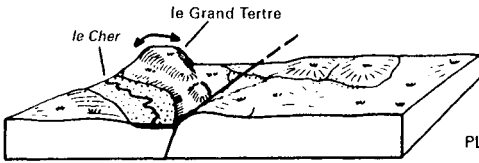


Fig. 3 - Reconstitution paléogéographique de l'environnement de la faille du Cher (extrait de Gély *et al.*, 1992)



déversant vers le Nord suivant le cours de l'Auron. L'orientation de cette cuesta peut être rapprochée de celle des linéaments E-W de Saint-Amand-Montrond (Lablanche *et al.*, 1994). À la suite de modifications topographiques résultant du soulèvement du seuil de Vernais par le jeu de failles (ou de flexures) bordant le plateau de Meillant, le lac se vidange vers le Cher, définissant ainsi le cours actuel de la Marmande. D'une manière plus générale, la faille de la Marmande ne se limite pas à la feuille de Charenton-du-Cher. Elle se prolonge vers l'Ouest, d'au moins 100 km, sur les feuilles Saint-Amand-Montrond et Ardentes, où elle passe au pied de la « cuesta bajocienne », en fait, un escarpement de faille récent (Freytet *et al.*, 1989). Elle s'atténue un peu sur la feuille Velles, et réapparaît sur Saint-Gautier, où son trajet est emprunté par la Creuse. Il est d'ailleurs significatif de voir les cours d'eau, initialement S-N ou SSE-NNW (Marmande, Arnon, Igneraie, Bouzanne, Creuse), systématiquement déviés vers l'Ouest au contact de cet accident. L'asymétrie des hautes terrasses du Cher atteste également de l'activité néotectonique de cette région. L'indication la plus nette a été fournie aux Tonnelles, au Nord de la Lelette (614/184). Une butte y est couronnée à 200 m d'altitude par les débris d'un microconglomérat jaune, à ciment de type « calcin », les éléments identifiés appartiennent surtout à la série jurassique : calcaire hettangien, gryphées, pectens, bélemnites du Sinémurien, calcaires silicifiés rouges à oolites blanches. Ces formations reposent sur les marnes éo-oligocènes ; leur altitude est la même que celle des épandages plio-quadernaires (p-IV) auxquels nous les avons assimilés. Cependant, leur composition différente nécessite de les distinguer des épandages à galets de quartz. Cet affleurement pourrait être interprété comme les restes d'une haute terrasse (Fw?), portés à cette altitude par la néotectonique.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Relief et hydrographie

Trois grandes lignes du relief apparaissent sur la feuille : au Nord-Ouest, le plateau de Meillant, incliné vers le Nord-Est et limité sur son bord sud par une imposante corniche ; au Sud et au Sud-Est, le plateau de la forêt de Tronçais, régulièrement incliné vers le NNW ; entre les deux, une zone déprimée, parfois accidentée de petites collines armées par des roches dures, occupe une large diagonale, du Sud-Ouest au Nord-Est : vallée du Cher, vallée de la Marmande, vallées de l'Auron et de l'Aubois.

L'énergie du relief est faible pour la région. Le plateau de Meillant culmine à 310 m à la Tour. Le point le plus haut de la forêt de Tronçais est à 341 m. À leur sortie de la carte, le Cher est à 150 m, la Marmande à 158 m, l'Auron à 174 m, l'Aubois à 190 m.

Dans le détail, l'hydrographie est sans grand rapport avec le relief, ce qui peut être expliqué par des effets de réajustements liés à la néotectonique. Le plateau de Meillant est à peine entamé, au maximum d'une dizaine de mètres, par les affluents de l'Auron. Au Sud, le plateau de la forêt de Tronçais, au contraire, est entaillé beaucoup plus profondément, de 50 à 100 m par la haute Marmande, de 40 à 50 m par la Sologne. Le Cher coule dans une vallée large de 2 à 3 km, à peine enfoncée de 20 à 30 m dans un paysage très plat, situé vers 200-220 m. La Marmande, rivière peu importante, coule dans une vallée très large (3 à 5 km) dominée par une corniche atteignant jusqu'à 250 m d'énergie. Les talwegs des ruisseaux affluents s'orientent d'Est en Ouest, à contresens de l'écoulement actuel. On peut voir là l'héritage de l'épisode pendant lequel la Marmande formait, au pied de la corniche, un lac qui s'écoulait vers le Nord-Est. Le haut Auron est faiblement encaissé, de 20 à 30 m, dans un plateau faiblement incliné vers le Nord-Ouest. De plus, le tracé du réseau présente un certain nombre d'anomalies intéressantes. Si la majeure partie des cours d'eau suit un trajet parallèle à la pente générale des plateaux, quelques tronçons de rivières ont des trajets perpendiculaires à la pente : la Marmande, de l'Est de Charenton-du-Cher à Saint-Amand-Montrond, quelques affluents de rive droite de l'Auron, entre Valigny et le Rhimbé, ainsi que quelques affluents du Cher. Ces cours ont des directions N060 à N075, que l'on retrouve en Limousin et Bourbonnais. Enfin, l'Auron a une petite partie de son cours (à l'Ouest de Bannegon) qui coule en sens inverse de la pente générale du plateau de Meillant dans lequel il est faiblement encaissé.

Le tracé des cours d'eau, comme l'importance de leur enfoncement, ne peuvent, en aucun cas, s'expliquer par l'érosion différentielle. Les causes majeures sont structurales : diaclases, couloirs de fracturation, failles, fossés d'effondrement, évolution néotectonique. Les vallées qui en résultent sont généralement dissymétriques, les versants ouest (à regard est) et nord (à regard sud) présentant une pente plus douce que les versants opposés.

Surfaces d'aplanissement

On peut appliquer à l'étendue de cette feuille les mêmes méthodes de reconstitution des surfaces que sur les feuilles voisines situées entièrement dans le socle ou à sa limite : Aigurande, Gueret, Évaux-les-Bains,... (Freytet *et al.*, 1986). Nous disposons ici, en plus, des terrains cénozoïques, éocènes et pliocènes qui jalonnent régulièrement ces surfaces, ainsi que des dépôts fluvio-lacustres emplissant un demi-fossé d'effondrement. Les surfaces anciennes sont conservées sous forme de languettes ou lanières séparées par les vallées actuelles ou récentes qui ont pu commencer à se creuser dès la fin du Pliocène.

Deux types de documents sont élaborés :

– la carte de ces lanières, reconstituant de vastes glacis topographiques associés à des reliefs résiduels (carte géomorphologique, fig. 4) ;

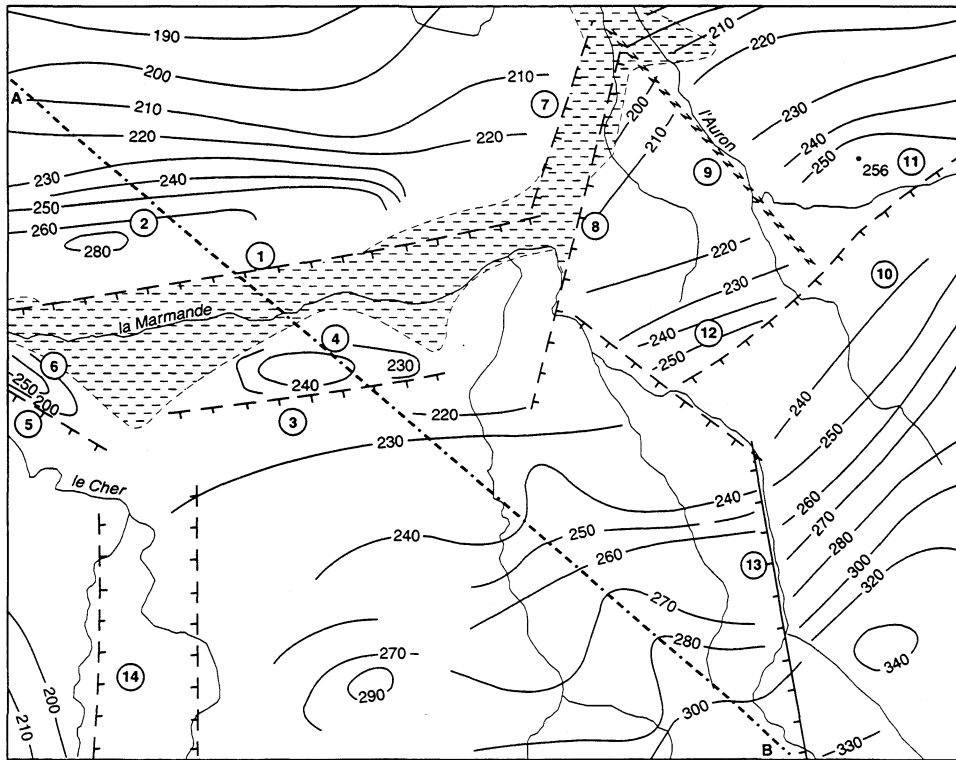



Fig. 5 - Morphométrie et néotectonique

- A ----- B Tracé de la coupe fig. 6
- 220 ——— Courbes de niveau de la surface d'aplanissement "inférieure" et de ses reliefs résiduels
-  Dépôts fluvio-lacustres de la Marmande

- 1 - Faille de la Marmande et demi-fossé de la Marmande
- 2 - Bloc basculé de Meillant
- 3 - Faille de Touzelles - Ainay-le-Château
- 4 - Bloc basculé du Creuzet, cote 246
- 5 - Faille E-W de Colombiers
- 6 - Bloc basculé du Grand-Tertre, cote 251
- 7 - Faille de Vernais
- 8 - Faille de Grandvaux - Fontolisse
- 9 - Faille-flexure de l'Auron
- 10 - Faille des Pirodelles
- 11 - Bloc basculé de Saint-Aignan-des-Noyers, cote 256
- 12 - Bloc basculé du bois de Vougon, cote 251
- 13 - Faille de Pirot
- 14 - Zone complexe du fossé du Cher

0 ————— 5 km

– la carte hypsométrique ou morphométrique (fig. 5) figurant, en courbes de niveau, le relief de ces lanières. Les courbes représentent l'allure actuelle de la surface ou des surfaces, c'est-à-dire l'état initial et les déformations cumulées depuis l'arrêt du façonnement de la surface. Ce document est interprétatif ; il permet après filtrage, de retrouver des éléments de l'évolution néotectonique.

Sur la feuille Charenton-du-Cher, on ne trouve plus qu'une seule surface d'aplanissement, que l'on peut assimiler à la « basse surface limousine ». Cette surface porte, çà et là, des placages de cailloutis et galets de quartz que l'on peut considérer comme des formations corrélatives du façonnement de celle-ci (comme sur les feuilles Aigurande, Boussac, Ambazac,...). Cette basse surface n'est pas uniforme, elle est accidentée de petits replats, ressauts et reliefs résiduels mineurs. Ici, elle recoupe indistinctement granite, Houiller et Permien, Trias et Lias, Éocène et Oligocène.

La forme des glacis et des corniches (fig. 4) et l'hypsométrie (fig. 5) montrent que la surface est fragmentée en plusieurs éléments :

- un élément méridional, appuyé sur la forêt de Tronçais, à pente régulière vers le NNW ;
- un élément médian, très morcelé, formé de collines armées par les calcaires hettangiens, développées dans le Nord-Est (Saint-Aignan-des-Noyers), dans le centre (Bessais-le-Fromental). Certaines d'entre elles n'ont pu être représentées à l'échelle de la figure 4, comme le Grand-Tertre à 251 m, au Nord-Ouest de Colombiers.

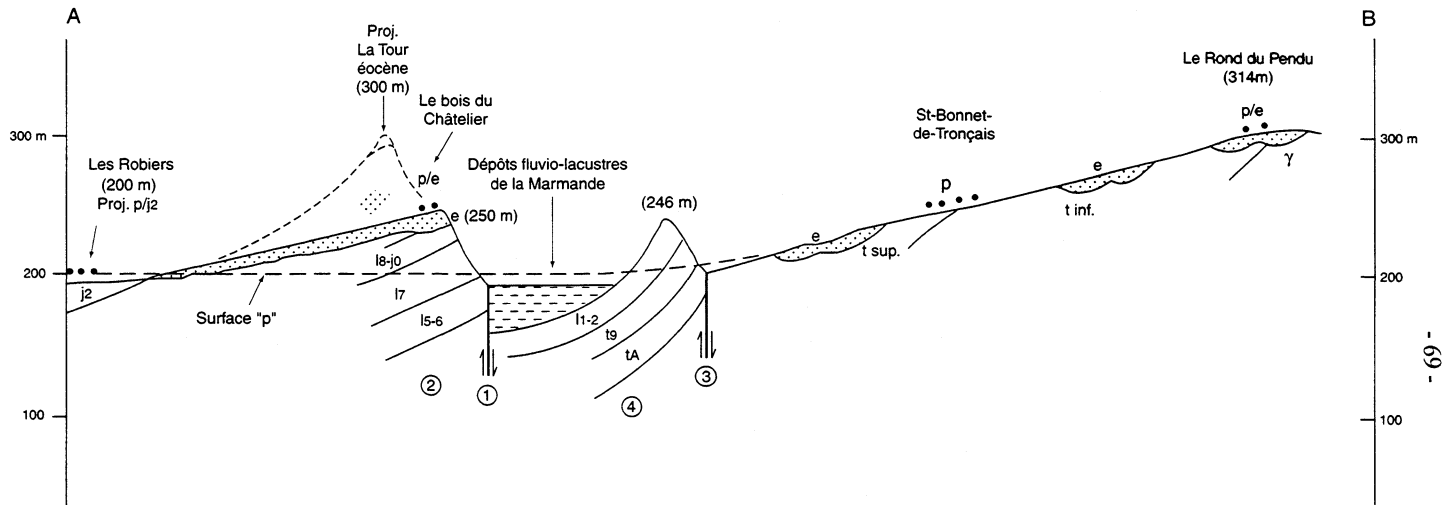
Deux régions n'appartiennent pas à cette surface : le plateau à l'Ouest du Cher et la dépression de la Marmande.

Les divers éléments décrits plus haut appartiennent à la même « basse surface limousine » caractérisée par des placages de cailloutis et galets de quartz. Cette surface apparaît fragmentée et déformée. Elle culmine à 253 m dans la forêt de Tronçais et s'abaisse doucement vers la vallée de la Marmande, puis s'élève, au Nord de celle-ci, sur le plateau de Meillant dont la corniche atteint 225, 250 et 270 m. La pente nord de cette corniche, d'abord forte s'adoucit progressivement quand on s'éloigne de la crête.

Morphométrie et néotectonique

La carte morphométrique (fig. 5) montre que de nombreuses « cuestas » peuvent être interprétées comme des escarpements de faille limitant des panneaux basculés (fig. 6 et 7). En excluant le cas particulier que constitue le fossé du Cher (14, fig. 5), les unités suivantes peuvent être identifiées :

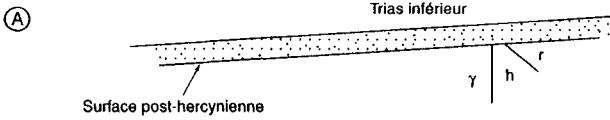
- au Sud et à l'Est, le panneau de la forêt de Tronçais, régulièrement incliné vers le NNE puis le Nord-Est. Ce panneau est fracturé en deux parties par la faille de Pirot que l'on peut prolonger dans la vallée de la Marmande jusqu'à L'Isle-et-Bardais ;



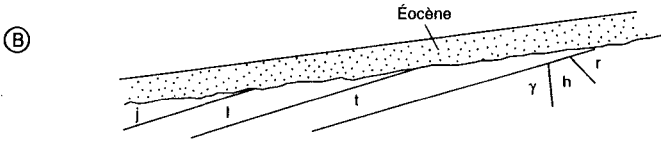
Relations entre les terrains éocènes, "pliocènes" et leur substrat mésozoïque et hercynien

- ① -Faille de la Marmande
- ② -Bloc soulevé de Meillant
- ③ -Faille de Touzelles - Ainay-le-Château
- ④ -Bloc basculé du Creuzet, cote 246

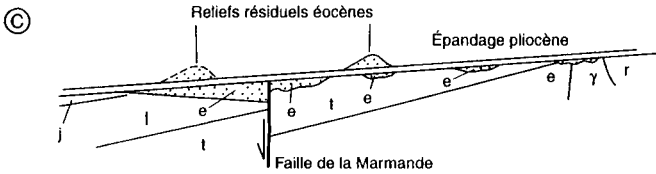
Fig. 6 - Coupe selon la ligne A-B de la figure 5



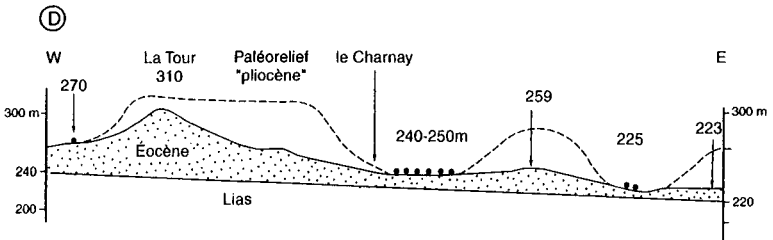
Épandage du Trias détritique sur la surface hercynienne
γ : granite; h : Carbonifère; r : Permien



Épandage de l'Éocène, discordant sur le Dogger (j), le Lias (l) et le Trias (t)



Hypothèse d'un jeu de la faille de la Marmande effondrant un demi-fossé à remplissage de matériaux éocènes (e). L'épandage pliocène s'effectue sur une topographie régulière, laissant des reliefs résiduels, çà et là



Coupe E-W le long de la corniche méridionale du plateau de Meillant montrant la localisation des graviers et galets "pliocènes" dans le creux d'une topographie dominée par des buttes résiduelles de matériaux éocènes

Les coupes A,B et C ont la même orientation que sur la figure 5

Fig. 7 - Évolution continentale de la région

– au Nord-Ouest, la faille de la Marmande à l'origine du soulèvement et du basculement néotectonique du panneau de Meillant d'au moins 200 m.

– dans la partie centrale-ouest, les failles de Touzelles–Ainay-le-Chateau et de Colombiers permettent la rotation des panneaux de la cote 246 m et du Grand-Tertre. Dans le demi-fossé d'effondrement ainsi créé, la partie basse de ces panneaux, contre la faille de la Marmande a été comblée par des dépôts fluvio-lacustres (FL) ;

– la partie nord-est de la feuille est nettement plus confuse. La faille des Pirodelles permet la surrection du panneau de Saint Aignan-des-Noyers et du bois de Vougon séparés par la faille (ou flexure) de l'Auron. La séparation de ces panneaux de celui de Meillant se fait probablement par d'autres accidents cassants formant un petit fossé d'effondrement entre les failles de Vernais et de Grand-Vaux.

Seules les failles visibles en surface ou décelées par sondages ont été tracées sur la carte.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

L'étendue couverte par la feuille Charenton-du-Cher peut être divisée en trois grands secteurs distincts par la nature de l'occupation des sols : une large bande SW-NE où dominent polyculture et paturages, et deux massifs forestiers : la forêt de Tronçais au Sud, célèbre par ses futaies de chênes et de hêtres, la forêt de Meillant au Nord.

Les **zones forestières** occupent les sols pauvres constitués de formations sablo-argileuses. Au Sud, ces sols bruns, lessivés, sont formés par l'altération des niveaux triasiques localement ferruginisés (sidérolitique) ou recouverts de sables éocènes. C'est le domaine de la chênaie sessiliflore oligotrophe ou de la hêtraie-chênaie acidophile. Au Nord, les sables éocènes recouvrent un épais manteau d'argile à chailles et sont à l'origine de sols pauvres, humides, parsemés de mares. Sur ce dernier type de sol, les futaies n'ont pu acquérir un grand développement constituant une chênaie oligotrophe à molinie. Quelques pinèdes ou landes à callunes dans les parties déboisées, ont pu se développer sur les zones les mieux drainées : Rond de Montaloyer (622/180) dans la forêt de Tronçais ou Viessac dans la forêt de Meillant.

Les parties les plus humides, zones déprimées ou fortement argileuses, sont peuplées de taillis à prêles (Lételon).

Des trouées cultivées percent les massifs forestiers. La région de Cérilly, dans la forêt de Tronçais, correspond à l'affleurement des granites et de leur auréole paléozoïque. La couverture sableuse (arène) ou sablo-argi-

leuse qui en provient supporte des prés, des cultures peu exigeantes (maïs) et quelques châtaigniers. Au Nord, la crête de la cuesta du plateau de Meillant, bien drainée et exposée, est jalonnée de hameaux entourés de champs et de prés. Quelques vignes ont même été plantées près de la Tour (616/193).

La **bande cultivée** ou mis en pâtures est un ensemble composite incluant, du Sud-Ouest au Nord-Est : le fossé du Cher à remplissage éo-oligocène et alluvionnaire ; la vallée de la Marmande, marquée par l'importance des dépôts fluvio-lacustres ; les bassins de l'Auron et de l'Aubois, essentiellement liasiques.

La nature argileuse du sous-sol maintient une hygrométrie importante ; marais et étangs occupent les zones déprimées (étang de Goule). Sur le Trias argileux, le Lias marneux et les alluvions fluvio-lacustres, les pâturages sont souvent humides caractérisés par la croissance de carex, de joncs, saules et peupliers (Braize, Pontcharraud). Les sols bruns qui s'y développent sont souvent épais. Les zones les mieux drainées sont parfois plantées de cultures variées : maïs, sorgho, topinambours, tournesols ou boisées en charmaie-coudraie. La culture des céréales est surtout développée sur substrat carbonaté, recouvert ou non de limon. Il s'agit des calcaires hettangiens ou des sols composites résultant de la superposition des dépôts alluviaux aux marnes et calcaires éo-oligocènes du fossé du Cher (La Perche). Les parties dolomitiques des dépôts carbonatés hettangiens peuvent supporter des vignes.

RESSOURCES EN EAU

Hydrographie

Le réseau hydrographique est, d'une façon générale, sous l'influence de la structure globale du territoire qui se présente comme un vaste monoclin à pendage nord et tranché par la surface topographique plus faiblement inclinée vers le Nord. Cette influence régionale est modifiée bien souvent par la présence de failles et par les déplacements néotectoniques :

- les cours d'eau au tracé « normal », correspondant à la pente générale, drainent la partie sud-est du territoire représenté. Ce sont, d'Ouest en Est, la Sologne, la Marmande et le Ruisseau de Chandon, le haut cours de l'Auron. Leur encaissement est important dépassant 50 m pour la haute Marmande. Les vallées sont orientées globalement du SSE au NNW, avec une organisation des drains de type dendritique. Dans la forêt de Meillant, au Nord, le drainage répond à la même logique. Néanmoins il est beaucoup moins évolué et forme des drains parallèles d'orientation SW-NE ;
- les modifications les plus remarquables se situent à l'aplomb du socle où plusieurs changements de direction des cours à angle droit (baïonnettes)

soulignent l'intersection des failles, nombreuses dans ce secteur. Ce type de drainage, dendritique, en treillis, affecte le cours de la haute Marmande, le ruisseau du Thiolais et le ruisseau de Coulevre (640/184). On peut assimiler à ce type de tracé, réglé par les failles, celui de la vallée du Cher et de son affluent occidental, le Chadet ;

– les modifications du tracé hydrographique créées par ces mouvements récents affectent surtout la basse vallée de la Marmande et le cours inférieur de ses affluents. Le dégagement de la cuesta du plateau de Meillant a bloqué l'écoulement S-N de la rivière (voir « Géodynamique récente »). Un lac, d'allongement E-W, s'est installé au pied de la cuesta, piégeant les sédiments apportés par la haute Marmande (voir FL). Dans un premier temps, le déversement de ce lac s'effectuait vers l'Est et le Nord-Est (par le fossé de Vernais). Cette inclinaison vers l'Est est encore perceptible dans l'orientation du haut cours du ruisseau du Crochet et des ruisseaux provenant du coteau de Meillant. Le soulèvement de la partie méridionale du fossé de Vernais et l'enfoncement du fossé du Cher, souligné par l'édification des terrasses, ont provoqué la vidange du lac vers le Cher. Ce basculement a laissé à l'emplacement du fossé de Vernais une hydrographie au tracé indécis. La dépression subsistante a été utilisée pour la construction du canal du Berry, aujourd'hui déclassé.

Nappes et sources

Outre la nappe phréatique générale supportée par les cours d'eau et exploitée par puits, la région comporte quelques nappes de faible importance liées aux conditions géologiques et morphologiques locales.

La nappe du panneau de Meillant prend des allures de nappe perchée par rapport à la nappe de la Marmande. Elle donne naissance à quelques sources individualisées. Des sources de versant s'individualisent à la Petite-Borderie ($z = 190$ m) ou au Nord-Ouest d'Arpheuilles, au contact j_3/Fz . Des sources, plus élevées en altitude, semblent liées à un niveau éocène argileux local : fontaine de la Chevrolle (622/196/200), et, à 1 km au Sud-Est de celle-ci, la fontaine des Hivers à 220 m d'altitude.

Dans la forêt de Tronçais, le Trias renferme des nappes temporaires de faible profondeur. Quelques sources apparaissent au contact avec le socle. On y observe la source la plus élevée en altitude (307 m) : la fontaine de la Goutte-d'Argent, à proximité du Rond du Thiolais et issue du Trias gréseux. La source de la fontaine Jarsaud (638/186/275) dans le Trias argileux est alimentée par l'aquifère éocène sus-jacent, le même aquifère alimente la source captée d'Isle-et-Bardais 1 500 m au Nord-Ouest. L'eau est abondante près du Rond de la Grande-Borne (633/184/235 m), elle y est captée par une station de pompage et alimente la source de la fontaine Viljot. L'aquifère y est probablement constitué par une lentille sablo-gréseuse de grande taille (tG).

Entre la forêt de Tronçais et la Marmande, on observe quatre types de sources bien individualisés :

- sources de versant : au moulin de la Font (635/194/207 m) au contact t_1/Fz ; la source de Brébeure, au contact t_{3-4}/Fz , débitait 4 l/s ; la fontaine de Varenne, au SSE de Charenton, dans la même position avait un débit inférieur à 2 l/s ;
- près de la ferme des Bordes (631/182/225 m) dans les calcaires hettangiens ;
- les sources de Font Martin (624/189/210 m) dans la dépression s'étendant entre Ainay-le-Château et Coust ;
- les sources de la Font Brisson (623/188/215 m) constituant la source du Chignon. Ces deux dernières apparaissent dans le Trias argileux.

Puits

La plupart des puits exploitent la nappe phréatique générale, le plus souvent dans la basse terrasse du Cher (Fy) ; à Urçay, La Perche ou Drevant. Plus loin des vallées majeures, quelques puits exploitent l'eau des aquifères supportés par les formations imperméables du Trias :

- à Igny (619,2/181,9) dans les sables plio-quaternaires, l'eau a été rencontrée à 5,40 m de profondeur ;
- au Nord-Est d'Urçay (620,1/181,8) dans le Trias gréseux ;
- à Coust où c'est l'eau de l'aquifère hettangien qui est puisée.

Un puits qui s'est révélé artésien avait été foré en 1838-1841 au Rhimbé (631,55/198,55), la nappe ascendante se situant dans les sables rhétiens vers 30 m de profondeur.

Karstification

Les calcaires dolomitiques de l'Hettangien sont karstifiés superficiellement à Pellevoisin (616/187). Les poches de dissolution sont emplies de sable grossier attribuable aux formations des très hautes terrasses (Fw) voisines.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Sables et graviers

- **Sables « rhétiens »**. Au Sud de Colombiers, une arène grossière, bariolée, fut jadis exploitée pour la verrerie. Ce niveau affleure très mal actuellement.

- **Sables éocènes.** Ces sables, le plus souvent argileux, ont néanmoins été exploités dans des petites carrières ouvertes dans les zones forestières. Seules les plus importantes ont été reportées sur la carte.

- **Alluvions.** Les sables et graviers à galets des alluvions anciennes ont été l'objet d'exploitations dont certaines sont encore actives. Ces granulats, destinés à la confection des bétons, des couches de fondation sont extraits des épandages plio-quaternaires (p-IV) et des terrasses de la vallée du Cher (Fx, Fy). Au moment du levé de la carte, deux carrières étaient encore en exploitation, au moins temporairement : entre Drevant et Ainay-le-Vieil dans la basse terrasse du Cher et aux Grèves, près d'Igny, dans les sables à dragées de quartz plio-quaternaires.

Les alluvions fluvio-lacustres de la Marmande (FL) étaient également exploitées près du débouché de la rivière dans le paléo-lac ; là où les matériaux sont les plus grossiers.

Calcaires

- **Hettangien.** Les « calcaires pavés » hettangiens ont été abondamment exploités en moellons et en pierres dimensionnelles de petite taille. Les exploitations, nombreuses, ont été citées, en partie, par R. Mouterde (1953). Certaines sont remarquables par la qualité des affleurements qu'elles procurent : à Valigny, Venoux, et surtout de part et d'autre de la vallée du Cher dans la région de Drevant.

- **Bathonien.** Dans le coin nord-ouest de la feuille, vers Arpheuilles-Ségogne, deux petites carrières ont exploité le calcaire oolitique du Bathonien inférieur.

- **Toarcien.** Les moellons contenus dans les marnes du Toarcien moyen ont été utilisés pour la construction. Ils étaient exploités au Nord de Saint-Pierre-les-Étieux.

Granites et grès

Les granites, très fracturés, et les grès de Tronçais, souvent friables, ont été utilisés surtout pour l'empierrement des chemins.

Silicifications

Silex et chailles ont été utilisés localement comme moellons ou comme matériau d'empierrement. Au XIX^e siècle, on extrayait, dans le bois des Meulières, au Nord-Ouest de Saint-Amand, des silex éo-oligocènes pour la fabrication de pierres à fusil de grande renommée. De ces extractions il subsiste des excavations dépassant souvent 5 m de profondeur.

Marnes et argiles

- **Trias.** Une seule trace d'exploitation subsiste, au Nord d'Augy-sur-Aubois. Les argiles en ont été extraites probablement lors des travaux de construction du canal du Berry. Ces argiles ont aussi été exploitées près de Colombiers pour alimenter une briqueterie locale.
- **Toarcien.** Les argiles à nodules et les argiles ocre qui les recouvrent ont été exploitées des Grands-Teilleux à Saint-Pierre-les-Étieux pour alimenter la tuilerie de Charenton-du-Cher. Des marnes liasiques ont également été extraites à l'Est de Vernais.
- **Éocène.** Près des Clouzerats, une mare occupe l'emplacement d'une ancienne glaisière (le faciès argileux des terrains éocènes présente ici une épaisseur d'au moins 3 m). Ces argiles servaient aussi à alimenter la tuilerie de Charenton.
- **Éo-Oligocène.** Des formations argilo-carbonatées du fossé du Cher, on a extrait, près de la Celette, des marnes pour amendement et des calcaires (pierre à chaux).

Gypse

- **Trias.** Les faciès gypseux du Trias apparaissent vers la bordure est de la feuille. Ils étaient exploités près de la limite de celle-ci, à la Plâtrière (feuille Lurcy-Lévis).
- **Oligocène.** Du gypse apparaît localement dans la base des formations lacustres cénozoïques. Sa présence a été signalée (Boulangier et Bertera, 1850) à Arpheuilles où fonctionnaient deux fours à chaux et deux fours à briques.

RESSOURCES MINÉRALES

Fer

Les formations sidérolitiques, riches en fer, ont été exploitées par grattes peu profonds, surtout dans l'Ouest de la forêt de Tronçais.

Uranium

Cette région a montré plusieurs anomalies uranifères de surface, localisées au Sud-Est de cette carte, dans les terrains sédimentaires de l'Autunien gris du petit bassin stéphano-permien de Cérilly.

Une concession minière dite de « la Varenne » a été accordée depuis 1985 à COGÉMA. Elle couvre une partie du bassin de Cérilly.

Parmi les gisements découverts il faut signaler la mine à ciel ouvert de « Lombre » (Moreau, 1980), partiellement exploitée entre 1978 et 1981 par COGÉMA. Il s'agit de minéralisations stratiformes contenues dans les niveaux de l'Autunien gris rencontrés sur une banquette du socle, au Sud-Est du bassin de Cérilly, en bordure du grand bassin de Bourbon-l'Archambault. Ces minéralisations sont liées à des faciès fluviatiles, chenalissants et méandriformes, en environnement fluvio-palustre et sont disposées en corps lenticulaires mis en place précocement, puis reconcentrés, en relation avec des niveaux organiques (végétaux). La répartition des différents faciès est induite par le découpage tectonique du bassin de Cérilly et par la proximité de l'accident de Sancerre qui longe la partie est du gisement.

Les minéralisations sont formées de pechblende et coffinite associées à la pyrite, à la marcassite, et parfois à la galène et à la blende.

Les autres gisements circonscrits dans la région comprise entre Cérilly et Coulevre au Nord-Est se disposent suivant deux « trends » orientés WNW-ESE parfois affectés par une direction NE-SW. Ils se rencontrent toujours à faible profondeur (0 à 50 m), associés à des grès réducteurs de l'Autunien gris en liaison avec des nappes à matières organiques.

De l'Ouest vers l'Est, les sédiments qui les enveloppent sont issus de systèmes de mieux en mieux organisés. Ils sont d'abord très grossiers au débouché d'une paléovallée établie sur le socle, ils s'organisent ensuite en très larges chenaux fluviatiles, puis en séquences mieux organisées, moins grossières terminées par des horizons organiques lors des inondations en fin de comblement des rivières. Les systèmes les plus orientaux sont constitués par des dépôts fluviatiles méandriformes, en environnement palustre, aux abords de la ride sédimentaire dite de « Coulevre » : matières organiques et grands végétaux sont abondants, fréquemment silicifiés et pyritisés. L'événement minéralisateur serait contemporain de la sédimentation des niveaux uranifères (Capus, 1979).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les traces d'occupation humaine remontent, dans la vallée du Cher, au Néolithique moyen (5 000 ans B. P.). Le *Camp de César*, sur la rive gauche du Cher, face à Drevant, paraît être déjà un carrefour culturel important. Le site est ensuite constamment utilisé par les hommes des âges du fer et du bronze. Les Gaulois bituriges y sont présents avant d'être divisés en deux groupes par l'arrivée des Romains. Les monnaies romaines recueillies représentent plus de quatre siècles d'histoire (de - 30 à + 400). Des religieux leur succèdent : l'abbaye de Saint-Amand est proche, *l'abbaye de*

Charenton est fondée en 620. C'est probablement à cette époque que commence l'aménagement bocager de la région.

Après les invasions normandes et hongres, le régime féodal s'installe. C'est le règne des seigneurs locaux, tel Ebbe VI (XII^e siècle), baron de Charenton et de Meillant. C'est aussi la période de construction des églises romanes dont quelques-unes subsistent : Saint-Pierre-les-Étieux, Vernais, Neuilly-en-Dun, et des places fortifiées dont la destruction ne laisse qu'une « motte », comme à Venoux ou à Charenton.

Au XVII^e siècle, Colbert, dont le nom reste lié au *château d'Ainay-le-Vieil*, aménage la forêt de Tronçais, en prévision de l'obtention, à long terme, de chênes utilisables par la marine par la rectitude de leur fût.

Au XIX^e siècle, l'industrialisation du pays se manifeste par la construction du canal du Berry et par le développement de petites forges échelonnées le long du cours de la Sologne (Tronçais, Sologne, Morat). Ces entreprises bénéficiaient de l'énergie mécanique de la rivière, de l'énergie thermique fournie par le bois de la forêt ou le charbon de l'Aumance et de la proximité du minerai de fer.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le *guide géologique régional : Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry* (G. Alcaydé *et al.*, 1990), propose un itinéraire (*itinéraire 14*, p. 170) qui traverse la partie occidentale de la feuille. Il s'arrête successivement à l'opalite d'Urçay, au sidérolitique du Rond des Carrières et aux « meulières » oligocènes voisines, à la dolomie d'Urçay et dans les sables des épandages plio-quadernaires. Après une incursion sur la feuille Saint-Amand-Montrond, l'itinéraire revient en limite de carte, à la carrière de calcaires hettangiens de la Groutte, où le site a été mis en valeur.

Il est possible de compléter ce parcours par la visite de quelques affleurements caractéristiques signalés sur la carte. On peut avoir un bon aperçu de la morphologie régionale en montant, au Nord-Est de Saint-Amand-Montrond, au hameau de la Tour d'où le panorama, embrassant la vallée de la Marmande et la forêt de Tronçais est très vaste.

BIBLIOGRAPHIE

- ADLOFF M.C., COUREL L., DOUBINGER J., GIOT D., LACOMBE P., MARTEAU P. (1992) - Le Trias du forage de Sancerre-Couy : la transgression triasique est le témoin d'un haut niveau marin ladinien. *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 51-55.

- ALCAYDÉ G., BROSSÉ R., LORENZ C., LORENZ J., RASPLUS L. (1990) - Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Coll. guides géologiques régionaux, Paris : Masson.
- BAUDOUIN B. *et al.* (1992) - Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy : l'invasion marine. *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 61-75.
- BOISSONNAS J., DEBÉGLIA N. (1976) - Étude géophysique du granite magnétique de Montmarault (Allier) et corrélations avec la pétrographie. Rapp. BRGM, 76 SGN 401 GPH.
- BOULANGER, BERTERA (1850) - Texte explicatif de la carte géologique du département du Cher. Paris : Impr. nationale, 231 p.
- BRUHLET J. (1982) - Le bassin de Bourbon-l'Archambault, exemple des relations tectonique-sédimentation-climat régissant la vie d'un bassin autunien du Nord du Massif central. Mém. interne COGÉMA.
- CAPUS G. (1979) - Matières organiques et minéralisations uranifères : exemples des bassins permio-carbonifères de l'Aumance (Allier) et de Lodève (Hérault). Thèse doct.-ing., Inst. polytechnique Lorraine, Nancy, 384 p.
- CHÂTEAUNEUF J.J., FARJANEL G. (1989) - Synthèse géologique des bassins permien français. Mém. BRGM, n° 128, 320 p., 200 fig., 14 cartes.
- CHÂTEAUNEUF J.J., FEYS R., FUCHS Y., GREBER C., HÉRY B., LEFORT J.J. (1980) - Synthèse géologique des principaux bassins permien du centre de la France. Rapp. BRGM - DGRST, 80 SGN 436 GEO.
- CLOCHIATTI R., TOURENQ J. (1971) - Présence de quartz des ponces du Mont-Dore d'âge pliocène dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, sér. D, n° 25, p. 2453-55.
- CLOZIER L., DEBRAND-PASSARD S., DELANCE J.-H., DESPREZ N., LORENZ C., LORENZ J. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Sancoins (548). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Clozier *et al.* (1983), 37 p.
- COUREL L. (1973) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Mém. Soc. géol. Fr., t. III, n°118, 152 p.
- DAGINCOURT E. (1881) - Notes sur la géologie des environs de Saint-Amand (Cher). *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), IX, p. 223-242.
- DEBÉGLIA N. (1972) - Interprétation de la carte gravimétrique à 1/320 000 de Bourges. *Bull. BRGM*, sect. II, n° 3, p. 39-54.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G., MENOT J.C., CLOZIER L., TOURENQ J. (1992) - Âge, genèse et évolution du fossé de la Loire : nouvelle approche stratigraphique, morphologique et structurale. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 63-74.

- DUFRENOY G.A., ÉLIE DE BEAUMONT J.B. (1848) - Explication de la Carte géologique de la France. Paris : Impr. nationale, vol. II, 813 p., 105 fig.
- FREYDET 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.
- FREYDET P., LORENZ C., LORENZ J., MACAIRE J.J. (1989) - Connaissances nouvelles sur les déformations récentes (néotectonique) du Sud du bassin de Paris et de sa bordure : exemple du Sud-Ouest du Berry. 114^e congr. soc. sav., Paris, coll. sur le bassin de Paris.
- GÉLY J.P., LORENZ C., 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*, 29, 4, p. 27-38.
- GROLIER J., HERZ N., DUTHOU J.L., MERGOIL J., MONIER G., RISS J., LA ROCHE H. (DE), ROQUES M., SOSSA M., STUSSI J.M., TURLAND M., VACHETTE M. (1984) - Idées actuelles (mars 1984) sur la géologie, la géochimie et la géochronologie du complexe granitique de Montmarault (Allier, Puy-de-Dôme). Programme Géologie profonde de la France. Documents BRGM, n° 81-2.
- GROSSOUVRE A (DE) (1885) - Note sur l'oolithe inférieure du bord méridional du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XIII, p. 355-386.
- GROSSOUVRE A (DE) (1888) - Observations sur l'origine du terrain sidérolithique. Analogies avec certains dépôts triasiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XVI, p. 287-298.
- JODOT P. (1947) - L'âge des formations continentales nummulitiques de la Brenne. *C.R. somm. Soc. géol. France* (5), 17, p.327-329.
- LABLANCHE G. (1982) - Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne. Documents BRGM, n° 49.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., DEBÉGLIA N., MAGET P., LALLIER D. (1994). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Amand-Montrond (572). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par G. Lablanche (1994).
- 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^e cycle, Orléans.
- LORENZ C. (1992) - Les principaux résultats de l'étude des terrains sédimentaires du forage scientifique de Sancerre-Couy. *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 19-21.
- LORENZ C., MÉGNIEN C., WEBER C. (1992) - Forage scientifique de Sancerre-Couy : introduction. *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 3-16.

- LORENZ J. (1992) - Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes du Jurassique. Documents BRGM, n° 212, 399 p., 179 fig., 12 pl.
- LULIN J.M. (1979) - Géologie de la forêt de Tronçais. Bull. amis de la forêt de Tronçais, n° 24.
- MÉGNIEU C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. Mém. BRGM, n° 101, 102, 103.
- MOREAU M. (1980) - Les ressources minérales et énergétiques. B : Les gisements d'uranium. In « Évolutions géologiques de la France ». Mém. BRGM, n° 107, p. 318-323.
- MOUTERDE R. (1952) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 236, 460 p., 14 pl., 7 tabl.
- ROQUES M., VACHETTE-CAEN M., VIALETTE Y. (1971) - Géochronologie du socle du Massif central. In « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand : Plein-Air Service.
- TURLAND M. (1983) - L'« arkose de Cosne » et le « Sidérolithique » dans la région de Montluçon et de Cosne-d'Allier. *Géologie de la France* (2), I, n° 1-2, p. 149-154.
- VATAN A. (1947) - Remarques sur la silicification. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (5), t. 17, p. 99-101.
- VIALETTE Y. (1973) - Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, n° 3-4.
- WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM* (2), 2, n° 3-4, p. 219-343.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Saint-Pierre*, par E. Daguincourt, L. de Launay, M. Busquet (1884).

Feuille *Issoudun*, par A. de Grossouvre (1885).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au service géologique régional Centre, av. Claude-Guillemain, B. P. 6009, 45060 Orléans Cédex 02, pour le département du Cher, au service géologique régional Auvergne, 222 bv. Gustave-Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand, pour le département de l'Allier, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Le musée de Saint-Vié, cours Manuel à Saint-Amand-Montrond, présente une riche collection archéologique régionale.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Bivalves : S. FREINEX (Muséum national d'histoire naturelle, Paris).

Microfaunes liasiques : P. ANDREIEFF (BRGM, Orléans).

Bryozoaires jurassiques : B. WALTER (université Claude-Bernard, Lyon).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par D. OBERT (maître de conférences, université Paris VI) et J.P. GÉLY (ingénieur géologue GdF, attaché au laboratoire de géologie du Muséum national d'histoire naturelle), avec la collaboration de :

– V. MATHIS, M. NORMAND, A. TROUILLER (ingénieurs géologues COGÉMA), pour la structure du socle, le Paléozoïque et les gisements d'uranium ;

– P. FREYTET (maître de conférences, université Paris VII), pour la géodynamique récente.

Présentation au CCGF : 25 novembre 1993

Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1995

Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : décembre 1997

Impression BRGM
Service reprographie
Dépôt légal : décembre 1997



CHARENTON-DU-CHER

La carte géologique à 1/50 000
CHARENTON-DU-CHER est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : ISSOUDUN (N° 134)
à l'est : SAINT-PIERRE (N° 135)

Châteauneuf-sur-Cher	Dun-sur-Auron	Sancoins
St-Amand-Montrond	CHARENTON-DU-CHER	Lurcy-Lévis
Châteaumeillant	Hérisson	Bourbon-l'Archambault