

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

**BÉLÂBRE**

par

P. BARRIER, S. BOURCIER

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,  
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE  
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  
BÉLÂBRE À 1/50 000**

**par**

**P. BARRIER et S. BOURCIER**

**avec la collaboration de  
G. LEROUGE, J. LORENZ, J.-P. GELY, D. GIOT  
J.-J. LEBEAU, P. MAGET**

**2000**

**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* : BARRIER P., BOURCIER S., LEROUGE G., LORENZ J., LORENZ C. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bêlâbre (592). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Barrier, S. Bourcier, G. Lerouge, J. Lorenz, J.-P. Gely, D. Giot, J.-J. Lebeau, P. Maget (2000), 109 p.

*pour la notice* : BARRIER P., BOURCIER S. avec la collaboration de LEROUGE G., LORENZ J., GELY J.-P., GIOT D., LEBEAU J.-J., MAGET P. (2000) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bêlâbre (592). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par P. Barrier, S. Bourcier, G. Lerouge, J. Lorenz, C. Lorenz (2000).

© BRGM, 2000. 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 : 2-7159-1592-6

## SOMMAIRE

|  | Pages      |
|--|------------|
| <b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>                                       | <b>5-6</b> |
| <b>INTRODUCTION</b>  | <b>9</b>   |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>                                  | 9          |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>                               | 11         |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>                                      | 16         |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>                  | 18         |
| <b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>                                | <b>18</b>  |
| <i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>                                | 18         |
| <i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>                                    | 19         |
| <b>Domaine cristallin</b>                                      | 19         |
| <b>Domaine sédimentaire</b>                                    | 22         |
| <b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>         | <b>49</b>  |
| <i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>                               | 49         |
| <i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>                                  | 53         |
| <i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>                                | 54         |
| <i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>                         | 66         |
| <b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>                         | <b>77</b>  |
| <i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE PALÉOZOÏQUE</i>                      | 77         |
| <i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>         | 79         |
| <i>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>                                    | 81         |
| <b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>                             | <b>85</b>  |
| <i>OCCUPATION DES SOLS</i>                                     | 85         |
| <i>LES SOLS</i>  | 87         |
| <i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>                                | 90         |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i>                                       | 90         |
| <i>RISQUES NATURELS</i>  | 93         |
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES, GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 94         |
| <b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>                            | <b>99</b>  |
| <i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>                              | 99         |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>                   | 102        |

|                                    |            |
|------------------------------------|------------|
| <i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i> | <b>102</b> |
| <b>AUTEURS</b>                     | <b>109</b> |

### **LISTE DES FIGURES**

|   |                     |
|---|---------------------|
| Fig. 1 - Carte structurale et des formations magmatiques de la Marche   | <b>10</b>           |
| Fig. 2 - Feuille Bêlâbre : log stratigraphique simplifié  | <b>13</b>           |
| Fig. 3 - Feuille Bêlâbre : carte géologique simplifiée  | <b>14</b>           |
| Fig. 4 - Les Redoutières (Chaillac) : gîte stratiforme de barytine exploitée en carrière. 4a : origine du gîte ; 4b : coupe du gîte | <b>24-25</b>        |
| Fig. 5 - Coupe de Oulche : les déformations tectoniques synsédimentaires du Bathonien de l'ancienne carrière                        | <b>58</b>           |
| Fig. 6 - Coupe du Moulin du Rochat : glissement en masse synsédimentaire au sein des calcaires du Bathonien moyen supérieur         | <b>60</b>           |
| Fig. 7 - Feuille Bêlâbre : canevas structural et morphostructural organisé en horsts et grabens                                     | <b>64</b>           |
| Fig. 8 - Feuille Bêlâbre : disposition du réseau hydrographique et principales buttes témoins ou « buttons »                        | <b>(hors-texte)</b> |

## RÉSUMÉ

La feuille de Bélâbre est située en bordure sud-ouest du bassin de Paris, aux confins de l'Indre et de la Vienne. Le substratum de cette bordure de bassin intra-cratonique est surtout constitué de terrains cristallophylliens. Il s'agit de roches métamorphiques d'âge paléozoïque inférieur, issues soit de roches originellement sédimentaires (paradérivées) : micaschiste, gneiss et migmatite, soit de roches originelles magmatiques (orthodérivées) : leptynite, orthogneiss et amphibolites. Ce socle contient également un pluton granitique correspondant au granite de Saint-Benoît-du-Sault, un des sept massifs principaux du plateau d'Aigurande. Ce granite n'est pas daté, mais il peut être comparé aux massifs proches de Crevan et de Crozan, datés aux alentours de 312 Ma.

L'évolution géodynamique de ce socle hercynien comporte plusieurs phases avec :

- un épisode ordovicien silurien de métamorphisme haute pression ;
- une collision continentale au Dévonien, caractérisée par un métamorphisme dalradien (moyennes pressions) ;
- une importante tectonique tangentielle au Dévonien supérieur, responsable de l'individualisation des unités tectoniques du plateau d'Aigurande ;
- la mise en place de plutons granitiques au Carbonifère ;
- l'empilement des nappes du plateau d'Aigurande est ensuite ployé en un vaste antiformal d'axe ENE-WSW ;
- le socle cristallophyllien ainsi que la couverture mésozoïque sont affectés par plusieurs phases de fracturations dont les directions principales sont : N10-20° ; N40-60° ; N110-140°.

L'inondation marine de cette partie de la bordure méridionale du bassin de Paris s'effectue au Lias (Hettangien moyen supérieur). Jusqu'au Sinémurien inférieur, les dépôts sont essentiellement terrigènes, correspondant à un milieu de plaine deltaïque côtière. Certains grès de cette période contiennent localement, comme à Chaillac ou à Dunet, des minéralisations stratiformes à barytine, fer et manganèse. Une tectonique synsédimentaire infra-liasique est aussi à signaler. Elle est associée à des venues hydrothermales. Au Sinémurien moyen supérieur les dépôts sont plus franchement marins avec présence de céphalopodes. Les dépôts du Toarcien inférieur marquent ensuite le maximum d'inondation de cette transgression.

Le Toarcien supérieur et le début de l'Aalénien s'inscrivent dans un cortège régressif qui amène un environnement lagunaire au Bajocien moyen supérieur. À la fin du Bajocien, une nouvelle transgression marine se met en place, en contexte de plate-forme carbonatée interne. À cette époque, les

brusques variations de faciès et les déformations synsédimentaires enregistrées soulignent une période de tectonique active dans la région. La sédimentation de plate-forme carbonatée se maintient pendant le Bathonien, avec quelques faciès oolitiques suivis, au Bathonien moyen supérieur, par des faciès régressifs algaires et laminés d'environnement tidal. Le Bathonien supérieur, plus franchement marin et oolitique, caractérise les derniers niveaux jurassiques présents sur cette carte.

Le Crétacé n'a pas été clairement identifié à l'exception d'argiles kaolioniques azoïques résiduelles qui pourraient représenter le Cénomaniens.

Au-dessus, se développe une puissante série détritique, la Formation éocène de Brenne, dont l'organisation des dépôts semble conditionnée par une topographie accidentée, probablement héritée d'une phase de déformation paléocène. Les sables, les argiles et les grès de Brenne peuvent aussi reposer sur le socle ou sur le Jurassique calcaire qui, dans ce cas, montrent au contact une épaisse couche d'altérite. Les derniers dépôts tertiaires reconnus correspondent à des épandages fluviaux de plateaux et sont probablement d'âge mio-pliocène. Au Pléistocène, les cours d'eau ont ensuite entaillé les plateaux pour rejoindre leur niveau actuel, tout en laissant plusieurs niveaux de terrasses emboîtées.

Le lever de cette carte a également permis de faire le point sur les activités humaines depuis les premières traces d'occupation au Paléolithique inférieur, jusqu'à l'exploitation des richesses du sous-sol utilisées comme minerais ou comme matériaux de construction. Des éléments géotechniques, des données sur les risques naturels et sur les ressources en eau permettent une approche généraliste de la géologie de l'environnement de la région. Enfin, le Parc naturel de la Brenne offre des possibilités « géotouristiques » pour visiter des sites classiques permettant une meilleure approche environnementale et patrimoniale de ce terroir.

## ABSTRACT

The Bêlâbre map sheet covers an area on the southwest margin of the Paris Basin, between the rivers Indre and Vienne. The area lies on the edge of an intracratonic basin and is underlain principally by metamorphic rocks of Early Palaeozoic (Hercynian) age. These rocks comprise paragneiss, migmatite and micaschist of sedimentary derivation, and leptynite, orthogneiss and amphibolite derived from magmatic rocks. The basement also includes a granitic pluton, the Saint-Benoît-du-Sault granite, one of the seven major granitic bodies of the Aigurande plateau. This pluton has not been dated, but is comparable with the nearby early granites of Crevan and Crozan, dated at about 312 Ma.

Several stages can be recognised in the geodynamic evolution of the basement:

- Ordovician-Silurian: high pressure metamorphism.
- Devonian: continental collision, characterised by metamorphism of Dalradian (medium pressure) type.
- Late Devonian: major thrusting with formation of the tectonic units of the Aigurande plateau.
- Carboniferous: emplacement of granitic plutons.
- Emplacement of the Aigurande nappes, followed by formation of a broad antiformal on an ENE-WSW axis.
- Several phases of fracturing that affected both basement and Mesozoic cover, the principal fractures being oriented N10°-20°, N40°-60° and N110°-140°.

The marine incursion onto this part of the southern margin of the Paris Basin took place during the Liassic (middle to late Hettangian). Until the early Sinemurian the deposits were essentially terrigenous, representing a coastal delta plain environment. Locally, within the sandstones of this period, as at Chaillac and Dunet, are stratiform deposits of barytes, iron and manganese. A pre-Liassic phase of synsedimentary deformation was associated with hydrothermal activity. The middle to late Sinemurian deposits were more markedly marine, as is indicated by the presence of cephalopods. Early Toarcian deposits mark the maximum of the marine incursion during this transgression.

Deposition of a late Toarcian-earliest Aalenian regressive assemblage was followed by deposition in a lagoonal environment in the middle to late Bajocian. At the end of the Bajocian, renewed marine transgression took place in an internal carbonate platform setting. Abrupt facies changes and evidence of synsedimentary deformation indicate a period of tectonic activity in the area at this time. Carbonate platform sedimentation continued into the Bathonian, with some oolitic facies, followed, in the middle to late Bathonian, by regressive algal and laminated facies indicating a tidal environment of deposition. Upper Bathonian deposits of more marine and oolitic character are the latest representatives of the Jurassic in the map area.

With the exception of azoic, residual kaolinitic clays, which could represent the Cenomanian, no Cretaceous deposits have been certainly identified.

A thick detrital sequence, the Eocene Brenne Formation, was the next unit to be deposited. The distribution of facies, comprising sandstone, sand and clay, appears to indicate that deposition of the Formation was controlled by a palaeosurface of high relief, probably inherited from a Palaeocene

phase of deformation. The Formation overlies both the Jurassic and the metamorphic basement. In the former case, a thick weathered layer has developed at the top of the underlying calcareous sedimentary rocks. The latest known Tertiary rocks are fluvial deposits forming plateaus of probable Mio-Pliocene age. These deposits were incised by watercourses during the Pleistocene, and erosion continuing to the present has resulted in the formation of several successive terraces.

The survey of the map area provided the opportunity to make and up to date account of the evidence for and effects of human activity from the earliest traces of human occupation in the Early Palaeolithic to the exploitation of mineral deposits and building materials. Data on geotechnical factors, natural risks and water resources enable a generalised approach to the environmental geology of the area. Lastly, the Parc Naturel de la Brenne provides "geotouristic" possibilities for visiting classical sites, thus enabling a better approach to the environment and patrimony of the area.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire couvert par la feuille Bêlâbre est localisé sur la bordure sud-ouest du Bassin parisien. Il s'inscrit presque totalement dans la partie la plus occidentale du Bas-Berry, à l'exception du secteur sud-ouest situé dans le Poitou. Administrativement, il dépend essentiellement du département de l'Indre, en région Centre, et dans une moindre mesure, du département de la Vienne, en région Poitou-Charentes.

Il montre un paysage contrasté et changeant du Sud vers le Nord :

– l'extrémité Sud-Est, entre 250 et 220 m d'altitude, s'apparente à la Marche ; elle évoque déjà les contreforts du Massif central avec ses roches cristallines et cristallophylliennes. Le relief vallonné est dominé par un paysage de bocages aux sols acides, parcouru par de nombreux ruisseaux aux vallées encaissées et au cours impétueux ;

– la moitié sud du territoire apparaît comme une dépression avec des altitudes moyennes comprises entre 130 et 180 m. Dans cette partie verdoyante du Berry appelée « Boischaut », le bocage est bien développé, mais cette fois sur les terrains sédimentaires du Lias à dominante argileuse. Les cours d'eau comme l'Alboux, l'Anglin, l'Allemette s'ouvrent là sur de larges vallées ;

– la moitié nord de la carte est occupée par un plateau calcaire du Lias et du Dogger. À une altitude moyenne comprise entre 120 et 150 m, ce plateau est profondément incisé par la vallée de l'Anglin. Ce relief tabulaire qui prolonge la Champagne berrichonne vers l'Ouest, est partiellement recouvert de sédiments tertiaires argileux et sableux. Ce secteur appelé « Petite Brenne » fait partie intégrante du Parc naturel régional de la Brenne. Il est propice à l'installation d'étangs et est dominé par quelques buttes témoins plus résistantes : les « buttons ».

Le couvert végétal, relativement dense, est directement en rapport avec la nature du substrat géologique. Au Nord de l'Anglin, le plateau calcaire mésozoïque offre deux types de paysages en fonction de l'épaisseur du recouvrement tertiaire argilo-sableux :

– à l'Ouest où le calcaire jurassique est parfois sub-affleurant, les cultures céréalières abondent ;

– à l'Est les zones forestières (forêts de la Luzeraize, de Bêlâbre, bois des Corollans,...) et les étangs prédominent sur une épaisse série tertiaire.

Au Sud de l'Anglin, le substratum métamorphique et les séries liasiques argileuses conditionnent un paysage de bocage, localement interrompu par des espaces forestiers sur substrat tertiaire (Bois de Paillet).

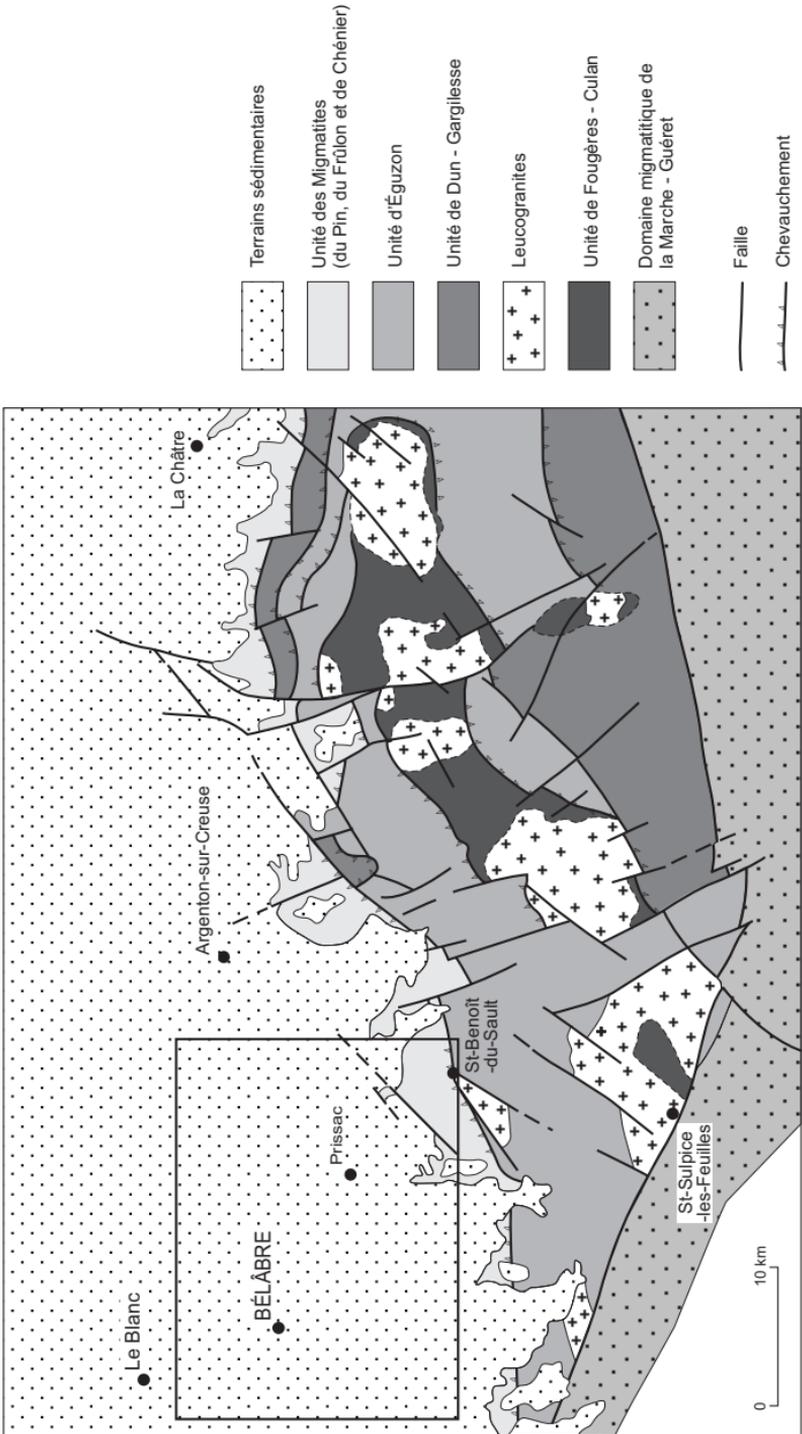


Fig. 1 - Cadre structural et formations magmatiques de la Marche

L'habitat est essentiellement constitué de bourgs et hameaux dispersés et de fermes isolées, hormis dans les vallées de l'Anglin et de ses affluents où il est nettement plus dense (Mauvière, Bêlâbre, Prissac, Saint-Benoît-du-Sault).

L'activité humaine est pour l'essentiel agricole (culture céréalière et fourragère, élevage, production laitière, exploitation forestière, pisciculture). L'artisanat et les activités touristiques et muséologiques connaissent un nouvel élan en liaison directe avec le Parc naturel régional de la Brenne et son Ecomusée (à Le Blanc). Les activités industrielles et de service sont concentrées dans les villes (Bêlâbre et Saint-Benoît-du-Sault).

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL*

La feuille de Bêlâbre se situe sur la bordure méridionale du Bassin parisien (Mégny, 1980) près du seuil du Poitou qui se situe plus à l'Ouest. Elle montre le contact entre les roches du socle du plateau d'Aigurande (Lerouge, 1987 ; Quenardel *et al.*, 1991), extrémité septentrionale de la Marche, et les terrains sédimentaires mésozoïques du bloc armoricain de N. Debeglia et S. Debrand-Passard (1980) (fig. 1).

Le socle du plateau d'Aigurande est constitué d'un cortège de terrains métamorphiques (micaschistes, gneiss, migmatites) organisés en nappes de charriage superposées. Cet empilement montre un dispositif de nappes à métamorphisme inverse (Delorme et Emberger, 1949). Il s'inscrit dans une vaste antiforme allongée sur 100 km, orienté E-W.

Les quatre unités reconnues sont, de bas en haut (Rolin et Quenardel, 1980 ; Quenardel *et al.*, 1991) :

- l'unité de Fougères-Culan, considérée comme « autochtone relatif », est constituée d'anciens sédiments métamorphisés représentés par des micaschistes et des gneiss à deux micas et grenat. Elle est traversée par des leucogranites intrusifs ;
- l'unité d'Éguzon est composée de gneiss amygdalaires, de gneiss, de micaschistes feldspathiques, issus d'anciens sédiments métamorphisés, d'orthogneiss et d'amphibolites ;
- l'unité de Gargillesse-Dun-le-Palestel est en grande partie formée de gneiss grossiers ;
- l'unité du Pin, du Frûlon et de Chénier est migmatitique. La migmatisation est plus poussée vers l'Ouest alors qu'au Nord-Est les migmatites montrent une foliation.

Les tectoniques tangentielles responsables de l'empilement de ses différentes unités sont d'âge dévonien et carbonifère. Les leucogranites qui

recoupe l'unité de Fougère-Culan se sont mis en place au Westphalien. Les roches de cette unité constituent le substratum des séries mésozoïques et cénozoïques de la feuille de Bélâbre (fig. 2 et 3).

À la suite de l'orogénèse hercynienne, la région a été soumise à d'intenses phénomènes d'altération et d'érosion. Ils sont responsables de l'abrasion progressive des paysages montagneux qui précèdent la transgression mésozoïque. Les dépôts clastiques du Permien et du Trias correspondent aux produits de démantèlement de la chaîne hercynienne. Sur cette partie de la Marche, ils sont cependant absents à l'affleurement. Le Permien a toutefois été reconnu en subsurface dans le Berry, comme par exemple à Arpheuilles, au sud de Châteauroux, où un fossé d'effondrement montre 400 m de série détritique surmontant des dépôts stéphaniens à veines de charbon. Le Trias affleure largement dans le Sud du Berry mais sa limite d'extension vers l'Ouest se situe dans la région de La Châtre (Lorenz, 1992).

Avec le Lias, la sédimentation gagne progressivement vers l'Ouest. De l'Hettangien au Sinémurien inférieur, les dépôts sont essentiellement terri-gènes, sableux et argileux, dans un contexte de plaine d'inondation deltaïque, ouverte au Nord-Est sur la mer et alimentée au Sud par des torrents issus du Massif central. Les grès qui en résultent contiennent localement, comme à Chaillac et à Dunet, des minéralisations stratiformes à barytine, fer et manganèse. Cette période connaît des déformations synsédimentaires responsables, entre autres, des venues hydrothermales minéralisantes de ces gisements stratiformes infra-liasiques (Ziserman, 1980). Au Sinémurien, la mer progresse encore vers l'Ouest et les dépôts sont plus franchement marins avec des céphalopodes. Des calcaires bioclastiques sinémuriens, puis des marnes allant du Lotharingien au Toarcien moyen, transgressent largement les dépôts infra-liasiques et marquent un maximum d'inondation marine. Le Toarcien supérieur et le début de l'Aalénien s'inscrivent dans un cortège régressif où peu à peu, les conditions marines favorables à la vie se dégradent au profit d'une sédimentation argileuse lagunaire qui s'installe au Bajocien moyen à supérieur.

Le Bajocien supérieur marque un nouveau cortège transgressif. Une sédimentation régulière de plate-forme carbonatée se met en place avec des dépôts de calcaires bioclastiques, surmontés par des calcaires massifs à entroques et ooïdes, avec localement des dolomies. Cette plate-forme, qui prolonge vers le Sud-Ouest le haut fond berrichon au Bajocien, montre de brusques passages latéraux de faciès avec des brèches intraformationnelles et des pseudomorphoses de gypse transformées en calcite (Lorenz, 1989). Ces anomalies sédimentologiques sont probablement à mettre en relation avec l'instabilité tectonique (Lablanche et *al.*, 1991) responsable à cette période de la flexure de la forêt de Châteauroux (Lorenz et Lorenz, 1982)

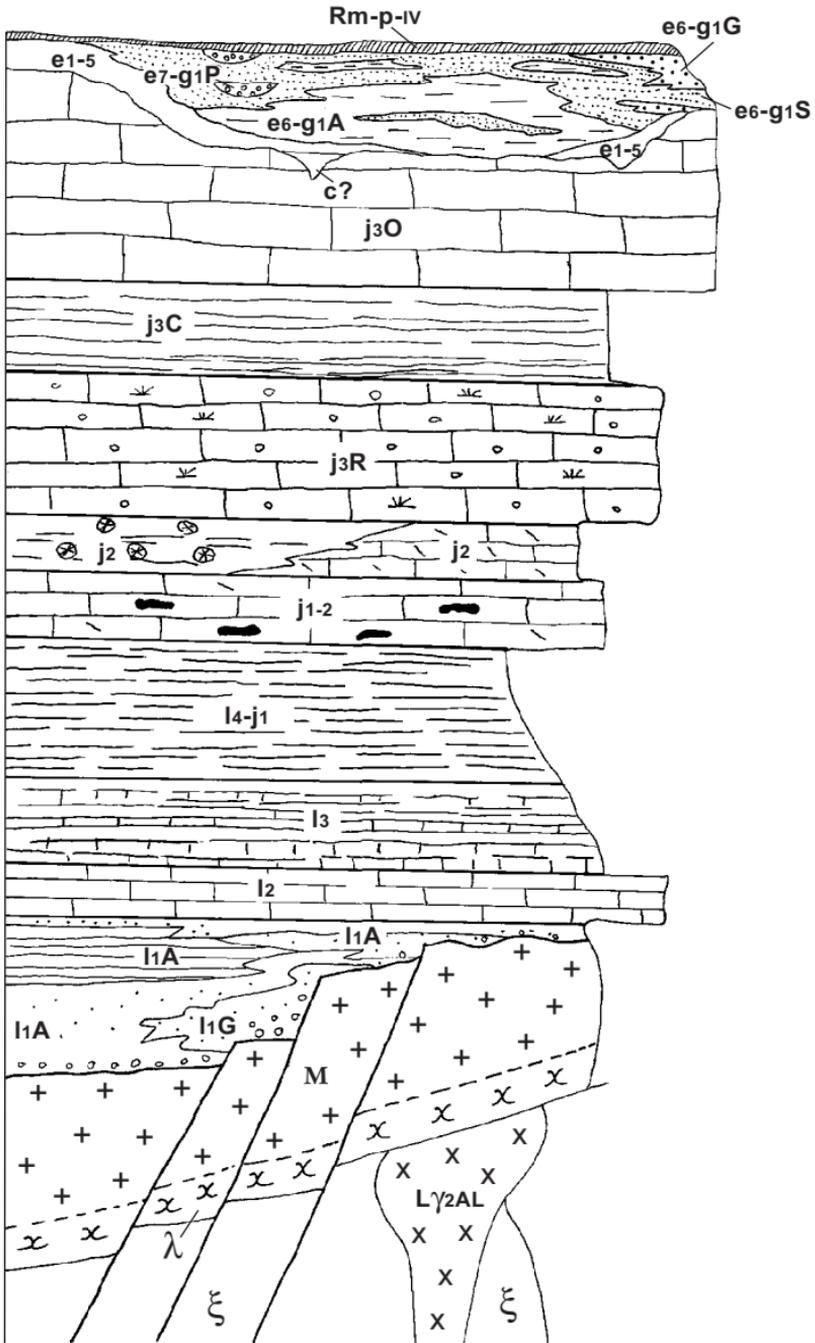


Fig. 2 - Feuille Bèlabre : log stratigraphique simplifié

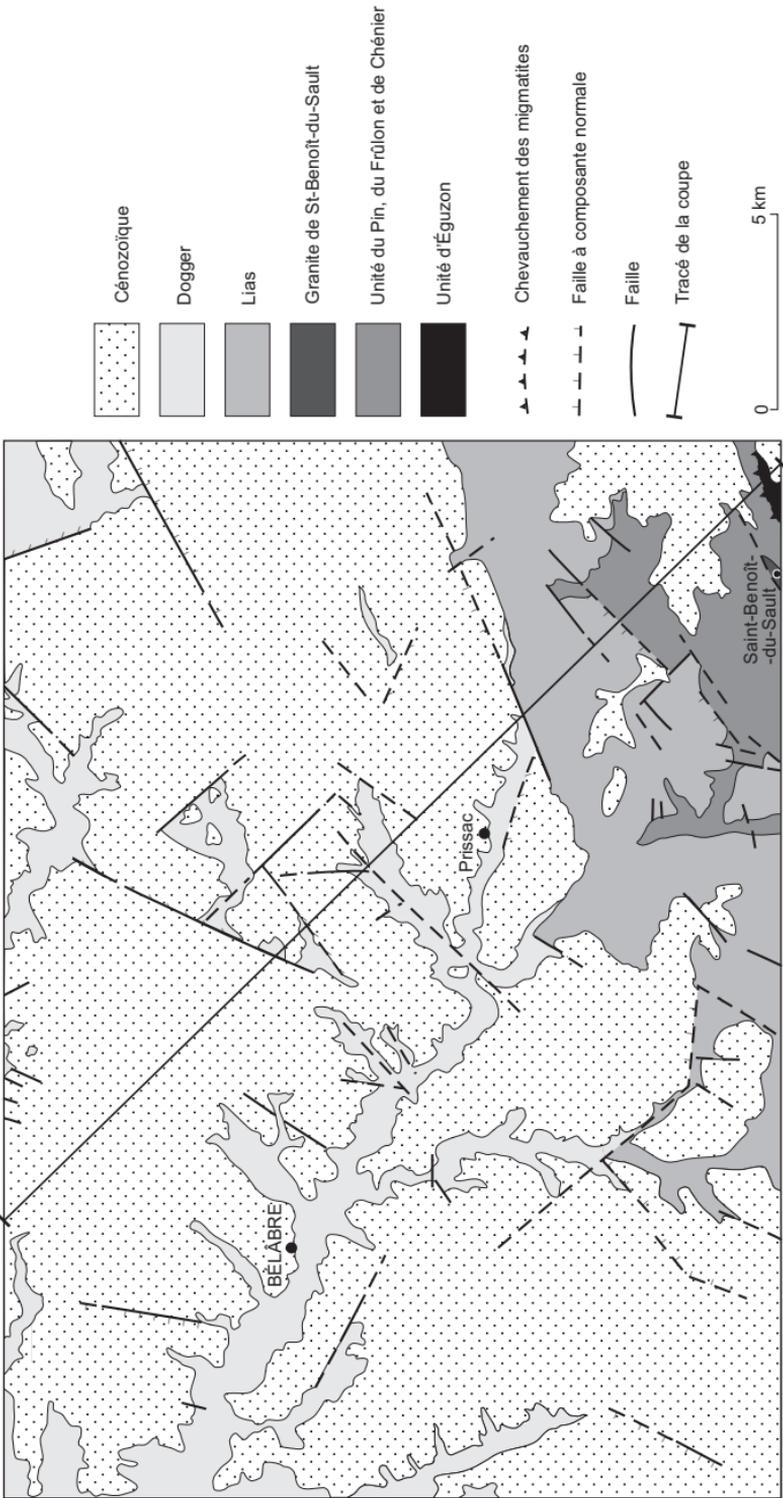


Fig. 3 - Feuille Bélabre : carte géologique simplifiée

et de l'anticlinal synsédimentaire du Bridonnet, près d'Argenton (Lorenz et Lorenz, 1983).

La sédimentation de plate-forme carbonatée se poursuit pendant le Bathonien. Au Bathonien inférieur et moyen une légère tendance transgressive amène des dépôts de calcaires oolitiques et bioclastiques avec dunes hydrauliques contenant localement des corps récifaux bioconstruits (patches). Le Bathonien moyen supérieur (?) connaît une période régressive avec développement de calcaires à voiles algaires indiquant un milieu calme. Le Bathonien supérieur est de nouveau plus franchement marin avec des calcaires oolitiques et bioclastiques à brachiopodes.

Le Malm n'est pas représenté sur la feuille de Bélâbre, mais il affleure au Nord dans la région du Blanc où il débute après une lacune du Callovien et de l'Oxfordien inférieur. En revanche, l'Oxfordien moyen et supérieur est franchement marin : d'abord silicifiés, à mollusques et brachiopodes, puis de milieu récifal. La mer se retire au Kimméridgien supérieur laissant derrière elle un plateau carbonaté sur lequel s'installe un karst, de la fin du Jurassique au Crétacé inférieur.

Vers la fin du Crétacé inférieur, des transgressions venues du Sud-Est atteignent bien difficilement le Berry. Le Cénomaniens s'étend lui beaucoup plus largement sur le Sud du Berry avec des dépôts de sables et d'argiles kaoliniques fossilifères, suivis par les dépôts de tuffeaux turoniens et séno-niens. Les derniers terrains crétacés marins berrichons sont d'âge campanien (Lorenz, 1992). Cependant, aucun dépôt crétacé n'a été reconnu sur la feuille de Bélâbre.

Après la régression du Crétacé supérieur, un régime continental s'installe de nouveau sur la région. Il s'ensuit une période d'érosion et d'installation de sols (Crétacé terminal – Paléocène – Éocène inférieur). Par endroits, se développent de puissants profils d'altération avec altérites argileuses et horizons de fer pisolitiques (Klein, 1962), alors qu'ailleurs c'est la sédimentation fluviale qui prédomine notamment à l'Yprésien (Godard et *al.*, 1994).

Au cours de l'Éocène moyen des déformations tectoniques entraînent le soulèvement de la bordure nord du Massif central et le basculement de blocs dans le Sud du Bassin parisien (Debrand-Passard et *al.*, 1995). Cela conduit à la formation de la cuvette de Brenne, limitée au Nord par le rejeu de « l'Accident sud du Bassin de Paris ». Cette dépression tectonique, qui se prolonge sur la feuille de Bélâbre par la Petite Brenne, se remplit d'argiles, de sables et de conglomérat formant le « sidérolitique de transport » des auteurs (Vatan, 1948 ; Klein, 1961, 1962 ; Steinberg, 1970 ; Rasplus, 1982). Ces dépôts fluviaux contiennent des horizons de sols ferrallitiques et sont globalement surmontés par une cuirasse assez résistante à l'érosion

pour donner les légendaires « buttons » de Brenne. Des silcrètes pédologiques affectent également ces dépôts terrigènes (Thiry, 1988).

À l'Éocène terminal et à l'Oligocène, la région connaît une période à sédimentation marno-calcaire lacustre (feuille Le Blanc). Ces dépôts sont conservés en témoins résiduels au-dessus des sédiments sidérolitiques ou préservés dans des fossés d'origine tectonique (La Bussière). Ils sont absents sur la feuille Bélâbre.

La mer miocène ne parvient pas à occuper la région. Elle reste au Nord de l'anticlinal de Ligueil-Ciran, près de Loches (Barrier et Goddÿn, 1998).

Au Miocène supérieur et au Pliocène, des fleuves descendus du Massif central (paléo-Creuse et paléo-Anglin) répandent à nouveau des alluvions sur les plateaux et dans la cuvette de Brenne déjà comblée. Ce n'est qu'au Plio-Pléistocène, que ces cours d'eaux trouvent leur place pour creuser les vallées actuelles et donner les systèmes des terrasses emboîtées de l'Anglin et de la Creuse (Macaire, 1984). C'est aussi l'époque du premier témoignage humain, dès 1 Ma, avec la cabane paléolithique de Lavaud, près d'Éguzon (Desprié, 1990).

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS*

La feuille de Bélâbre à 1/50 000 est couverte par plusieurs cartes géologiques anciennes aux échelles :

- 1/320 000, feuille n° 22 : Clermont, première édition par de Launay, Glangeaud, Mouret, Raguin (1935) ;
- 1/ 80 000, feuille n° 144 : Aigurande, première édition par Grossouvre, Delaunay, Laurent (1893).

La première édition à 1/80 000 s'appuie sur des cartes plus anciennes, inédites :

- la carte géologique de l'Indre, par Carnot (inédite) ;
- la carte géologique d'une partie du département de l'Indre, par Lasne (1889) ;
- La carte géologique du Berry de Hortu (1896), reprend la première édition du 1/80 000.

Il existe également une carte gravimétrique à 1/80 000, feuille n° 144 : Aigurande. Elle est également épuisée. Le lever à 1/50 000 de la carte des sols de la région Centre (IGN-INRA-Chambre d'Agriculture de l'Indre, 1986) constituait le seul document disponible à cette échelle.

Un couvert végétal relativement dense, le manque d'affleurements et la pauvreté en fossiles, ont depuis longtemps freiné les investigations géologiques, tant stratigraphiques que cartographiques de la région de Bélâbre. Le socle de la région de Saint-Benoît-du-Sault a fait l'objet d'études pétrographiques et structurales précises notamment sur le sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz (Lerouge, 1981). Le Jurassique, malgré l'extrême rareté des ammonites, se trouve cependant moins délaissé que le Tertiaire. La stratigraphie du Lias a été définie avec précision par les travaux de R. Mouterde (1952). À cette occasion, plusieurs gisements paléontologiques ont été décrits au Sud de la feuille Bélâbre. L'Infralias gréseux et minéralisé en barytine, fluorine, fer et manganèse, a bénéficié de travaux plus spécifiquement miniers, intégrant des travaux cartographiques et tectoniques, en relation directe avec la mine et les carrières en cours d'exploitation à Chaillac (Ziserman, 1980 ; Albouy et Rousseau, 1993). Le Dogger a fait l'objet d'une étude stratigraphique détaillée par J. et C. Lorenz, à l'occasion du lever cartographique des cartes voisines (Lorenz *et al.*, 1998 ; Rasplus *et al.*, 1989). Plusieurs coupes détaillées se trouvent publiées dans la thèse de J. Lorenz (1992). Les travaux de J.-P. Mourier (1983) et de J.-P. Mourier et Y. Almeras (1986), constituent un apport stratigraphique et paléontologique important pour ce secteur, même si la stratigraphie retenue par ces auteurs pour le Dogger et la base du Malm n'est pas celle adoptée lors de l'élaboration de cette carte. Le découpage stratigraphique utilisé étant celui établi par J. Lorenz (1992). Ce choix nous a paru plus approprié, même s'il rend difficile les corrélations de détail entre les cartes Bélâbre et La Trimouille. Le Malm, non présent sur la feuille de Bélâbre, a surtout été étudié plus à l'Est, en Champagne berrichonne, par S. Debrand-Passard *et al.* (1974), Debrand-Passard et Gros (1980) et S. Debrand-Passard (1982).

Le Tertiaire de la feuille Bélâbre n'avait jamais fait l'objet d'études précises, d'autant que les travaux de sondages menés par le CEA pour la recherche d'uranium, se sont limités à la cuvette de la Brenne. Les travaux de L. Rasplus (1967, 1968, 1978, 1982), M. Steinberg (1967), C. Klein (1975), J.-P. Donadieu (1976) et J.-J. Chateaufneuf (1977), ont largement contribué à préciser la géométrie, le mode de dépôt et la stratigraphie de l'Éocène de Brenne. Les résultats de ces études ont été largement utilisés lors du lever des cartes voisines. Ils n'ont toutefois pas permis un découpage stratigraphique aussi fin que celui proposé sur la feuille Bélâbre qui a bénéficié de nouveaux sondages stratigraphiques dans le Tertiaire. Les différents corps sédimentaires de la Formation de Brenne se trouvent donc cartographiés avec plus de détail que sur les cartes voisines où ils restent le plus souvent indifférenciés. Cet effort de détail entraîne inévitablement des difficultés de corrélation en limite de carte. Les formations alluviales plio-quadernaires de la région ont essentiellement été étudiées par J.-J. Macaire (1984), à l'occasion de sa thèse et du lever des cartes voisines.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les travaux sur le socle cristallin et cristallophyllien ont été effectués en même temps que ceux de la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles, par G. Lerouge et J.-M. Quenardel. Pour les terrains sédimentaires le lever de la feuille Bélâbre a bénéficié de travaux originaux et de coupes stratigraphiques réalisées depuis plusieurs années par J. et C. Lorenz, ici mais aussi sur les feuilles voisines. Le travail a été poursuivi sur le terrain par S. Bourcier (1996, 1998) dans le cadre de l'obtention des diplômes de l'IGAL (Mémoire d'aptitude à la géologie et Mémoire de géologue de l'IGAL). Il a été complété par l'inventaire des sondages existants à la Banque de données du Sous-sol (BSS) du BRGM et par l'étude géomorphologique et micro-structurale détaillée de S. Bourcier (1998). Les zones non affleurantes, restées vierges d'informations de subsurface, ont fait l'objet de quarante cinq sondages à la tarière mécanique. Il s'agissait, pour l'essentiel, de reconnaître la succession des terrains tertiaires qui n'auraient pu être détaillés et cartographiés avec précision sans ces sondages. Les campagnes de sondages ont été suivies par D. Giot, P. Barrier et S. Bourcier.

Un regard particulier a été porté sur la sédimentation du Lias et du Dogger, tant du point de vue de l'âge, de l'environnement de dépôt et du découpage séquentiel (J. Lorenz, P. Barrier, J.-P. Gely, S. Bourcier), que de celui de l'influence de la tectonique sur la sédimentation.

Compte tenu de la rareté des fossiles, les travaux paléontologiques sont demeurés réduits : les microfaunes en lame mince ont été étudiés par J. Lorenz, les ammonites du Lias par A. Ferretti et H. Gautier, les brachiopodes par A. Boullier, les pollens par G. Farjanel.

Des analyses aux rayons-X ont été effectuées sur plusieurs échantillons d'argiles du Lias et du Tertiaire (O. Montenat, S. Bourcier).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *TERRAINS NON AFFLEURANTS*

Aucun sondage profond n'a été effectué sur le périmètre de cette feuille. Les sondages réalisés au niveau de la couverture mésozoïque et cénozoïque ne touchent pas le socle et les faciès sédimentaires rencontrés sont semblables à ceux connus à l'affleurement (cf. les données de sondages en annexe).

## TERRAINS AFFLEURANTS

### Domaine cristallin

#### Formation magmatique

<sup>L<sub>Y</sub>2AL</sup>. **Granite à deux micas de Saint-Benoît-du-Sault.** Le granite de Saint-Benoît-du-Sault est le prolongement du granite de Saint-Sulpice-les-Feuilles situé au Nord de cette dernière feuille (Bogdanoff et *al.*, 1989). Il n'affleure sur la feuille Bélâbre qu'à l'aplomb du centre ville de Saint-Benoît-du-Sault où il est abondamment diaclasé.

Il s'agit d'un granite à grain moyen à fin, à biotite et muscovite. La roche est grise et prend en surface une teinte jaune-ocre. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspaths potassiques (orthose ou microcline perthitique), plagioclase zoné, biotite, muscovite, chlorite, minéraux accessoires.

Ce granite n'a pas fait l'objet de datation radiométrique. Aucune donnée chronostratigraphique n'existe dans le périmètre de la feuille. Cependant des datations ont été obtenues sur des granites proches et de même type :

- $312 \pm 6$  Ma (Rb/Sr) pour le granite à deux micas de Crevant (30 km à l'Est de Saint-Benoît-du-Sault ; Petitpierre et Duthou, 1980) ;
- $312 \pm 13$  Ma (Rb/Sr) pour le granite à deux micas de Crozant (12 km au Sud-Est de Saint-Benoît-du-Sault ; Rolin, Duthou et Quenardel, 1982).

#### Formations métamorphiques

##### Unité du Pin, du Frûlon et de Chénier.

M. **Anatexite à cordiérite.** Cette roche grenue et massive présente des amas de cordiérite en association avec de la biotite. Elle montre localement une vague foliation et des plis marqués par les micas noirs. Les principaux affleurements sont situés dans les vallées de l'Alboux, du Portefeuille et de l'Anglin (en contrebas de la Forêt-Gaultier). Ils montrent tous une forte arénisation de surface ce qui en rend la description délicate.

La nature du protolite, qui paraît paradérivé, ne présente aucune structure relique caractéristique antérieure à la migmatisation. Cette roche, de texture granoblastique, est constituée de :

- quartz (30 %), en plages xénomorphes engrenées à inclusions de biotites et feldspaths ;
- feldspath potassique (20 %), en plages xénomorphes en partie séricitisées à inclusions de quartz et de biotite parfois automorphe ;

- plagioclase (15 %), essentiellement de type oligoclase séricitisé, en plages xénomorphes à macles polysynthétiques et inclusions de biotite automorphe et grenat ;
- biotite (30 % en moyenne), très colorée et pléochroïque. Les cristaux sont automorphes, lorsqu'ils sont en inclusion dans les autres cristaux, si non ils sont déchiquetés et à extinction roulante. Ils présentent des inclusions de zircon, de rutile et de minéraux opaques ;
- muscovite (3 %), soit en inclusion dans le quartz ou les feldspaths, soit effilochée et déformée avec extinction roulante ;
- cordiérite, dispersée et pinnitisée. Elle peut localement être fréquente (3 %) ;
- sillimanite (rare), sous forme de fibrolite associée à la biotite ou en placage sur la cordiérite ;
- minéraux accessoires (rares), grenat, apatite, zircon, rutile et opaques.

### λ. Phyllonites, leptynites

• **Les phyllonites** sont les roches les plus représentées. Elles affleurent sur les deux rives du Portefeuille, à l'extrémité sud-est de la feuille. Elles sont largement visibles dans la carrière de Saint-Benoît-du-Sault (x = 377,5 ; y = 5145,9) où elles sont exploitées. Elles représentent la base mylonitique de l'unité du Pin-Frûlon et de Chénier.

Ces roches grisâtres, à grain fin et reflet argenté, présentent un aspect phylliteux à foliation mylonitique bien développée. Localement, elles montrent des concentrations en micas et un aspect talqueux.

Ces roches mylonitiques sont constituées de :

- quartz (25 à 30 %), en plages xénomorphes imbriquées à extinction roulante ; il peut être aussi extrêmement étiré en rubans, recristallisé et recuit ;
- feldspaths potassiques (20 à 25 %), en plages xénomorphes et en voie de séricitisation ; ils sont cataclasés, à extinction roulante et à inclusions de quartz, de muscovite et de biotite chloritisée automorphe ;
- plagioclases (10 à 15 %), surtout représentés par de l'oligoclase séricitisé à macles polysynthétiques et à inclusions de quartz, de muscovite et de biotite ;
- biotites (20 % en moyenne), en cristaux colorés pléochroïques, sub-automorphes, souvent effilochés et pliés. Il existe deux générations de ce minéral : la première souligne la foliation et la seconde, de plus grande taille, la recoupe ;
- muscovite (20 à 30 %), déformée à extinction roulante et effilochée ;
- grenat (rare), cataclasé à inclusions de quartz, de biotite et de feldspath ;
- sillimanite, en fibrolite ;

- tourmaline zonée, tardive ;
- minéraux accessoires (très rares), pinnite, sphène, zircon, apatite, opaque ;
- calcite, automorphe en remplissage de fissure.

• **Les leptynites** ne sont visibles que dans la carrière de Saint-Benoît-du-Sault où elles sont intercalées en rubans massifs de 3 à 5 m d'épaisseur, dans les phyllonites. De couleur claire (crème, rose à verdâtre), elles dessinent souvent de petits plis. Cette roche de texture granoblastique est constituée de :

- quartz (50 %), en plages xénomorphes engrenées à extinction roulante, souvent recristallisé à inclusions de muscovite ;
- feldspaths potassiques (30 %), en voie de séricitisation avec des indices de microcline ;
- plagioclase (10 %), oligoclase en voie de séricitisation ;
- biotite (5 %), partiellement décolorée en voie de chloritisation ;
- muscovite (5 %), plissée et effilochée.

### Unité d'Éguzon

ξ. **Micaschistes feldspathiques.** Les micaschistes feldspathiques sont des roches de couleur gris-brun verdâtre, à reflets argentés. Ils sont localement piquetés de grenats et révèlent des ocelles de quartz.

Ils sont très peu représentés sur cette feuille où ils occupent l'extrémité de l'angle sud-est. Ils affleurent exclusivement sur le flanc sud de la vallée du Portefeuille, entre La Brousse et Saint-Germain. Au Sud, sur la feuille voisine Saint-Sulpice-Les-Feuilles, ces micaschistes ne sont pas signalés. Les auteurs de la notice y décrivent exclusivement des gneiss amygdalaires (gneiss amygdalaires de Montgarnaud). D'après G. Lerouge (1981), les micaschistes reposent sur les gneiss amygdalaires, ce qui n'exclut pas qu'ils contiennent localement des passées de micaschistes. Les micaschistes de texture granolépido-blastique sont constitués de :

- quartz (50 %), en plages xénomorphes à extinction roulante. Il forme des rubans parallèles étirés, parfois boudinés ;
- feldspaths (10 %), en plages xénomorphes. Ils sont déformés et presque entièrement séricitisés ;
- biotite (20 %), déformée, plissée et entièrement chloritisée ;
- muscovite (20 %), effilochée. Il existe deux générations de muscovite, la seconde est oblique sur la foliation ;
- sillimanite, sous forme de fibrolite associée à la biotite ;
- grenat cataclaté (rare) ;
- minéraux opaques (rares).

## Domaine sédimentaire

Le socle cristallin et cristallophyllien précédemment décrit est recouvert par des formations sédimentaires mésozoïques, détritiques puis carbonatées, elles-mêmes surmontées par des épandages détritiques continentaux cénozoïques (Lézaud et Lorenz, 1968).

### Lias

Les sédiments détritiques de base sont d'origine continentale et difficiles à dater. Ils constituent la base du cortège transgressif de la mer liasique qui pénètre dans le Sud du Bassin parisien en progressant de l'Est vers l'Ouest. Au-dessus, se développent progressivement des dépôts marins littoraux deltaïques, de plaine d'inondation et de lagune littorale. Ils sont suivis par des dépôts carbonatés à argileux, plus franchement marins, à céphalopodes.

**l1A. Argiles bariolées, sables arkosiques argileux, argiles sableuses, sables blancs (Infralias – Hettangien) (15 à 60 m).** Ces dépôts détritiques affleurent au Sud-Est de la feuille, dans la vallée de l'Anglin, entre le Moulin de Chaillac et le Moulin de Dunet, et dans la vallée de l'Allemette jusqu'au hameau des Forges. Ils occupent également le plateau situé au Nord-Ouest de Saint-Benoît-du-Sault, entre la Forêt-Gaultier et la Grange-Dauphin et entre l'Anglin et le Portefeuille, jusqu'aux Pérelles.

Les mauvaises conditions d'affleurement de cette formation sont en partie compensées par l'existence d'une vingtaine de sondages. Huit d'entre eux montrent le contact avec le socle cristallophyllien. Les plus significatifs sont ceux autour du Beau ( $x = 516$  ;  $y = 162$  et  $x = 516$  ;  $y = 161$ ), celui de la forêt de Saint-Benoît-du-Sault ( $x = 524$  ;  $y = 166$ ) et celui de La Bitte ( $x = 527$  ;  $y = 166$ ). Les contacts visibles avec le socle cristallophyllien sont de deux types :

- normal, discordant et transgressif sur une surface d'altération-abrasion ;
- faillé contre le socle. Dans ce cas, les dépôts détritiques sont conservés dans le compartiment effondré nord-ouest de demi-grabens orientés NW 45, compatible avec la structuration en escalier de la Marche.

La base de la formation est plutôt sableuse, grossière à fine, plus ou moins argileuse. Les sables sont arkosiques et micacés (biotite et muscovite). Au-dessus, cette formation montre de nombreuses variations latérales de faciès avec : des argiles bariolées, vertes et rouges, des argiles sableuses kaoliniques, des argiles lie-de-vin à graviers de quartz et de feldspath et des sables arkosiques grossiers blancs à strates obliques. Ce dernier faciès achève souvent la série détritique comme à Chambord ( $x = 529, 8$  ;  $y = 167,6$ ).

Ces dépôts se prolongent vers l'Est sur la feuille Argenton-sur-Creuse, où quelques variations de faciès et d'épaisseurs ont été reconnues. Localement, la formation débute par des sables kaoliniques blanchâtres ou par un conglomérat rouge (Sud de Pisany). Elle atteint là son maximum d'épaisseur avec 75 m de dépôts, alors qu'ailleurs, près de Neuvy-Saint-Sépulchre elle disparaît presque totalement. Vers l'Ouest, sur la feuille La Trimouille, le faciès et l'épaisseur du Lias inférieur ne sont pas connus à l'affleurement. Cette formation ne semble pas se poursuivre beaucoup plus à l'Ouest vers le seuil du Poitou (Ziserman, 1980). Au Sud, sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles, la formation est au contraire bien développée vers Chaillac, avec des variations de faciès et d'épaisseur considérables.

L'environnement de dépôt de ces sédiments détritiques est strictement continental à la base, de type fluviatile-torrentiel en pied de cône alluvial à faible pente. Vers le haut, les dépôts évoluent en milieu de plaine d'inondation deltaïque côtière. Les éléments clastiques remobilisent les produits altéritiques du socle cristallin et cristallophyllien de la bordure de la Marche, située en amont de l'aire de dépôt.

Cette formation a été longtemps attribuée au Trias (Rhétien), notamment par les auteurs du 1/80 000. Depuis les travaux de A. Ziserman (1980), il semble qu'un consensus se soit établi pour attribuer ces dépôts à l'Hettangien, sur la base d'une datation palynologique. En effet, à Chaillac, les quinze premiers mètres de sédiment ont été attribués à l'Hettangien moyen par J.-J. Châteauneuf *in* Ziserman (1980).

Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, les auteurs ont reconnu, au toit de ces dépôts détritiques, une autre formation (notée L1-2) composée de calcaires, dolomies et marnes bariolées, toujours datée de l'Hettangien, mais cette fois sur la base de mollusques (*Gervillelia rhomboidalis*, *Pseudotrpezium laevigatum*, *Isocyprina germari*, *I. heeri* et *Microschiza* sp.) décrits par R. Mouterde (1952). Ces niveaux n'ont pas été rencontrés sur la feuille Bêlâbre.

**11G. Grès ferrugineux (Hettangien) (0-15 m).** Les grès ferrugineux sont inclus dans la formation précédente sous forme de lentilles discontinues, d'extension variable, décamétrique à pluri-kilométrique, ou en bancs décimétriques à plurimétriques. Ils peuvent se trouver à la base, directement sur le substratum cristallophyllien, mais aussi au cœur des argiles bariolées.

Les principaux affleurements sont situés dans la vallée de l'Anglin, autour du Moulin-de-Dunet, dans la vallée de l'Allemette, entre Le Mazereau et Cruhet, et au Nord-Ouest de Chéniers.

Ces grès, moyen à grossier, à strates obliques, correspondent à des barres sableuses chenalisées et progradantes en milieu de plaine d'inondation fluviatile.

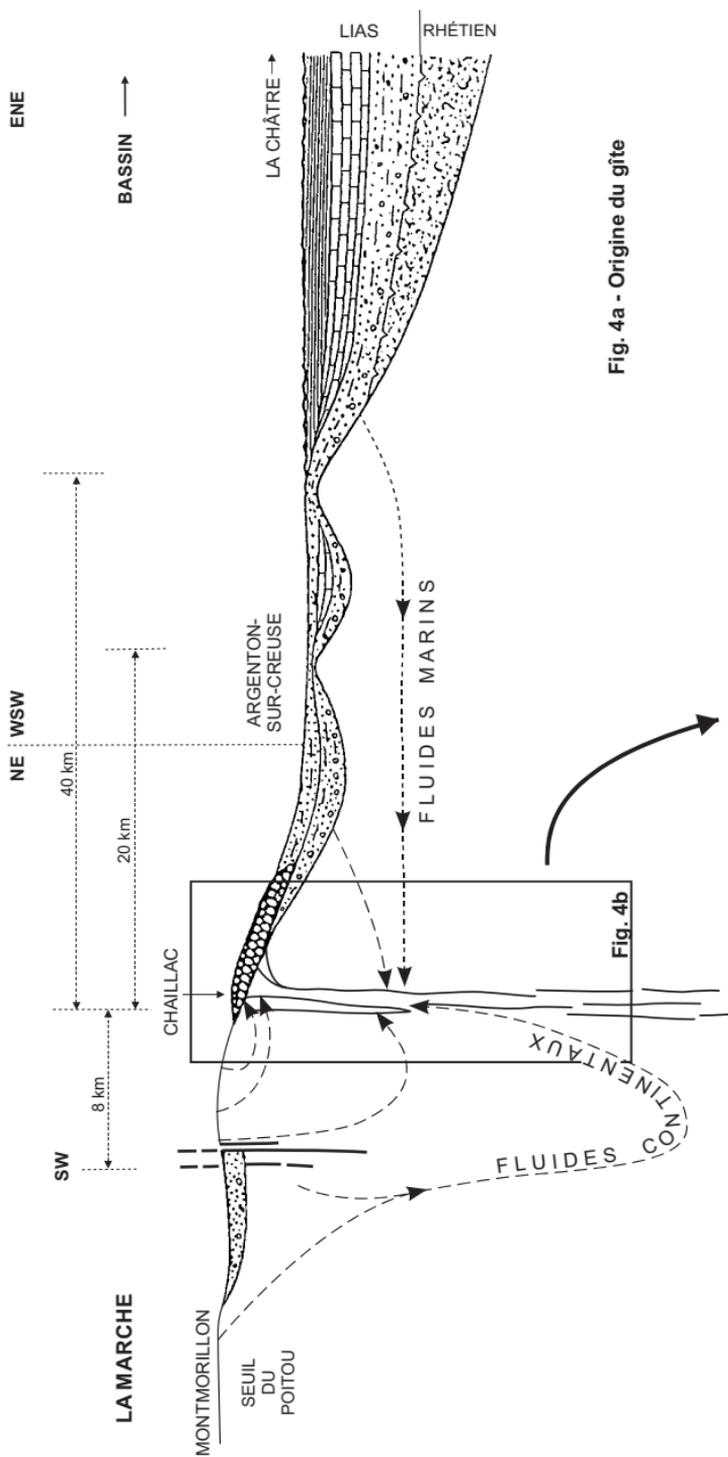
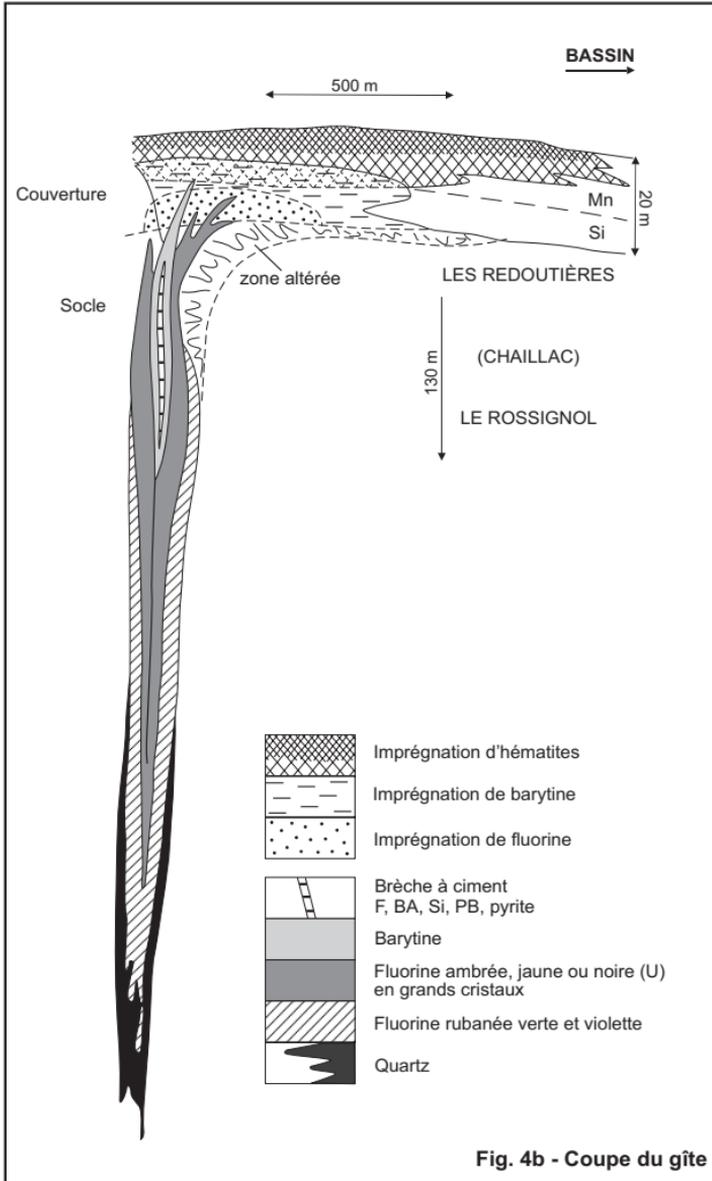


Fig. 4a - Origine du gîte



**Fig. 4 - Les Redoutières (Chaillac) : gîte stratiforme de barytine exploité en carrière**

Ces grès sont plus ou moins minéralisés en limonite, goethite, manganèse, barytine et fluorine. Certaines concentrations ont autrefois fait l'objet d'exploitations minières souterraines (Moulin de Dunet,  $x = 520\ 150$  ;  $y = 163\ 550$  ; Chéniers  $x = 522\ 150$  ;  $y = 162\ 150$ ) pour le manganèse et le fer. Des carrières, aujourd'hui comblées, ont aussi été exploitées pour le fer et la fluorine, de part et d'autre de la D93 entre Chéniers et la Forêt-Gaultier.

Ces minéralisations sont interprétées en terme de gisement stratiforme de couverture par Ziserman (1980), pour qui l'âge de mise en place se situe entre l'Hettangien moyen et le Sinémurien inférieur. Il n'existe plus d'exploitation minière en activité sur la feuille Bêlâbre, mais à Chaillac, en limite nord de la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles, un gîte stratiforme de barytine est encore exploité en carrière (Les Redoutières). Il est associé à un filon de fluorine dans le socle dont l'exploitation est momentanément interrompue (Le Rossignol) (fig. 4, a et b). Le gisement de barytine de Chaillac est actuellement le plus important de France (Albouy et Rousseau, 1993).

**12. Calcaires et dolomies jaunâtres et bioclastiques, calcaires à oolites ferrugineuses, calcaire argileux (Sinémurien) (5 à 20 m).** Ce sont les premiers dépôts carbonatés, franchement marins, de la feuille de Bêlâbre. Ils reposent directement, en contact normal transgressif, sur la série clastique de base (I1). Ils affleurent dans le secteur sud-est de la carte : dans la vallée de l'Anglin, du Moulin de Chaillac à Vouhet ; dans la vallée de l'Allemette jusqu'à la hauteur du Mazereau ; dans la vallée de l'Abloux entre Chambord et Sacierges-Saint-Martin ; dans le ruisseau de Chinan, sous La Bitte.

Les bons affleurements sont rares, ils ne montrent plus aujourd'hui que des fractions de cette formation. Les plus caractéristiques sont ceux :

- du Pont du Bouchais ( $x = 528\ 850$  ;  $y = 167\ 600$ ) avec des calcaires bioclastiques jaunes rognonneux à chailles (1 m visible) puis des calcaires bleutés à entroques riches en rostrés de bélemnites et autres mollusques (2 m) (Alcaydé et *al.*, 1976) ;
- de Chénier ( $x = 523\ 200$  ;  $y = 163\ 500$ ), avec une dolomie gris bleuté finement stratifiée (1 m visible) ;
- de Sacierges-Saint-Martin ( $x = 523\ 520$  ;  $y = 163\ 600$ ), avec un calcaire dolomitique et bioclastique à entroques et fantômes de céphalopodes (ammonites et bélemnites) et brachiopodes (1 m visible) ;
- de Dunet ( $x = 519\ 700$  ;  $y = 163\ 450$ ) avec une dolomie massive jaunâtre, bioclastique à *Gryphea arcuata*.

En 1952, R. Mouterde décrivait une coupe relativement réduite (2,5 m) de la base du Lias, sous le village de Chambord ( $x = 529\ 850$  ;  $y = 167\ 650$ ), avec de bas en haut :

- la formation carbonatée repose là sur les sables blancs feldspathiques (I1) à débris de végétaux (*Elatides peregrina*, *Thinnfeldia rhomboidalis*) par l'intermédiaire d'un conglomérat à ciment gréseux et galets de calcaire dolomitique et d'argile verte (20 cm) ;
- dolomie brune finement sableuse alternant avec des marnes vertes (25 cm) ;
- calcaire argileux brun à petites oolites ferrugineuses et à brachiopodes (*Terebratula davidsoni*, *Zeilleria cf. sarthacensis*), du Sinémurien supérieur (2 m).

Cette coupe se poursuit en continuité avec le Pliensbachien (cf. I3).

Les sondages existants (une quinzaine) et les données ponctuelles à l'affleurement montrent clairement des passages latéraux de faciès et des variations d'épaisseur.

Au Sud (Dunet, Chéniers), la sédimentation est plutôt littorale avec des dolomies dominantes à exogyres. Au Nord (Sacierges-Saint-Martin, Bouchais), les dépôts sont beaucoup plus marins, avec des calcaires bioclastiques riches en céphalopodes de milieu circalittoral, indiquant un domaine de plate-forme interne – passage plate-forme externe.

Les variations de puissance enregistrées dans cette formation montrent un épaississement de l'Ouest (5-10 m) vers l'Est (15-20 m).

Pour R. Mouterde (1952), cette formation carbonatée repose sur des sables représentant l'Hettangien mais peut-être également une partie du Sinémurien inférieur. Le Sinémurien inférieur n'est toutefois pas présent à la base des carbonates. Ceux-ci sont datés, sur la base des ammonites, du Lotharingien (Sinémurien supérieur).

Sur la feuille voisine Argenton-sur-Creuse, les carbonates montrent des faciès et des épaisseurs tout à fait comparables, mais ils transgressent la formation détritique de base et reposent localement (Neuvy-Saint-Sépulchre, Sud d'Argenton) directement sur le socle cristallophyllien. Au Sud, sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles, les carbonates correspondent à une série calcaire brune condensée, plus ou moins dolomitisée, et nodulaire où les différents niveaux sont difficiles à distinguer et à dater. Ils ont été regroupés sous la terminologie Sinémurien–Pliensbachien. Sur la feuille La Trimouille, le Lias inférieur et moyen n'affleure pas. Les données de sondage montrent qu'il est de toute façon très réduit et conservé en « flaqes sédimentaires ». Les faciès sont des poudingues, des grès et des calcaires bruns à rares fossiles attribués au Pliensbachien.

Les brutales variations d'épaisseur enregistrées sur la feuille Bêlâbre, mais aussi sur celle Argenton-sur-Creuse, pourraient bien être d'origine tectono-sédimentaires. Elles semblent organisées sur un système de failles NW45° et N140° bien visible sur la carte, en bordure de la Marche cristallophyllienne.

**l3. Marnes grises à beiges, calcaire argileux, calcaire marneux à oolites ferrugineuses, calcaire cristallin à bélemnites (Pliensbachien) (5 à 40 m).** Cette formation, autrefois exploitée de façon artisanale en nombreuses petites carrières, ne montre plus que de très rares affleurements temporaires. Sa répartition sur les pentes des collines du bocage est toutefois relativement importante : dans la vallée de l'Anglin, du Moulin-de-Chaillac à Vouhet ; dans la vallée de l'Abloux, de l'extrémité de la carte au village de La Plaine ; sur le plateau de Saint-Civran ; dans la vallée de l'Allemette, entre Peumochat et La Vachetière.

Cette formation, essentiellement argileuse micacée, contient plusieurs bancs de calcaires fossilifères, décimétriques à métriques, uniquement connus par la description des sondages. Ils n'ont pas pu être cartographiés. Il s'agit de calcaires argileux gris, sableux et dolomitiques et de calcaires sableux, cristallins à oolites ferrugineuses. R. Mouterde (1952) en donne toutefois une coupe détaillée à proximité de Dunet (x = 519 70 ; y = 163 45), avec de bas en haut :

- directement sur les sables minéralisés en hématite (I1G), des argiles bleues riches en grains de quartz à la base attribuées au Pliensbachien. Pour cet auteur, il y a lacune des calcaires du Sinémurien ;
- des calcaires argileux, gris ou bruns, dolomitiques, sableux et fossilifères avec des brachiopodes (*Terebratula subpunctata* ?, *Rhynchonella curviceps*, *Zeilleria*) et des céphalopodes (*Belemnites* sp., *Propactyloceras davoei* ?), du Carixien (2,5 m) ;
- calcaires argileux et sableux à oolites ferrugineuses. Ils contiennent *Amaltheus margaritatus*, *Avicula* sp., *Pecten* sp. et *Mytilus* sp. (1 m) ;
- calcaire brun, tendre à faune rare, du Domérien (1 m) ;
- calcaire cristallin bioclastique à *Gryphaea gigantea*, *Rhynchonella acuta*, *Zeilleria cornuta*, *Spiriferina tumida* et de nombreuses bélemnites du Domérien ;
- calcaire jaune à grains fins sans fossiles, du Domérien (visible sur 0,5 m).

R. Mouterde (1952) a également décrit les faciès du Pliensbachien de la coupe de Chambord (x = 529 850 ; y = 167 450). Il s'agit de :

- calcaire argileux tendre fossilifère à oolites ferrugineuses et à *Aegoceras lataecosta*, *Nautilus* sp., *Pleurotomaria visquesneli* et *Spiriferina tumida*, du Carixien (0,5 m) ;
- calcaire gris bleuté, argileux, du Domérien (2-3 m) ;

– calcaire sableux, gris, cristallin à *Gryphaea gigantea*, bélemnites et à *Zeilleria cornuta*, du Domérien.

Ces faciès évoquent un milieu calme de plate-forme externe envasée.

Les argiles gris-bleu qui englobent ces calcaires ont fait l'objet d'analyse par diffraction de rayons X sur plusieurs échantillons. Ils se sont révélés très homogènes avec une composition moyenne de : kaolinite (30 %) ; sépiolite (30 %) ; Illite (25 %) ; chlorite (15 %).

Sur cette feuille la formation (I3) montre des variations d'épaisseur notables (5 à 40 m), alors qu'elle paraît plus régulière sur la feuille voisine Argenton. Les auteurs de cette feuille proposent de distinguer trois termes superposés non cartographiés, avec de bas en haut :

- une alternance de calcaire argileux gris à nodules phosphatés au sommet attribuée au Carixien (quelques mètres) ;
- des marnes et marno-calcaires beiges du Domérien inférieur (5 m) ;
- des calcaires bruns cristallins spathiques, sableux et fossilifères à *Pseudopecten aequivalvis*, brachiopodes et bélemnites du Domérien supérieur (5 m).

Sur les feuilles La Trimouille et Saint-Sulpice-les-Feuilles, cette formation n'a pas été reconnue ou n'a pas été distinguée des marnes du Toarcien.

**l4-j1. Marnes grises et argiles noires (Toarcien – Aalénien inférieur) (10 à 65 m).** Cette formation, en continuité apparente sur la formation précédente, montre globalement la même répartition cartographique. Les affleurements sont tout aussi réduits. Elle peut toutefois encore être observée dans la carrière abandonnée de Vouhet ( x = 518 350 ; y = 165 400) où un sondage réalisé dans le cadre du lever cartographique l'a traversée sur 11 m montrant, sans variations lithologiques, des argiles noires compactes, finement micacées non fossilifères.

La base de la formation est marneuse et grisâtre avec des bancs calcaires. Elle n'affleure plus aujourd'hui mais elle a été décrite avec précision par R. Mouterde (1952) à l'Ouest de Sacierges ( x = 525 200 ; y = 166 350) avec :

- des calcaires gris, cristallins à bélemnites datés du Domérien supérieur et surmontés par une surface perforée ;
- des calcaires argileux tendres, gris clair, à oolites ferrugineuses et à *Harpoceratoides* sp. et *Dactylioceras* sp., (0,5 m) ;
- des calcaires argileux feuilletés à oolites ferrugineuses et à *Harpoceras falciferum*, *Dactylioceras* cf. commune, *Dactylioceras curvicosta* ?, *Belemnites* sp. (0,6 m) ;

- des marnes brunes sans macrofaune ;
- des marno-calcaires à *Hildoceras bifrons* et *Coeloceras* sp., de la biozone à Bifrons du Toarcien moyen. Ces faciès marno-calcaires à céphalopodes marquent un milieu franchement circalittoral inférieur au passage plateforme – bassin.

Cette formation, à base lacuneuse et réduite d'après R. Mouterde (1952), varie notablement en épaisseur et ne montre pas de faciès schistes cartons. Sa puissance est de 75 m sur la feuille Argenton-sur-Creuse, où la partie supérieure argileuse a été attribuée à la base de l'Aalénien inférieur. Par commodité et en l'absence de données plus précises, c'est cette attribution stratigraphique qui a été choisie contrairement à celle des notices La Trimouille et Saint-Sulpice-les-Feuilles pour lesquelles un âge strictement toarcien a été préféré. À Saulgé, J.-P. Mourier (1980), place toutefois les deux derniers mètres de marnes et de calcaire argileux dans le Toarcien terminal – Aalénien basal.

## **Dogger**

Il arme les plateaux d'une grande moitié nord de la feuille. S'il affleure relativement bien dans les vallées, souvent en falaise, il est en grande partie recouvert par le Cénozoïque sur les plateaux. Strictement carbonaté, il a fait l'objet autrefois de nombreuses exploitations pour la pierre à bâtir ou pour la chaux. Toutes ces carrières sont aujourd'hui abandonnées, mais certaines d'entre elles montrent encore des affleurements spectaculaires.

**j1-j2. Calcaires organo-détritiques à silex, dolomies cristallines, calcaires à entroques (Aalénien moyen et supérieur – Bajocien inférieur) (15 à 30 m).** Ces carbonates affleurent particulièrement bien :

- dans la vallée de l'Anglin, entre Beauvais et la Ferme-des-Chaumeux où les sites les plus remarquables sont celui des Côtes ( $x = 517\ 000$  ;  $y = 166\ 550$ ) et celui du Braud ( $x = 517\ 400$  ;  $y = 167\ 050$ ) ;
- dans la vallée de l'Abloux, entre Le Châtelier et La Roche-Chevreau, où les sites les plus remarquables sont à proximité de la Renonfière, en rive droite et rive gauche, ( $x = 518\ 200$  ;  $y = 168\ 300$  ;  $x = 519\ 950$  ;  $y = 167\ 850$ ), celui des carrières de la Renonfière ( $x = 519\ 600$  ;  $y = 168\ 400$ ), ceux de Prissac ( $x = 519\ 600$  à  $521\ 050$  ;  $y = 167\ 900$  à  $168\ 050$ ) et ceux du Châtelier ( $x = 522\ 800$  à  $523\ 600$  ;  $y = 167\ 200$  à  $167\ 250$ ).

Sur la rive gauche de la vallée de l'Abloux, la succession peut être résumée comme suit, avec de bas en haut :

- calcaire biodétritique grisâtre, de texture packstone, à chailles noires contournées, de l'Aalénien (3 à 4 m visibles) ;

- calcaire gris bioclastique de texture packstone à grainstone, à faune de bivalves (*Pecten* sp.), céphalopodes (moules internes très altérés d'harpocératidés, *Belemnites* sp.), crinoïdes, bryozoaires, spongiaires, brachiopodes, de l'Aalénien (5 m) ;
- calcaire d'aspect bréchiq ue en petits bancs, à chailles noires, de l'Aalénien (3 m) ;
- dolomie cristalline, blanche, à fantôme d'ent roques et base érosive, du Bajocien (2,5 m visible).

Sur la rive droite de la vallée de l'Abloux, la roche est entièrement dolomitisée. Dans la vallée de l'Anglin, le Bajocien est mieux exprimé, avec de bas en haut :

- calcaire biodétritique gris à chailles noires, de l'Aalénien (4 m) ;
- dolomie cristalline en petits bancs étirés d'aspect rognonneux, de l'Aalénien (3 m) ;
- calcaire cristallin gris à texture packstone, bioclastique à ent roques, gastéropodes, bivalves (*Pecten* sp.), scléractiniaires isolés, céphalopodes (débris d'ammonites et de nautilus) du Bajocien (8 m) ;
- calcaire à ent roques, béchiq ue, riche en mollusques, du Bajocien (8 m).

Ces faciès indiquent un milieu circalittoral, au passage plate-forme interne – plate-forme externe, de mode calme. L'âge de cette formation a été fixé en conformité avec la feuille Argenton-sur-Creuse, qui présente une identité de faciès, car les ammonites trouvées dans le cadre du lever, trop mal conservées, n'ont pas permis de préciser la stratigraphie. La base de la formation est ainsi attribuée à l'Aalénien moyen ? – supérieur. Le Bajocien débute, comme sur la feuille Argenton-sur-Creuse, avec les faciès biodétritiques à ent roques. Sur cette dernière feuille, les calcaires à ent roques débute nt par un niveau de galets verdis surmonté par des couches à débris de *Sonninia* sp. Ces niveaux n'ont pas été retrouvés sur la feuille Bélâbre.

Sur la feuille La Trimouille, l'Aalénien (j0) et le Bajocien (j1) sont bien distingués, sur des données paléontologiques fiables dans la vallée de la Gartempe. Mais dans la proche vallée de la Benaize, l'absence de marqueurs biostratigraphiques n'a pas permis de découpage stratigraphique précis. Les auteurs admettent que la masse principale de dolomie à chailles recoupée par la Benaize est d'âge Bajocien inférieur et moyen, en accord avec les travaux de J.-P. Mourier (1983) dans les vallées de la Gartempe et de la Creuse.

**j2. Calcaires cristallins bioclastiques et dolomies cristallines, brèches à silix, brèches à rosettes de calcite (Bajocien moyen à supérieur) (15 à 25 m).** Cette formation affleure relativement bien, souvent en falaise sur les flancs des vallées suivantes : dans la vallée de l'Anglin, entre La

Roche-Chevreux au Sud et Mauvières au Nord, avec des affleurements particulièrement spectaculaires entre La Roche-Chevreux et Rocheblond ; dans la vallée de la Sonne entre Moulin-Neuf et la confluence avec l'Anglin ; dans la vallée de l'Allemette entre Château-Guillaume et La Valette.

Plusieurs coupes détaillées ont été levées dans cette formation (Bourcier, 1998). Celles de la vallée de l'Anglin sont les plus significatives (Lorenz, 1989 ; Bourcier, 1998). La coupe de la rive droite de l'Anglin montre la succession suivante, de bas en haut :

- dolomie cristalline blanche, bréchique (visible sur 1,7 m) ;
- surface d'érosion surmontée d'un calcaire cristallin blanc et de dolomies bréchiques à chailles (2,4 m) ;
- calcaire à entroques à texture grainstone, cristallin (3 à 5 m) ;
- base ondulée surmontée par des calcaires bréchiques à texture packstone, à chailles noires stratiformes (4 m) ;
- calcaire à entroques massif, à texture grainstone, à débris de gastéropodes et de brachiopodes (visible sur 3 m).

Ces bancs peuvent être partiellement ou totalement dolomités (dolomie cristalline) comme à Chilhouet ( x = 515 400 ; y = 168 800).

La coupe de la rive gauche de l'Anglin montre la succession suivante avec, de bas en haut :

- dolomie cristalline bréchique en bancs massifs (visible sur deux mètres) ;
- calcaire bréchique (1 à 3 m) d'aspect chaotique, marneux, à boules fibroradiées (rosettes) de calcite pluricentimétriques. La matrice de ce calcaire micritique est plus ou moins silicifiée. Les rosettes de calcite correspondent à des pseudomorphoses de gypse d'origine diagénétique en milieu supralittoral à intertidal (Arbey et Lorenz, 1986 ; Lorenz, 1989). Ce niveau a été décrit pour la première fois lors du lever de la feuille Argenton-sur-Creuse, où il montre de plus, des structures stromatolitiques, des fentes de dessiccation et des indices de dissolution karstiques venant confirmer la présence d'un environnement de dépôt intertidal à supralittoral. Ces dépôts d'origine évaporitique sont bien visibles à droite de la route de Prissac à Bélâbre, après le pont de la Sonne ( x = 518 400 ; y = 169 800) ;
- calcaire à entroques, à textures packstone et grainstone bioclastique (11 m) ;
- base ondulée surmontée par une dolomie cristalline à chailles noires.

Dans la vallée de l'Allemette, une falaise de 8 m de hauteur sous le village de Pannange ( x = 512 600 ; y = 167 900), montre des dolomies cristallines brunes où apparaissent en fantôme des textures mudstone et grainstone et des structures stromatolitiques. Dans, cette même vallée, les

affleurements du Bois-Robert (  $x = 512\ 600$  ;  $y = 169\ 150$ ) font apparaître une succession où après deux mètres de dolomicrite grisâtre, ce sont les calcaires bioclastiques à entroques qui dominent.

Ainsi, cette formation montre d'une part, de nombreux et brusques passages latéraux de faciès et d'autre part, des variations d'épaisseur, notamment entre la rive gauche et la rive droite de l'Anglin ; en rive droite, la réduction de dépôt est de l'ordre de 10 m. Ces perturbations sédimentaires sont probablement attribuables à des déformations tectoniques syn-dépôts dont l'activité est déjà connue par ailleurs (Lorenz et Lorenz, 1982, 1983 et 1985). Les dolomies cristallines et les dolomies bréchiques à silex de la base (rive droite de l'Anglin) peuvent être rapprochées aux niveaux à silex noirs décrits par J.-P. Mourier (1983) dans la vallée de la Gartempe et datés par ammonites du Bajocien inférieur à moyen.

Les niveaux à rosettes de calcite, les calcaires à entroques et les dolomies qui les surmontent, sont corrélés à la dolomie de Montmorillon par J. Lorenz (1989) et attribués au Bajocien moyen à supérieur, sans arguments paléontologiques directs. Les auteurs de la feuille Argenton-sur-Creuse, n'excluent pas une lacune du Bajocien moyen et d'une grande partie du Bajocien supérieur et placent la formation à rosette dans le Bajocien sommital. Sur la feuille La Trimouille, le Bajocien supérieur de la vallée de la Benaize, serait surtout représenté par des calcaires massifs, graveleux, pisolitiques à rares oolites et contenant le bivalve *Trichites* et des colonies isolées de scléactiniaires (*Lochmaeosmilia* sp.). La partie terminale serait d'affinité corallienne à bivalves, gastéropodes, entroques, bryozoaires, solénopores et scléactiniaires. Ces faciès, bien présents sur la feuille Bêlâbre ont été placés dans le Bathonien inférieur moyen en accord avec les datations obtenues sur les faunes de brachiopodes (cf. plus loin).

**j3R. Calcaires oolitiques, calcaire récifal (Bathonien inférieur-moyen) (55 à 65 m).** Ces calcaires affleurent plutôt bien dans les vallées du Corcheron, entre Fontmoron et Frotte-Miche ; de l'Allemette de la Valette à la confluence avec l'Anglin ; de l'Anglin entre Rocheblond et Bêlâbre ; de la Sonne ; du Brion et ses affluents.

Ils affleurent aussi ponctuellement sur les plateaux, comme dans la partie orientale de la petite Brenne. Les plus beaux sites d'observations se trouvent toutefois dans les carrières abandonnées : à Chalais ( $x = 512\ 900$  ;  $y = 171\ 150$ ) ; au Moulin du Pont, près de Liglet ( $x = 503\ 100$  ;  $y = 168\ 650$ ) ; à Oulches ( $x = 520\ 900$  ;  $y = 179\ 100$ ).

Ces calcaires ont fait l'objet de plusieurs coupes de détail sur le périmètre de la carte (Lorenz, 1989 ; Bourcier, 1998). À la base, les calcaires oolitiques reposent directement sur les dolomies et calcaires cristallins

bioclastiques ou sur les brèches à rosettes de calcite de l'unité précédente, sans discontinuité apparente. Ils sont de texture grainstone à ooïdes, pelloïdes, oolites, oolites micritiques et bioclastiques à débris de coraux, crinoïdes, échinides, bivalves, bryozoaires. Ils contiennent des scléactiniaires en colonies isolées (*Lochmaeosmilia radiata*) ou en biohermes d'extension hectométrique plutôt rencontrés à la base des calcaires oolitiques comme dans l'ancienne carrière de Chalais, aux Pochons (x = 511 550 ; y = 171 950) ou à Kons (x = 523 850 ; y = 177 850). Ces calcaires contiennent également des passées de calcaire blanc micritique et bioclastique, finement laminé, de texture wackestone à packstone, comme dans la carrière d'Oulches. Cette dernière a livré, dans la partie médiane du front de taille, une faune de brachiopodes à rhynchonellidés (*Burmirhynchia turgida latifrons*) d'âge Bathonien moyen (détermination A. Boullier). Ces faciès indiquent un milieu infralittoral de plate-forme interne de mode calme.

La carrière d'Oulches présente également l'intérêt de préserver des déformations synsédimentaires en horsts et grabens allongées sur la direction N140° avec des indices de glissements sous-marins, de biseaux et de discordances intraformationnelles.

Les niveaux précédemment décrits sont tout à fait corrélables avec ceux décrits par J. Lorenz (1989) sur la feuille Argenton et également datés à partir des brachiopodes du Bathonien inférieur moyen. Cette datation contraste avec l'attribution stratigraphique au Bajocien supérieur de J.-P. Mourier (1983, 1989), sur la feuille La Trimouille.

**j3C. Calcaires blancs fins, calcaires à lamines algaires (Bathonien moyen à supérieur) (20 à 40 m).** Ces calcaires affleurent sur la rive droite de la vallée de l'Anglin, entre Bélâbre et Mauvière. Les plus beaux sites d'observation sont toutefois réduits aux anciennes exploitations pour la chaux : aux Gorciers (x = 509 600 ; y = 174 900) ; au Moulin de la Ronde (x = 508 050 ; y = 174 700) ; au Moulin du Rochat (x = 506 250 ; y = 175 850) ; au four à Chaux de Mauvière (x = 505 600 ; y = 175 850).

Cette formation a fait l'objet de coupes détaillées (Lorenz, 1989 ; Bourcier, 1998) notamment dans la carrière du Moulin-du-Rochat qui en constitue certainement la coupe de référence.

À partir de la route, et de bas en haut, il est possible de distinguer :  
– un premier ensemble de calcaires fins blanchâtres où alternent des bancs de packstones bioclastiques à foraminifères (*Azonella cuvillieri*), ostracodes et petits gastéropodes et intraclastiques à pellets, ooïdes avec des bancs de mudstone laminé ou bioturbé (2,8 m) ;

- une alternance de calcaires en plaquettes et de bancs plus massifs de texture grainstone à oôides (1,2 m) ;
- un ensemble de bancs calcaires jaunâtres fins de texture mudstone-wackestone à ostracodes, milliolidés, *Nautiloculina oolitica*, bryozoaires, débris de polypiers ; ces bancs alternent les strates obliques, les lamines horizontales et les horizons bioturbés (2 m) ;
- un liseré argileux roux marque la base d'un ensemble de bancs massifs de calcaires fins bioclastiques et intraclastiques de texture wackestone-packstone à oolites et foraminifères (2 m) ;
- un dernier ensemble est formé d'une alternance de bancs de calcaires fins jaunâtres bioclastiques et intraclastiques et de calcaires fins laminés ; le faciès bioclastique est de texture packstone à coraux (*Anabacia orbulites*), foraminifère benthique (*Alzonella cuvillieri*) et oolites ; le faciès laminé est de texture mudstone-wackestone ; cette alternance montre des structures de courant (lamines horizontales et strates obliques) et des horizons à fentes de dessiccation (8,7 m visibles).

Cette succession du Moulin-du-Rochat évoque clairement un domaine de plate-forme interne où alternent des dépôts de l'infra littoral inférieur à coraux isolés et des dépôts tidaux à émergence temporaire et soumis à l'action des marées. Cette formation présente également des dépôts désorganisés de type glissement sous-marin en masse vers le sommet du premier tiers de la succession. Il faut également souligner le fait que ces faciès tidaux ne sont pas représentés sur la rive gauche de l'Anglin, qui semble à l'époque constituer une limite paléogéographique tranchée sur une direction NW-SE.

Ces faciès tidaux sont également bien développés (20 à 40 m) sur la feuille Saint-Gaultier, où ils contiennent à la base *Burmírhyntia turgida* et au sommet *Meyendorffina bathonica*, ce qui permet de les rapporter au Bathonien moyen à supérieur. Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, seule la base de la formation affleure. Sur la feuille La Trimouille, des faciès semblables sont décrits dans la vallée de la Benaize (Moulin-de-Ségère) où ils sont attribués au Bathonien inférieur et moyen sans précisions biostratigraphiques.

**j30. Calcaires à oôides, calcaires fins bioclastiques (Bathonien supérieur) (60 à 70 m).** Cette formation représente les derniers niveaux jurassiques de la feuille de Bélâbre. Elle affleure à l'extrémité nord-ouest de la feuille, dans les vallées du Corcheron et de l'Anglin, et sur le plateau entre les vallées de l'Anglin et de la Creuse. Les principaux sites d'observations sont : l'ancienne carrière des Chirons, sur la rive droite du Corcheron (x = 503 950 ; y = 173 700) ; les falaises du Moulin-des-Roches (x = 506 300 ; y = 174 550) ; l'ancienne voie ferrée des Poulets (x = 504 400 ; y = 176 600). Elle repose en contact normal sur la formation tidale précédente. Cette formation est constituée par :

– à la base, des calcaires à oôïdes, de texture grainstone et packstone, à scléactiniaires, brachiopodes (*Turgida* sp.), bivalves, crinoïdes (50 m). Les oolites sont micritisées et accompagnées d'oôïdes micritiques. Ce faciès contient localement des biohermes lenticulaires à scléactiniaires coloniaux. Ces calcaires à oôïdes montrent aussi des passées pisolitiques, décimétriques à métriques, contenant des tiges de crinoïdes, dont les segments sont encore en connexion sur 10 cm, et des galets intraclastiques à oolites et à scléactiniaires. Ces calcirudites, organisées en paraséquences, sont en contact érosif marqué sur des niveaux plus fins qu'ils soient oolitiques ou micritiques. Il pourrait s'agir de niveaux de tempêtes alternant avec des périodes de calme régies par l'action des courants sur le fond (oolites) ou par la décantation en milieu infralittoral à circalittoral supérieur ;

– au-dessus des calcaires à oôïdes précédents se développent des calcaires fins, micritiques, fossilifères (12 m). Ils étaient autrefois bien visibles dans la carrière des Âges qui est aujourd'hui presque totalement comblée. Elle sert encore de décharge municipale. Une coupe détaillée de cette carrière est donnée par J. Lorenz (1989). Ces calcaires fins sont plutôt de texture wackestone-packstone, à très fines oolites, riche en fossiles gastéropodes, bivalves, algues, foraminifères (*Chablaisia chablaisensis*, *Nautiloculina oolitica*, *Alzonella cuvillieri*, *Trocholina* sp., *Atascella occitanica*, *Cayeuxia* sp.) ;

– au-dessus des calcaires fins des Âges se développe un calcaire à gros oôïdes contenant ponctuellement des scléactiniaires coloniaux et isolés (*Anabacia orbulites*) (quelques mètres visibles essentiellement dans les champs). Ces calcaires qui contiennent *Atascella occitanica* sont rapportés aux niveaux terminaux du Bathonien supérieur (Banoulet et Lorenz, 1995). Ils sont appelés « Calcaires de Ruffec » par J. Lorenz (1989).

Cette formation a également été distinguée sur la feuille La Trimouille sous le nom de « faciès graveleux à trocholines » et elle a également été attribuée au Bathonien terminal.

Les anciens auteurs de la carte géologique à 1/80 000 attribuaient les derniers faciès oolitiques de l'« oolite supérieure » (Calcaire de Ruffec) de J. Lorenz (1989) au Callovien. L'association de foraminifères benthiques présente dans le Calcaire de Ruffec ne permet pas d'écarter un âge callovien inférieur pour cette formation (Bassoulet et Lorenz, 1995). Ce calcaire est surmonté par un calcaire silifié daté de l'Oxfordien (Oxfordien moyen terminal). Cette datation s'appuie sur une riche faune de brachiopodes déterminée par A. Boullier. Ainsi depuis les travaux de J. Lorenz (1989) tout ou partie du Callovien et l'Oxfordien inférieur à moyen correspondent à une période d'érosion ou de non dépôt.

## Malm

Il est absent de la feuille Bélâbre, mais il affleure au Nord sur la feuille Le Blanc. Il y développe une épaisse série, à partir de l'Oxfordien moyen terminal, avec de bas en haut : des calcaires à silice, une dalle silicifiée, des calcaires fins surmontés par des calcaires de milieu récifal et périrécifal. Les derniers dépôts carbonatés jurassiques seraient d'âge Kimméridgien inférieur.

## Crétacé

Le Crétacé n'a pas été caractérisé sur la feuille Bélâbre. Il n'est pas plus signalé sur les feuilles voisines situées à la même latitude (La Trimouille et Argenton-sur-Creuse) ou au Sud (Saint-Sulpice-les-Feuilles). En revanche, il a été reconnu sur les feuilles situées au Nord (Saint-Gaultier et Le Blanc). À Saint-Gaultier, des argiles et des sables transgressent sur les calcaires jurassiques, ou sont parfois conservés dans les dépressions karstiques de ces mêmes calcaires. Les sables, souvent glauconieux à la base sont assimilés aux « sables de Vierzon » du Cénomaniens. Les argiles sont noires et pyriteuses et également attribuées au Cénomaniens. Sur la feuille Le Blanc, les argiles kaoliniques sont exploitées (Tournon-Saint-Martin, Bossay-sur-Claise). Elles contiennent à la base une riche faune d'ostréidés avec *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Exogyra flabellata*, *Alectryonia carinata*. Au Nord de la feuille Le Blanc, le Cénomaniens est surmonté par la craie micacée du Turonien (tuffeau blanc). Ces dépôts crétacés sont érodés et ravinnés par la formation tertiaire de Brenne.

### • **Présomptions sur la présence de Crétacé sur la feuille Bélâbre.**

Sous le village de Prissac (x = 520 700 ; y = 2 167 900) le toit du Bajocien montre des altérites silicifiées. Sur plusieurs mètres d'épaisseur, elles se développent aux dépens de la formation dolomitique à chailles et sont visibles sur quelques centaines de mètres de long. Elles sont recouvertes par la série détritique de Brenne. Il s'agit de silicites brunes, au toucher onctueux, colorés de rouge, d'orange et de jaune. Par place, ces silicifications préservent la structure des carbonates d'origine, dans lesquels il est encore possible de retrouver la stratification initiale grâce aux bancs de chailles préexistants dans le Bajocien. Le silice est riche en fer et montre localement des structures bréchiques et des figures de perte de volume, avec des fentes de retrait remplies d'opale et de stries de tassement. D'après E. Wyns (comm. orale), ces altérites silicifiées présenteraient la signature d'une altération d'âge crétacé inférieur. Ce type d'altération étant généralement visible sous la surface de transgression cénomaniens en d'autres points du bassin de Paris (cf. feuilles Montreuil-Bellay et Bayeux-Courseulles).

Sur la feuille Bélâbre, la surface de ravinement de la base du Tertiaire a été recoupée par plusieurs sondages effectués dans le cadre du lever de la

carte. Elle affecte très souvent une épaisse couche d'altérite (jusqu'à 20 m) constituée d'argiles de décalcification colorées et de pisolites de fer. Ces altérites ne sont pas datées mais elles sont antérieures aux premiers arrivages clastiques érosifs. Il n'est pas à exclure qu'une partie de ces altérites dérivent de sédiments crétacés.

Sous le Tertiaire clastique de Brenne (4 m), le sondage de l'Épineau (x = 510 900 ; y = 179 400) a traversé, 4 m d'argiles compactes noires, varvées, finement sableuses à quartz et muscovite, avant de toucher les altérites (2 m) et le substratum bathonien. Ces argiles noires se sont révélées riches en kaolin. Elles n'ont malheureusement pas livré de micro-fossiles et se sont révélées stériles à l'analyse des pollens (G. Farjanel). Leur appartenance au Crétacé n'est pas à exclure. C'est également l'avis de C. Klein (1962) pour les argiles noires, découvertes en même situation à La Riauté près de Pouligny, sur la feuille Le Blanc.

## **Tertiaire**

Les dépôts tertiaires de la feuille de Bélâbre sont strictement continentaux et quatre formations ont été distinguées : la Formation de Brenne ; les épanchages superficiels plio-pléistocènes ; les colluvions de versant ; les alluvions.

### **La Formation de Brenne**

Sur la feuille de Bélâbre, la « Formation de Brenne » montre deux séries distinctes superposées :

- à la base, une série à altérites et sol *in situ* affleurent sur les points hauts ou déplacés par colluvionnement dans les creux ;
- au-dessus, une série détritique argilo-sableuse et conglomératique surtout développée dans les points bas. Compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement, ces deux séries n'ont pu être décrites et cartographiées qu'à l'aide des nouveaux sondages réalisés dans le cadre du lever de la carte. Les détails lithologiques et géométriques obtenus contrastent avec ceux des cartes voisines moins documentées. Il en résulte des problèmes de raccords en certains points, principalement en limite de feuille.

La série altéritique à pisolites de fer, se trouve souvent intercalée entre le substratum et la série détritique. Bien que ces altérites ne soient pas datées, on ne peut exclure l'hypothèse qu'elles aient commencé à se développer dès le Crétacé supérieur et le Paléocène, où pendant une partie de l'Éocène inférieur. Sur les points hauts, peu ou non recouverts par la série détritique, les altérites et les sols d'affinité latéritique à pisolites de fer sont particulièrement bien développés et non déplacés. Là, leur mise en place pourrait représenter tout ou partie de l'Éocène. Les points bas peuvent aussi com-

porter des altérites ; en moindre épaisseur, elles résultent d'un colluvionnement alimenté par les zones hautes pendant l'éocène inférieur à moyen.

La série détritique s'accumule dans les points bas et montre surtout des argilolites et des argiles plus ou moins sableuses, des sables, des grès et des conglomérats.

Des horizons pédogénétiques rougeâtres à pisolites de fer se trouvent à plusieurs niveaux de cette série détritique, et notamment au toit. Ces horizons se situent en dehors des points hauts de substratum jurassique ; ils ne font pas partie de cette série altéritique. Dans l'unité détritique, ils arrivent parfois à atteindre des concentrations qui rappellent les véritables cuirasses ferrallitiques.

La Formation de Brenne, avec sa série altéritique et sa série détritique représente le faciès « Sidérolitique » des différentes éditions de la carte à 1/80 000. Elle correspond à la « Série de Brenne » de Steinberg (1967, 1970).

En Brenne, cette formation a fourni des pollens appartenant à plusieurs associations floristiques (J.-J. Chateauneuf pour le CEA), allant de l'Auverisien au Ludien, montrant ainsi le diachronisme des apports clastiques. Ces derniers sont d'ailleurs bien connus, en terme d'épaisseur et de faciès, grâce aux sondages CEA en Brenne. Des cailloutis à galets de quartz et de silex à patine noire ont été reconnus en sondages mais aussi en surface (Sud-Ouest de Prissac) dans le cadre du lever de la carte.

Certains d'entre eux, notamment ceux situés à la base de la série détritique, pourraient correspondre aux sédiments laissés par le « fleuve yprésien » de Godard et *al.*, (1994). Localement, le substratum calcaire de la série détritique se trouve karstifié et silicifié, avec formation de silexites et de silcrètes pédogénétiques. Elles sont appelées silicifications « présidérolitiques » par Klein (1962). D'autres silicifications pédogénétiques ont également été décrites au toit de la série détritique. Elles seraient plutôt d'âge éocène moyen supérieur pour Thiry (1988). Près d'Argenton, le « Calcaire lacustre des Prunes », inclut dans le Sidérolitique des auteurs, a livré une faune de vertébrés du Lutétien moyen (M. Brunet et Y. Jehenne in S. Debrand-Passard et *al.*, 1982). Le toit de la série détritique se trouve clairement recouvert par des calcaires lacustres toutefois absents sur la feuille Bélâbre, mais présents sur les feuilles La Trimouille et Le Blanc. Autrefois attribués au Bartonien, puis au Sannoisien (Klein, 1962), sur la base d'une faune de mollusques continentaux, ces calcaires semblent maintenant plutôt datés de l'Oligocène moyen (Rey *in* Rasplus, 1978).

Sur la feuille Bélâbre, la formation argilo-détritique de Brenne affleure très mal. Elle est en grande partie recouverte de prairies, d'étangs (Petite-

Brenne) et de bois. Sa reconnaissance a nécessité la réalisation de 45 sondages permettant de définir ces faciès mal connus dans la région, d'en établir le découpage séquentiel et de proposer des corrélations (Bourcier et *al.*, 1998). Ces travaux, associés aux rares données de sondages existants (Banque des données du sous-sol du BRGM) et aux observations de terrains, constituent la base de la construction cartographique du Tertiaire de cette feuille.

L'organisation spatiale des dépôts de la formation tertiaire de la Petite-Brenne s'est révélée hétérogène : parfois grossière dès la base, avec une évolution granodécroissante, elle peut tout aussi bien débiter par des argiles surmontées par des sables à classement granocroissant. Elle contient des grès consolidés : « grison » ou « roc » des habitants, souvent situés en position sommitale. Dans ce cas, ils affleurent et constituent des petits reliefs : les boutons. Des grès peuvent aussi se trouver au milieu de la formation.

Les sondages font apparaître des variations brutales, tant en terme d'épaisseur (du simple au double) qu'en terme de passage latéral de faciès, notamment entre les argiles lacustres, les sables et les conglomérats fluviaux. Les anciens auteurs avaient du reste déjà noté ce fait. A. de Grossouvre (1886) écrivait : « l'épaisseur des grès de Brenne varie très rapidement d'un point à un autre, de sorte que l'on voit souvent le calcaire jurassique remonter à la surface et constituer des îlots calcaires au milieu de la formation sidérolitique ». Ces variations semblent intimement calquées sur le réseau de failles qui affecte le Jurassique (cf. Évolution tectonique).

Grâce aux sondages, plusieurs faciès ont pu être caractérisés et cartographiés :

**e1-5. Altérites, argiles à pisolites de fer, argiles sableuses marbrées (Paléocène – Éocène inférieur à moyen) (0 à 20 m).** Ces faciès appartiennent à la série altéritique. Ils n'affleurent pas à flanc de vallée car ils sont presque toujours masqués par le colluvionnement de la série détritique située au-dessus. Les meilleures observations peuvent se faire sur les plateaux, dans les champs cultivés, entre le Corcheron et l'Allemette, entre l'Abloux et la Sonne, et au niveau de la Petite-Brenne, entre Oulches et La Roche-Chevreaux.

Ces altérites dérivent du substratum calcaire et marneux, transformé, silicifié ou argilisé. Les argiles de décarbonatation sont colorées, rougeâtres à orangées. Elles contiennent des noyaux de calcaire encore relativement bien conservé et pénètrent souvent dans des poches de dissolutions, métriques à plurimétriques.

Les argiles sont parfois très enrichies en minerais de fer pisolitique. Elles sont alors rouges, riches en limonite et sont soit à kaolinite, soit à smectites dominantes. Les analyses effectuées sur deux sondages (x = 504 200 ; y = 178 650 et x = 509 600 ; y = 165 050) ont livré respectivement : kaolinite = 62 %, smectite = 38 % et Kaolinite = 84 %, illite = 16 %.

Les pisolites, sont de taille millimétrique à pluri-centimétrique et sont essentiellement en goethite. Ils peuvent contenir des grains de sable.

Les argiles montrent aussi parfois une fraction silteuse ou sableuse et des fragments de silex. Elles sont dans ce cas plutôt bariolées, blanchâtres, lie de vin, verdâtres et contiennent des nodules de silice pulvérulente centimétriques. Les sondages réalisés sur le plateau entre le Corcheron et l'Allemette ont traversé 20 m de ces argiles.

Les altérites peuvent aussi se développer sur des terrains non carbonatés comme sur la rive droite de l'Allemette où deux forages montrent 8 m d'altérites sur le Lias marneux. Ce sont des argiles sableuses bariolées rouges, vertes et ocre, à pisolites de fer.

Ces faciès correspondent probablement au faciès *eB* de Pongautron décrit sur la feuille Argenton-sur-Creuse et aux argiles à pisolites ferrugineux *eBF* de la feuille Saint-Gaultier. Ce dernier faciès est bien développé en Brenne où ces argiles ont été autrefois exploitées pour le fer. Dans ce cas elles contenaient 50 à 60 % de fer et des amas de pisolites ferrugineux de forte taille appelés « calots ».

En Brenne, entre Mézières-en-Brenne, Rosnay et Martisay, des argiles organiques intercalées dans les argiles à pisolites de fer, ont donné une riche flore de cachet très chaud à palmées, myricacées, juglandacées, cyrillacées, nyssacées, araliacées, symplocacées et olacacées. Ces deux dernières familles ont livré deux espèces d'âge lutétien. Entre Rosnay et La Gabrière, des argiles noires situées sous des conglomérats auraient même donné un âge cuisien supérieur grâce à des pollens indiquant une flore très chaude et très humide.

**e6-g1A. Argiles, argiles sableuses (Bartonnien à Rupélien) (0 à 15 m).** Ces faciès argileux occupent la plus grande surface de la feuille Bélâbre où ils recouvrent tous les plateaux et une partie des versants de vallées. Ils reposent la plupart du temps sur la série altéritique (*e1-5*) où localement (rives droites de la Sonne et de l'Anglin) directement sur le substratum jurassique, qu'il soit argileux (Lias) ou calcaire (Dogger).

Ces argiles constituent très souvent le premier terme de la série détritique de Brenne, ce qui a été confirmé par les sondages réalisés, mais ce n'est pas

systématique car localement c'est le terme sableux (e6-g1S) qui se trouve à la base, directement sur le substrat jurassique ou sur les altérites. C'est le cas à plusieurs reprises sur la rive gauche de l'Anglin, mais aussi sur les rives gauches de l'Allemette et du Corcheron, ou encore sur le plateau de la forêt de Saint-Benoît-du-Sault.

Ces argiles sont aussi parfois contenues, en bancs métriques à plurimétriques, dans le second terme sableux de la série détritique de Brenne (e6-g1S) comme sur le plateau de Prissac entre les vallées de l'Abloux et de la Sonne. Elles peuvent aussi contenir des bancs sableux métriques à plurimétriques lenticulaires comme dans la forêt de Charrauds, au Sud-Ouest d'Oulches.

Il s'agit d'argiles blanchâtres ou beiges, parfois de teinte ocre. Elles contiennent une fraction sableuse et silteuse plus ou moins importante et parfois des galets de quartz et de silex bruns. Localement, des passées consolidées de type argilolites sableuses, se rencontrent dans la masse des argiles.

La minéralogie de ces argiles est presque toujours dominée par la kaolinite. Les échantillons des sondages analysés le montrent clairement ( $x = 508\ 250$  ;  $y = 115\ 500$ ), avec 84 % de kaolinite, 11 % d'illite et 5 % de smectites). Il arrive toutefois que ces valeurs s'inversent au profit des smectites ( $x = 503\ 950$  ;  $y = 166\ 600$ ), avec 72 % de smectites, 15 % de kaolinite et 13 % d'illite).

Les argiles échantillonnées pour les pollens se sont révélées azoïques, mais sur les feuilles voisines de Saint-Gaultier, les sondages du CEA étudiés par J.-J Chateauneuf ont livrés une riche flore de l'Auvervien dans des argiles sableuses proches de la base, au Sud-Est de Mézières-en-Brenne. Au Nord de Migné, sur la même feuille, la formation détritique se développe sur 88 m. À 27 m de profondeur, elle a livré une flore qui pourrait se situer entre le Ludien supérieur et la base de l'Oligocène. Cette association montre un rafraîchissement notable du climat, associé à un couvert végétal plus clairsemé.

**e6-g1S. Sables, sables argileux (Bartonien à Rupélien inférieur) (5 à 15 m).** Ces faciès sableux se trouvent globalement au-dessus des faciès argileux précédents, mais lorsque les argiles sont épaisses, les sables sont réduits et inversement. Ce dispositif démontre la contemporanéité des deux premiers tiers, au moins, des sables et des argiles de la formation détritique. Le passage de faciès des argiles aux sables est confirmé par le fait que l'on rencontre les sables en intercalations métriques à plurimétriques intercalées dans les argiles. Dans ce cas, il s'agit de lentilles d'extensions hectométriques à pluri-kilométriques chenalisées dans les argiles. Lorsque, localement les sables sont présents dès la base de la série détritique, ils contiennent des intercalations argileuses métriques à plurimétriques comme dans le Bois des Étangs du Pont au Sud d'Oulches ou, sur la rive gauche de l'Allemette, dans le Bois de la Femme.

Les sables sont fins à grossiers à matrice argileuse plus ou moins abondante. Essentiellement à quartz et muscovite, ils contiennent aussi un cortège de minéraux lourds à tourmaline et zircons dominants, mais également à staurotite, andalousite et disthène.

**e6-g1G. Grès, grès argileux (Bartonien à Rupélien inférieur) (0 à 10 m).** Les grès sont relativement peu représentés par rapport aux fameux Grès de Brenne qui représentent sur la feuille Saint-Gaultier le corps sédimentaire principal de la formation où il est dénommé « le grison ».

Sur la feuille Bélâbre, ces grès sont mieux développés au Sud, là où la Formation de Brenne repose sur le Lias. Au Nord de la feuille, ils sont surtout présents au Sud d'Oulches, en bancs plurimétriques discontinus, intercalés dans les argiles et dans les sables. Au Sud de Bélâbre, ils sont ponctuellement présents en intercalations entre deux bancs d'argiles, plutôt à la base de la formation.

Ce sont des grès quartzeux et feldspathiques blancs, gris, rosâtres ou jaunes, à grains grossier à moyen et à matrice argileuse (argilolite) plus ou moins importante mais toujours présente. Ils contiennent localement des strates obliques, des lits de cailloutis à galets de quartz et silex bruns. Les bases sont ravinantes et chenalissantes sur les argiles. Ces grès sont toujours très fracturés à diaclases et failles.

Au Sud de Liglet, un sondage (x = 504 500 ; y = 166 550) a traversé 22 m de série sablo-gréseuse à lits de conglomérats à galets de quartz de 3 à 8 cm de diamètre. Le sommet des grès est ferruginisé et contient de nombreux pisolites centimétriques.

Ce sont les seuls témoins de vestiges de cuirasse ferrugineuse au sommet des grès sur la feuille Bélâbre. En Brenne, sur la feuille Saint-Gaultier, les cuirasses ferrugineuses rouge brique occupent presque systématiquement le sommet des boutons gréseux.

**e6-g1P. Poudingues à galets de quartz (Bartonien à Rupélien inférieur) (0 à 7 m).** Les poudingues ont été reconnus à l'affleurement et dans les sondages effectués dans le cadre du lever de la carte. Les plus beaux affleurements se situent sur les plateaux de la rive gauche de l'Anglin, entre Roche-Chevreux et Barbières où les poudingues arment des buttes témoins (x = 516 000 ; y = 166 500). Sur la rive droite de la Sonne, la route de Prissac à Bélâbre entaille largement le faciès conglomératique (x = 518 000 ; y = 169 950).

Les poudingues se présentent en bancs, métriques à plurimétriques. D'extension variable, hectométrique à kilométrique, ils sont lenticulaires.

Ils ont été reconnus dans toute l'épaisseur de la Formation de Brenne, mais ils sont surtout fréquents dans les dix derniers mètres.

Tous les poudingues rencontrés contiennent des galets de quartz usés, ronds ou légèrement aplatis, de 3 à 8 cm de diamètre en moyenne. Ils présentent toujours une matrice abondante, soit sablo-gréseuse, soit argilo-sableuse :

- les poudingues à matrice sablo-gréseuse sont présents à la base de la Formation de Brenne (Sud de Liglet, Ouest de Prissac) mais aussi au sommet entre Roche-Chevreux et Barbières. La matrice est souvent riche en oxydes de fer. À l'affleurement, ils ne montrent que peu de classement, exprimé par un léger granoclassement positif. Les galets sont parfois légèrement imbriqués. La base des bancs, lorsqu'elle est visible est tranchée, légèrement ravinante et chenalisée. Ces structures et le faciès, évoque des écoulements en masse, de type coulées denses fluidifiées et chenalisées d'origine torrentielle de mise en place sous une tranche d'eau temporaire (?).
- les poudingues à matrice argilo-sableuse ont essentiellement été reconnus en sondage et exclusivement dans la Petite Brenne (x = 515 200 ; y = 170 500, x = 525 700 ; y = 171 300, x = 524 650 ; y = 175 950, x = 528 350 ; y = 174 300). La matrice est très abondante, sableuse, feldspathique, à sable grossier graviers et cailloux. Les bancs de poudingue apparaissent là dans les dix derniers mètres des sondages, intercalés entre des bancs d'argiles compactes, de silts argileux ou de sables argileux.

Ces poudingues à galets et graviers de quartz sont également connus sur les feuilles voisines Saint-Gaultier (eBQ), Argenton-sur-Creuse (e5-7b) et Le Blanc.

**Rm-p-IV. Épandages sableux des plateaux (Miocène à Plio-Pléistocène) (0 à 1,30 m).** Ce sont des épandages sableux rencontrés à la surface des plateaux. Ils ont été observés en sondage (x = 519 125 ; y = 177 250) et dans les champs à la période des labours, dans trois secteurs distincts de la feuille :

- au Sud-Est, entre Roussine et Mainclef, directement sur le substratum cristallophyllien. Il s'agit de sable grossier argileux à galets et cailloutis de quartz, de 3 à 10 cm de diamètre, et de blocs de micaschistes et gneiss ;
- au Sud, de part et d'autre du Vavret, sur les argiles et les sables de la Formation de Brenne. Il s'agit là de sable grossier argileux à galets de quartz et de silix ;
- au Nord-Ouest, entre la vallée de la Creuse et la vallée de l'Anglin, sur les calcaires bathoniens ou sur le Tertiaire de Brenne. Les sables sont là beaucoup plus argileux à galets de quartz, de 2 à 8 cm de diamètre, et à silix brun jurassiques et silixites blanchâtre à beige éocènes. Ils contiennent aussi des blocs de dolomie du Lias et de calcaire oolitique du Bathonien. Ces blocs sont relativement usés. L'épandage situé au Nord des Ages a livré plusieurs morceaux de bois silicifiés indéterminés et des géodes de calcédoine.

En surface, tous les épandages du Nord de la feuille montrent aussi de nombreux galets éolisés à facettes. Ces galets de quartz, à patine orangées ou rougeâtres ont été trouvés en profondeur (1,3 m sur le sondage situé plus haut) au sein d'une matrice sableuse claire.

L'âge de ces dépôts de plateaux n'est pas connu. Ils sont signalés sur les feuilles à 1/80 000 comme « terrains de transport des plateaux ». Ils correspondent à des épandages fluviaux, post-oligocènes, organisés sensiblement NNW-SSE sur un ancien glacis antérieur au creusement des vallées. Il n'est cependant pas exclu que ces sables aient été ultérieurement remobilisés sous forme de colluvions vers les vallées, ou partiellement en mode éolien, en climat périglaciaire au Quaternaire. Les blocs de calcaires et de socle, ainsi que les galets éolisés, pourraient bien correspondre de cette dernière phase. Une partie des galets éolisés pourrait même bien dater du Quaternaire récent, à en juger par la présence locale (Le Jeu) d'industrie préhistorique éolisée et de facture moustérienne.

Les auteurs de la feuille Saint-Gaultier ne font pas état de cette formation sableuse des plateaux, mais ils signalent la présence de « Sables éoliens et galets éolisés », qu'ils attribuent à un phénomène d'éolisation périglaciaire quaternaire.

Sur la feuille La Trimouille, cette formation est nommée « formation détritique des plateaux, plus ou moins résiduelle » (m-pQ, m-pS). Les auteurs distinguent deux faciès :

- le premier, pouvant atteindre jusqu'à 12 m dans des poches du substratum, correspond à des conglomérats et des argiles bariolées à pisolites de fer. Pour nous, ce faciès correspond clairement à la base de la Formation de Brenne, maintenant bien connue grâce aux sondages ;
- le second (0 à quelques mètres), correspond tout à fait au faciès de la feuille Bélâbre.

### **Limons des plateaux**

Aucune formation superficielle correspondant strictement à la définition des limons n'a été mise en évidence sur la feuille Bélâbre. Cela est peut-être en partie, dû au fort couvert végétal de la région, mais sur la cinquantaine de sondages réalisés dans le cadre du lever, aucun limon n'a été rencontré. Sur les feuilles voisines Saint-Gaultier et Argenton-sur-Creuse, la formation des limons des plateaux est représentée, mais les auteurs s'accordent pour signaler qu'elle est d'extension réduite. Sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles, les limons des plateaux ne sont pas distingués du Sidérolitique et du Plio-Quaternaire. Seule la feuille La Trimouille propose des limons blanchâtres, privés d'éléments sableux d'origine éolienne, dans la partie la plus élevée des plateaux.

## Formations colluviales

Les formations colluviales rencontrées sont essentiellement formées par les éléments meubles de la Formation de Brenne et ceux provenant des épandages de plateaux entraînés par ruissellement sur le versant des vallées et dans le fond des vallées sèches. Les phénomènes de solifluxion quaternaires ont contribué à déclencher le phénomène qui se poursuit encore de nos jours.

Localement, sur le rebord des vallées de l'Anglin et de l'Abloux, le colluvionnement des sables tertiaires est assez développé, au point qu'il masque le substratum jurassique. Il est alors signalé sur la carte. Partout ailleurs, les colluvions sont présentes sur les versants, mais compte tenu de leur faible épaisseur à peu près constante, elles n'ont pas été cartographiées pour ne pas gêner la compréhension des structures géologiques d'ensemble.

Deux types de colluvions ont ainsi été distingués :

**Ce. Colluvions sableuses épaisses, alimentées par la Formation de Brenne.** Elles se développent essentiellement sur les versants exposés au Nord des plus grandes vallées, comme celles de l'Anglin et de l'Abloux. Il s'agit de sables et d'argiles sableuses à blocs de grès, provenant de la Formation de Brenne située au-dessus sur le plateau. La fréquence des cailloutis de quartz pourrait aussi attester de la reprise de la formation des épandages sableux des plateaux (m-p-W) aujourd'hui disparus en amont.

**C. Colluvions de fond de talweg et de vallées sèches.** Elles occupent les versants et le fond des vallées sèches et talweg, affluents des vallées principales. Il n'est pas exclu qu'elles puissent masquer parfois des lambeaux d'alluvions anciennes de haut cours. Le matériel est à dominante sableuse à galets de quartz et à blocs aux arêtes légèrement émoussées de calcaires jurassiques et de grès tertiaires.

Lorsque les talwegs recoupent les falaises calcaires abruptes des vallées principales, le colluvionnement sableux se charge en blocs de calcaires jurassiques d'origine cryoclastique. Vers l'aval, les talwegs débouchent souvent sur les terrasses alluviales. Les colluvions sont alors difficiles à distinguer des alluvions *sensu stricto*.

## Formations alluviales

**Fw. Alluvions anciennes de la haute terrasse : sables à graviers et galets (Pléistocène inférieur ?) (altitude relative entre 30 et 60 m).** Ces alluvions sont conservées en placages résiduels légèrement en contrebas du rebord de l'entaille du plateau où elles reposent sur un glaciaire relativement

plan. Toutes les vallées de la feuille Bélâbre, à l'exception de celle du Corcheron, présentent ces hautes terrasses :

- dans la vallée de l'Anglin, ces alluvions se situent entre 40 et 57 m en altitude relative. Sur la rive gauche, elles apparaissent à la hauteur de Rocheblond et se poursuivent en lambeaux résiduels isolés jusqu'au Sud de la carte ; sur la rive droite, quelques témoins sont déjà visibles au Sud de Bélâbre ;
- sur la rive gauche de la Creuse, leur altitude relative est comprise entre 35 et 56 m ;
- sur les deux rives de la vallée de l'Abloux, leur altitude relative varie de 40 m à l'aval à 50 m à l'amont ; la disposition des témoins résiduels est à peu près symétrique d'une rive à l'autre ;
- dans la vallée de l'Allemette elles sont bien représentées à une altitude relative constante, mais plutôt basse, entre 30 et 35 m ;
- dans la vallée de la Sonne, elles sont rares et toujours situées en rive droite.

Les sédiments sont difficiles à décrire car ils ne sont visibles que dans les champs à l'époque des labours. Ce sont des sables moyens à grossiers, légèrement argileux, à gros galets de quartz associés à quelques rares galets très altérés de roche du socle cristallin et cristalloyphyllien. Aucun matériel paléontologique ne permet de dater précisément ces alluvions probablement mises en place durant le Pléistocène inférieur.

Lorsque ces alluvions anciennes résiduelles recouvrent un substrat connu, elles sont notées  $\frac{RFw}{j3O}$ , j3O représentant le Bathonien supérieur, dans cet exemple.

**Fx. Alluvions anciennes de la moyenne terrasse : argiles, sables à graviers et galets (Pléistocène moyen final ?) (altitude relative entre 10 et 20 m).** Ces alluvions ne sont conservées que dans la vallée de l'Anglin entre Mauvière et Roche-Chevreux. Au Sud, elles disparaissent.

Il n'existe pas de carrière permettant de décrire leurs faciès. Ces alluvions affleurent peu sur les basses pentes verdoyantes de la vallée. Il s'agit essentiellement de sables grossiers à moyens, contenant des lits de galets de quartz, de roches appartenant au socle cristallin et cristalloyphyllien et de calcaires oolitiques et micritiques. Les galets de socle sont relativement altérés.

Sur l'aire de la feuille, aucun matériel paléontologique ne permet de dater cette terrasse de l'Anglin. Sur la feuille voisine Saint-Gaultier, des alluvions anciennes de la Creuse, entre 15 et 25 m d'altitude relative, ont été rapportées au Pléistocène moyen final (Riss ou Saalien) sur la base d'une industrie de cachet Acheuléen moyen (J. Desprié, comm. orale). Sur la feuille La Trimouille, E. Patte (1938) signale la présence d'outils leval-

loisiens « en surface de graviers de 15 m » dans la vallée de la Gartempe, en aval de Saint-Savin.

**Fy. Alluvions anciennes de la basse terrasse : argiles, sables, conglomérats à graviers et galets (pléistocène moyen à supérieur ?) (altitude relative entre 2 et 8 m).** Ces alluvions ne sont présentes que dans les vallées de l'Anglin, de l'Abloux et du Corcheron, à une altitude relative comprise entre 2 et 8 m et plutôt 5 m en moyenne.

Dans la vallée de l'Anglin, cette terrasse est plutôt continue et relativement bien répartie sur les deux rives. Dans la vallée de l'Abloux, les dépôts sont uniquement préservés sur la rive gauche. Dans la vallée du Corcheron, cette terrasse disparaît au Sud de Frotte-Miche.

Plusieurs carrières exploitaient ces alluvions dans la vallées de l'Anglin, au Nord de Bélâbre et au grand Balabran (x = 514 950 ; y = 169 000). Elles sont aujourd'hui abandonnées et en partie comblées. L'épaisseur de ces dépôts ne doit toutefois pas dépasser 5 à 6 m. Il s'agit de sables moyens à grossiers feldspathiques, à stratifications obliques. Plusieurs séquences de crues métriques ont été observées. Elles se traduisent par un ravinement important suivi, de bas en haut, par un lit de gravier bien imbriqué à pente amont, des sables grossiers à fins montrant un classement positif et des stratifications obliques, puis des sables fins argileux finement stratifiés à petites rides de courants. Les sables montrent des horizons à fer et manganèse de battement de nappe phréatiques, mais également des niveaux argilisés faisant apparaître des paléosols. Dans les horizons conglomératiques, les galets de socle semblent plus nombreux et moins altérés que dans les terrasses plus élevées.

Aucun matériel paléontologique ne permet de dater précisément cette terrasse sur l'aire de la feuille. Les auteurs de la feuille La Trimouille signalent la découverte d'industrie datée du Moustérien, en carrière et dans la masse des alluvions de la basse terrasse de la Gartempe.

**Fz. Alluvions récentes et modernes, dépôts actuels : limons, argiles, sables à graviers (Würmien récent et l'Holocène) (altitude relative entre 0 et 3 m).** Ces alluvions occupent la plaine alluviale de toutes les vallées actives de la carte et celles de leurs affluents directs entre les côtes relatives 0 et 3 m. Elles sont constituées de limons, d'argiles et de sables. Elles se seraient mises en place entre le Würm récent (Pléistocène supérieur) et l'Actuel (Holocène) à la faveur des crues. Ces alluvions recouvrent et incisent le plus souvent la basse terrasse, mais il leur arrive aussi de reposer ou de s'appuyer directement sur le Mésozoïque ou sur le Socle.

Dans les affluents des grandes vallées, au niveau des talwegs de second ordre, il est parfois difficile de distinguer les colluvions sableuses des alluvions, surtout lorsque le colluvionnement est issu des sables de la Formation de Brenne. Le processus d'érosion-sédimentation et le ruissellement de la Petite-Brenne se trouvent aujourd'hui perturbés par l'aménagement ou le creusement des étangs.

**X. Dépôts anthropiques.** Ils sont strictement limités aux décharges comblant d'anciennes carrières.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES*

Les formations métamorphiques qui, rappelons-le, n'affleurent qu'à l'extrémité sud-est de la feuille, s'inscrivent dans le grand domaine du socle de la bordure méridionale du Bassin parisien appelé aussi : domaine du Plateau d'Aigurande (Quenardel *et al.*, 1984).

#### **Socle métamorphique du domaine du Plateau d'Aigurande**

Il se situe dans le prolongement des structures varisques du domaine sud-armoricain et est constitué de micaschistes, gneiss, migmatites et de leptynites, orthogneiss, amphibolites d'âge paléozoïque inférieur.

Après un épisode de métamorphisme de haute pression à l'Ordovicien-Silurien (450 à 400 Ma) que l'on retrouve conservé en reliques dans certaines unités, l'ensemble est impliqué, au Dévonien (400 à 360 Ma), dans une collision continentale (Ledru *et al.*, 1989 ; Rolin, 1981 ; Quenardel *et al.*, 1984).

Ce métamorphisme est essentiellement caractérisé par la sillimanite et le disthène en relique. Localement, un épisode migmatitique oblitère ce métamorphisme moyennes pressions, de type dalradien (Quenardel *et al.*, 1984 et Rolin, 1981). C'est à la fin de l'anatexie, au Dévonien supérieur que se produit l'importante tectonique tangentielle qui a structuré le plateau d'Aigurande (individualisation des unités structurales).

Au cours du Carbonifère (Westphalien), la mise en place des plutons leucogranitiques est synchrone du Chevauchement de Chambon et des rejeux qui l'accompagnent, à la base de l'unité des migmatites.

L'ensemble du plateau d'Aigurande est enfin ployé en une vaste anti-forme dont l'axe, sensiblement orienté ENE-WSW, est souligné par des massifs plutoniques leucogranitiques.

Le domaine du plateau d'Aigurande est limité au Sud-Est, en dehors de la carte, par la faille de Boussac qui le sépare du domaine de Boussac (Quenardel et *al.*, 1984). Il est également limité vers le Sud-Ouest, toujours en dehors de la carte, par la faille de la Marche. Cette dernière le sépare des grands domaines granitiques de la Marche et de Guéret.

Les deux grands accidents que sont les failles de Boussac et de la Marche s'intègrent dans la « zone de Cisaillement de la Marche-Combrailles » qui se prolonge, à l'Ouest, par la zone de cisaillement sud-armoricaine. Il s'agit d'un système décrochant à nombreux jeux ductiles carbonifères, repris par une déformation fragile verticale (Lerouge et *al.*, 1983 ; Lerouge, 1984 et 1988).

La feuille Bélâbre, ne recouvre que la partie externe du flanc nord de l'anticlinorium du plateau d'Aigurande et il n'affleure qu'un seul massif leucogranitique intrusif : le massif de Saint-Benoit.

Nous ne détaillerons donc qu'une part de l'empilement des nappes polymétamorphes qui constituent ce flanc nord. Le détail de cette superposition est donné par la notice de la feuille Argenton-sur-Creuse où elle est complète (cf. Quenardel, et *al.*, 1998 : Argenton-sur-Creuse). Là, les auteurs distinguent, de bas en haut, quatre unités lithostructurales : l'unité de Fougère-Culan, l'unité d'Éguzon, l'unité de Dun-Gargillesse et l'unité migmatitique du Pin-Villechiron, respectivement séparées par les chevauchements de Chambon, de Dun-Gargillesse et des migmatiques.

Seuls l'unité d'Éguzon, le chevauchement des migmatiques et l'unité du Pin-Villechiron (appelées unité du Pin, du Frûlon et de Chénier sur cette carte), sont représentés sur la feuille Bélâbre.

### **Unité d'Éguzon**

Cette unité, appelée Groupe d'Éguzon sur la feuille La Châtre, surmonte l'unité de Fougère-Culan. Le contact entre ces deux unités est bien visible sur la feuille Argenton-sur-Creuse (chevauchement de Chambon). Sur la feuille Bélâbre, cette unité n'occupe que l'extrémité orientale de la feuille sur quelques km<sup>2</sup>. Sa lithologie est relativement homogène. Il s'agit de micaschistes feldspathiques. Sur les feuilles Saint-Sulpice-les-Feuilles et Argenton-sur-Creuse, cette unité est essentiellement gneissique et de lithologie plus complexe. La base est occupée par la formation des « gneiss amygdalaires » essentiellement composée de plusieurs variétés de gneiss à amygdales et de leptynites. Au dessus, se développe une variété de « gneiss gris *s.l.* » dans lesquels alternent de façon irrégulière, des niveaux gneissiques métagrauwackeux appelés « gneiss gris *s.s.* » et des micaschistes feldspathiques métapélitiques. Ces micaschistes, similaires à ceux rencon-

très sur la feuille Bélâbre, montrent des reliques d'un métamorphisme de degré élevé à disthène et sillimanite. Au sein de cet ensemble sommital s'intercalent également des leptynites (la Roche-Blond et Chambon) et un complexe leptyno-amphibolitique montrant des traces de métamorphisme de haute pression, à éclogites et serpentinites.

D'après les données de la feuille d'Argenton-sur-Creuse, trois paragenèses minérales se sont succédé dans les roches de l'unité d'Éguzon. La première, rarement préservée, pourrait correspondre au faciès éclogitique. La seconde, la plus visible, traduit un métamorphisme à disthène-sillimanite. La dernière paragenèse, à chlorite et muscovite secondaire, témoigne d'une rétro-morphose. Elle est présente dans toute l'unité mais elle est surtout bien apparente à la base, au voisinage du chevauchement de Chambon.

Sur la feuille Bélâbre, comme sur la feuille Argenton-sur-Creuse, la foliation principale développée dans la roche est peu pentée. Deux linéations, minérales et/ou d'étirement des minéraux, ont été identifiées dans cette unité :

– une linéation minérale de direction NE-SW omniprésente dans l'ensemble de l'unité. Les minéraux qui matérialisent cette structure (amphibole, biotite) sont caractéristiques du métamorphisme qui accompagne les déformations liées à la mise en place des unités au Dévonien moyen à supérieur (Rolin, 1981).

Les structures développées au cours de ces déformations par cisaillement simple font apparaître un transport du Sud-Ouest vers le Nord-Ouest (Lerouge, 1988) ;

– une seconde linéation orientée NW-SE est visible, très localement, surtout à la base de l'unité et au sommet. Elle est postérieure à la linéation précédente et est toujours associée aux minéraux de rétro-morphose (chlorite et muscovite secondaire). Sur la feuille Bélâbre, cette seconde linéation a été bien observée sur des alignements de muscovite secondaire.

### **Chevauchement des migmatites**

Le chevauchement des migmatites est un accident majeur du Massif central septentrional. Il met en contact une unité migmatitique à cordiérite (unité du Pin, du Frûlon et de Chénier) avec des unités peu ou pas migmatitiques (unité d'Éguzon sur la feuille Bélâbre).

Sur la carte Bélâbre, cet accident n'est pas visible à l'affleurement. Son tracé suit le cours du Portefeuille, sur la rive gauche. En revanche, sur la feuille voisine Argenton-sur-Creuse, on peut l'observer à quelques kilomètres de la limite sud-ouest de la carte, au Sud de Parnac. Il est également

visible plus à l'Est, autour de la localité type de Frûlon ( $x = 550\ 200$  ;  $y = 168\ 200$ ).

Ce chevauchement est matérialisé par un contact cisailant entre les termes de base de l'unité des Migmatites et les micaschistes feldspathiques de l'unité d'Éguzon. Sur la feuille de Bélâbre, l'unité intermédiaire de Dun-Gargillesse est absente.

Les migmatites situées à la base de l'unité chevauchante sont souvent schistosées et prennent l'aspect de mylonites. La surface de schistosité, lorsqu'elle est visible à l'affleurement (feuille Argenton-sur-Creuse), est peu pentée, gondolée et porte des stries et des linéations orientées  $N50^\circ$ . Ces mylonites et phyllonites (voire plus loin) sont constantes tout au long de ce chevauchement et se poursuivent largement sur la feuille Argenton-sur-Creuse. Les assemblages minéralogiques observés montrent que la déformation induite par l'accident s'est développée en condition syn à tardimétamorphe, avec un métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolitique).

Les observations microtectoniques obtenues sur la feuille Argenton-sur-Creuse indiquent un déplacement du Sud-Ouest vers le Nord-Est qui, d'après les auteurs de la carte, pourrait être sensiblement contemporain du chevauchement de Gargillesse, c'est-à-dire dater du Dévonien moyen supérieur.

### **Unité migmatitique du Pin, du Frûlon et de Chénier**

Cette unité, caractérisée par une forte migmatisation et par la présence de cordiérite, occupe le sommet de l'édifice structural du domaine du Plateau d'Aigurande. Au Nord, elle est soit recouverte en transgression, soit en contact faillé, avec la couverture mésozoïque du Bassin parisien. Elle est constituée par un ensemble de diatexites à cordiérites devenant parfois métatexiques, d'anatexites à cordiérites et d'agmatites (feuille Argenton-sur-Creuse) où sont intercalés quelques niveaux de leptynite massive. Sur la carte voisine Argenton-sur-Creuse, cette unité est appelée unité migmatitique du Pin-Villechiron, alors que sur la carte Saint-Sulpice-les-feuilles, c'est l'appellation « gneiss granitoïdes du Rossignol » qui a été retenue par les auteurs (Bogdanof *et al.*, 1988).

Cette unité repose en contact chevauchant sur l'unité d'Éguzon (voir ci-avant, le paragraphe sur le chevauchement des migmatites).

### **Phyllonites et leptynites**

La base de l'unité migmatitique est fortement soulignée par une semelle mylonitique (phyllonites et leptynites) développée dans le domaine de stabilité de la sillimanite. Ces roches, qui affleurent de part et d'autre de la val-

lée du Portefeuille, sont particulièrement bien visibles dans la carrière de Saint-Benoît-du-Sault (x = 528 500 ; y = 160 900). Elles montrent une linéation d'allongement orientée N50° et les critères de cisaillement indiquent que le déplacement est dirigé vers le Nord-Est.

Une seconde linéation, d'allongement et d'étirement orientée NW-SE, moins développée et rétromorphique, matérialise un rejeu de ce niveau de chevauchement au cours du Carbonifère.

### **Anatexites à cordiérite**

Les anatexites à cordiérite forment le corps principal des migmatites. Leur composition minéralogique (quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, muscovite, cordiérite, sillimanite et grenat) et chimique suggèrent une origine paradérivée pour ces faciès. Ces roches ne montrent cependant que la paragenèse correspondant à la migmatisation.

Bien que l'âge de la migmatisation ne soit pas établi avec certitude, par analogie avec le Limousin, on peut estimer qu'il est dévonien inférieur à moyen (Duthou, 1977 ; Pin et Peucat, 1986).

D'après les observations réalisées sur les cartes voisines Saint-Sulpice-les-Feuilles et Argenton-sur-Creuse, on pourrait penser que la position actuelle des migmatites, en lambeaux plus ou moins isolés, serait liée à la fracturation d'une lame migmatitique qui recouvrait la région. Cette lame aurait été tronçonnée par une succession d'accidents à rejet vertical orientés ENE-WSW.

## *FORMATIONS MAGMATIQUES*

L'antiforme du Plateau d'Aigurande est jalonnée en son cœur par un ensemble de leucogranites et de granites à deux micas. Il s'agit des 7 massifs principaux, d'Ouest en Est : de Saint-Sulpice-les-Feuilles, Saint-Benoît-du-Sault, Crozant, Orsennes, Méasnes, Crevant et Vesdun et du petit massif des Feuilletts et de quelques autres pointements isolés (cf. fig. 1).

Sur la feuille Bélâbre, un seul de ces massifs est représenté. Il s'agit du granite de Saint-Benoît-du-Sault qui affleure exclusivement, dans le périmètre de la feuille, sur la rive droite du Portefeuille en contrebas du centre-ville de Saint-Benoît-du-Sault.

Il ne montre pas d'auréole de métamorphisme de contact, contrairement aux leucogranites de la feuille Argenton (Orsennes et Méasnes) qui présentent une légère auréole. Il ne semble pas non plus présenter de structures particulières (une réserve toutefois peut être émise car les conditions d'affleurement en ville de Saint-Benoît sont médiocres) alors que les leucogra-

nites de la feuille Argenton-sur-Creuse présentent une orthogneissification particulièrement visible dans leur partie sommitale (schistosité d'écrasement et de laminage). Il contient toutefois quelques filonnets pegmatitiques tardifs, diffus et discontinus.

Ce granite n'a pas fait l'objet de datation radiométrique à ce jour. Il peut toutefois être comparé aux granites de Crevant et de Crozant datés aux alentours de 312 Ma (Petitpierre et Duthou, 1980 ; Rolin, Duthou et Quenardel, 1982).

## *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES*

### **Dépôts jurassiques**

#### **Grands cycles sédimentaires de la bordure méridionale du Bassin parisien**

Les premiers dépôts du Mésozoïque sont représentés par des sédiments détritiques fluviaux comblant des vallées incisées dans le socle cristallin du Massif central. Ils évoluent vers des dépôts de plaine d'inondation deltaïque côtière. Ce premier ensemble sédimentaire, daté de l'Hettangien moyen à supérieur, a été localement protégé sous les transgressions du Sinémurien et du Pliensbachien dans des demi-grabens orientés N45°. Le cycle de l'Hettangien moyen à supérieur est bien conservé sur toute la bordure septentrionale du Massif central, avec des sédiments deltaïques à marins à partir de la région de La Châtre.

Les premiers dépôts du Sinémurien sont formés de calcaires et de marnes fossilifères de milieu marin côtier datés de la zone à Obtusum, dans la coupe de Bazaiges (feuille Argenton-sur-Creuse). Sur la feuille Bélâbre, ce sont des grès calcaires associés à des marnes de milieu protégé vraisemblablement de baie estuarienne. À l'Ouest de la coupe d'Abloux, ce cycle sédimentaire n'est plus été reconnu, mais sur les coupes de Bazaiges et d'Abloux, au-dessus d'une belle discontinuité, des marnes et des calcaires argileux à oolites ferrugineuses, très fossilifères, ont été datés de la zone à Raricostatum. Ces dépôts demeurent en milieu côtier. Dans la coupe de Chambord, ce cycle sédimentaire n'est plus représenté que par des dolomies et des marnes vertes littorales, qui disparaissent rapidement vers l'Ouest.

Le Pliensbachien débute par des calcaires marins argileux à oolites ferrugineuses, datés de la zone à Davoei ; ils deviennent grés-dolomitiques et transgressifs sur l'Hettangien dans la coupe « L » de Dunet. À l'Ouest de cette coupe, ce cycle n'a pas été reconnu. Des sédiments de ce cycle sont à nouveau reconnus à l'Ouest sur la feuille Montmorillon.

Dans la région où les dépôts de la zone à Davoei n'existent pas, les premiers dépôts du Pliensbachien, transgressifs sur le socle cristallin, sont attribués à la zone à Margaritatus, par corrélation avec les calcaires sableux et argileux tant à l'Ouest (feuille Montmorillon) qu'à l'Est dans la coupe de Dunet. La partie supérieure de ce cycle, datée de la zone à Spinatum, est formée de calcaires cristallins, localement à bélemnites, de milieu marin ouvert. Le sommet de ces calcaires est raviné et perforé par des organismes marins littoraux.

Le Toarcien présente un premier cycle qui débute localement par des calcaires à oolites ferrugineuses de la zone à Serpentinum dans la coupe de Sacierges. Mais les dépôts les plus progradants de ce cycle appartiennent à la zone à Bifrons et transgressent directement sur le socle cristallin (feuilles Saint-Sulpice-les-Feuilles et Montmorillon). Dans toutes les coupes, le maximum de la transgression est souligné par un niveau plus ou moins condensé de la zone à Bifrons. Au-dessus d'une discontinuité, accompagnée localement de galets perforés, une masse d'argiles et de marnes noires contient deux niveaux condensés datés respectivement de la zone à Thouarcense et de la zone à Pseudoradosa, témoignant très probablement de maximums de transgression en domaine circalittoral.

Le sommet de cet ensemble est encore daté de la zone à Aalensis dans le quart nord-est de la feuille Montmorillon ; il passe verticalement à une alternance de marnes et de calcaires argileux de la zone à Opalinum, couronnée de calcaires dolomitiques parfois à géodes de calcites qui achèvent un cycle. Le milieu de dépôt est redevenu moins profond et restreint.

Le passage de la sédimentation argileuse du Toarcien à la sédimentation carbonatée du Dogger, correspond à un événement majeur du Mésozoïque. Depuis au moins la zone à Bifrons et jusqu'à la zone à Thouarcense, la sédimentation argileuse domine largement, à l'exception des faciès transgressifs souvent sous faciès de condensation.

Si localement la zone à Pseudoradosa débute encore par des marnes noires, elle s'achève par des calcaires argileux à gryphées de milieu infralittoral, prémices des futures plates-formes carbonatées du Dogger (Vallée de la Vienne, Vallée du Cher, forage de Couy).

La zone à Aalensis et l'extrême base de la zone à Opalinum renferment de nouveau des marnes qui très vite évoluent vers des calcaires argileux à huîtres et gryphées, puis à de véritables calcaires bioclastiques toujours de milieu infralittoral (Calcaires à *Homeorhynchia cynocephala* de la Vallée de la Vienne, calcaires de Dejointes inférieurs dans le Cher).

Aux confins du Berry et du Poitou, cette sédimentation carbonatée qui s'installe pendant la zone Opalinum n'est qu'exceptionnellement interrompue au cours du Dogger, à l'occasion de grande transgression (Marnes à *Chypeus*, de la Vallée de la Creuse) ou d'émersion temporaire (marnes laguno-lacustres à lignites du Bathonien).

Au-dessus des calcaires de la base de l'Aalénien, entre deux discontinuités bien marquées, des calcaires bioclastiques forment un cycle daté de la sous-zone à Murchisonae dans les vallées de la Creuse et de la Gartempe. Au-dessus, des calcaires à silex appartiennent à un autre cycle bien individualisé, daté de la sous-zone à Bradfordensis, dans ces mêmes vallées. Cependant, dans la vallée de la Gartempe, la série est plus complète, possédant à sa partie supérieure des dolomies de la sous-zone à Gigantea. La lacune régionale des zones à Concavum et à Discites est matérialisée par une belle discontinuité taraudée par des lithophages, dans la vallée de la Creuse.

Au-dessus, le Bajocien débute par des calcaires marins fins de milieu infralittoral protégé à silex de la zone à Laeviuscula (sous-zone à Ovalis et à Laeviuscula), et se poursuit par des calcaires de plus forte énergie à entroques puis localement par des calcaires pseudo-oolitiques conservés sous une surface d'altération.

Au-dessus, des brèches à rosettes de calcite fibroradiée témoignent d'une ancienne sédimentation évaporitique. Cette sédimentation constitue un événement majeur de l'histoire du Bajocien moyen à supérieur puisqu'on la retrouve également dans le Bassin d'Aquitaine.

Le Bathonien représenté essentiellement par des calcaires marins de milieu infralittoral supérieur, oolitiques et parfois à polypiers, renferment au moins quatre cycles sédimentaires localement identifiables dans les grandes coupes des vallées de la Creuse et de la Gartempe. Sur la feuille Bélâbre, les coupes nombreuses mais discontinues ne permettent pas une analyse détaillée et complète du Bathonien, bien que représenté dans sa totalité et daté seulement par les brachiopodes et les foraminifères benthiques.

### **Déformations syngénétiques**

Les observations effectuées lors du lever de la feuille de Bélâbre ont permis de mettre en évidence des indices de déformations syngénétiques et précoces affectant la série mésozoïque. Ces indices, révélés par la cartographie ou visibles sur le terrain, concernent plus spécialement trois grandes périodes : le Lias inférieur, le Bajocien et le Bathonien.

## Déformations du Lias

Les dépôts détritiques du premier cycle sédimentaire liasique (Hettangien moyen à supérieur) sont conservés dans des demi-grabens, orientés N20-30° à N45°, affectant le socle cristallophyllien. Ce dispositif en horst et grabens a été mis en évidence dans le Sud et le Sud-Est de la feuille grâce à des arguments cartographiques.

Les failles de Saint-Civran – Chénier orientées N45 abaissent deux compartiments de socle dans lesquels la série détritique infra-liasique s'accumule, alors qu'au Sud, entre La Bitte et La Grange-Dauphin, un horst de même direction montre une série détritique réduite. Au Sud-Est de ce horst, la série détritique s'épaissit de nouveau. La faille de direction N140°, entre Le Joux et Nougerette pourrait bien avoir fonctionné, en même temps.

Au Sud-Est de Lignac, un dispositif analogue de horst et graben est visible. Il s'organise là plutôt sur une direction N20-30°. Ces dernières directions de fracturation sont aussi celles mises en évidence à Chaillac, à quelques kilomètres plus au Sud, sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles. D'après Ziserman (1980) elles ont non seulement conditionné les accumulations détritiques mais elles ont également drainé les fluides hydrothermaux minéralisants du Bassin de Chaillac. D'après Freydet et *al.* (1986) les failles de direction N20° à N45° auraient d'ailleurs déjà contrôlé et limité vers l'Ouest la répartition des dépôts triasiques, comme par exemple la faille de Cluis, entre la Châtre et Argenton (Ziserman, 1980). À l'Ouest, Mourier et Gabilly décrivent une étroite dépression qui s'allonge de Civray à Civaux suivant une direction N45°. Cette dépression, mise en place dès l'Hettangien, préfigure le détroit du Poitou entre le bassin d'Aquitaine et le Bassin parisien (Lorenz, 1985). D'après Lerouge et Quenardel (1985), ces déformations NE-SW et NW-SE s'inscrivent dans un régime de distension régionale NE-SW.

## Déformations du Bajocien

Après une période de calme tectonique relatif (Freydet et *al.*, 1986) pendant le Lias moyen supérieur les déformations semblent se réactiver au Dogger et en particulier pendant le Bajocien (Lorenz et Pomerol, 1985).

Sur la feuille Bélâbre, les indices de tectoniques synsédimentaires sont plutôt maigres. Il s'agit de plusieurs failles métriques présentant des déformations d'allure précoce affectant un sédiment non encore complètement lithifié. Elles sont visibles dans les falaises de la Roche-Chevreux sur les directions N30-40° et N100-110° et à Nesmes sur la direction N140°.

Des déformations synsédimentaires beaucoup plus spectaculaires ont aussi été décrites dans l'ancienne carrière du Bridonnet, près d'Argenton-

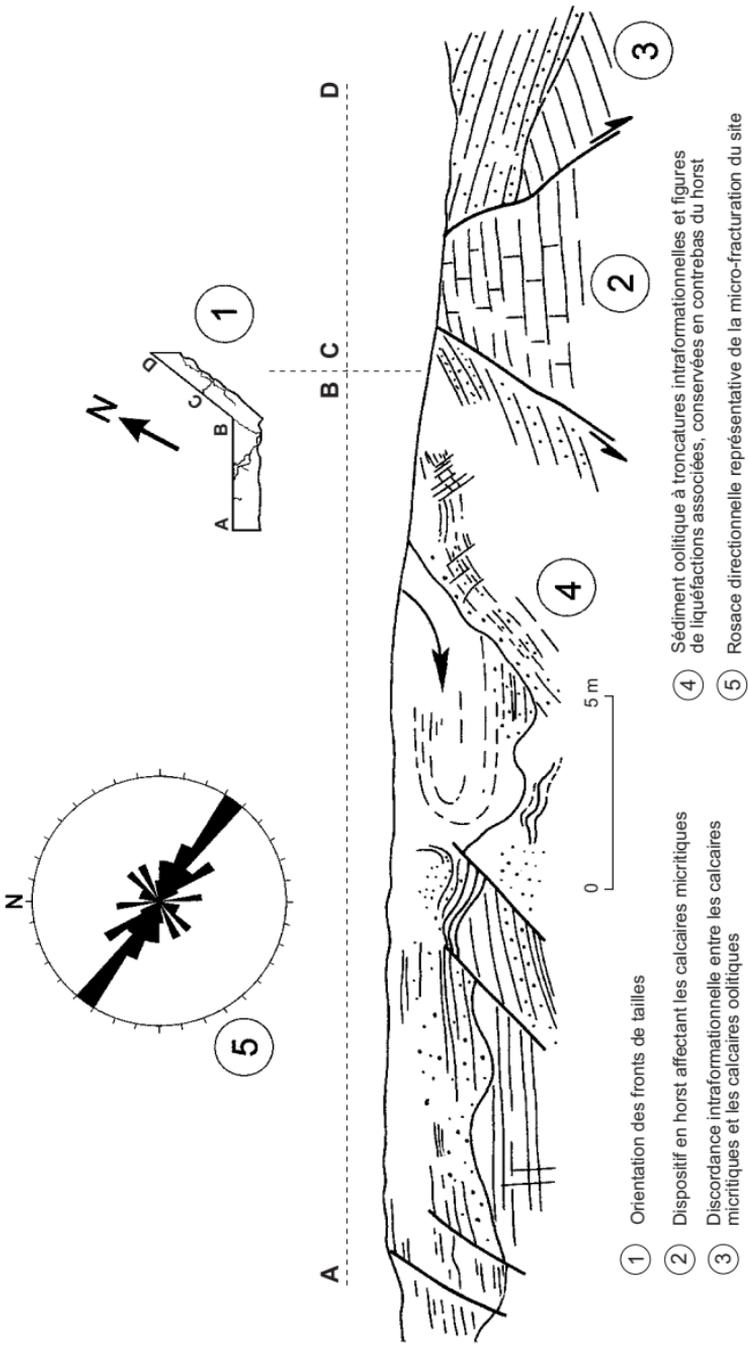


Fig. 5 - Coupe de l'Ouliche : déformations tectoniques synsédimentaires du Bathonien de l'ancienne carrière

sur-Creuse, sur la rive est du vallon du Riau-de-Socco (Lorenz et Lorenz, 1983 ; Lorenz et Pomerol, 1985). Il s'agit d'une structure antiforme hectométrique orientée N110-120° mise en place pendant le Bajocien à l'aplomb d'un système de blocs basculés légèrement pentés vers le Nord. Les points hauts générés par la structure ont permis le dépôt d'évaporites et les points bas ont accumulé du matériel glissé non consolidé, donnant naissance à des brèches intraformationnelles. Des dykes neptuniens et des filons sédimentaires orientés N120° sont associés à la structures antiforme. Ces déformations ont été interprétées comme le rejeu d'un accident de socle de direction sud-armoricaine. Cet événement tectono-sédimentaire a aussi été reconnu sur la feuille Bêlâbre dans le Bajocien moyen supérieur (j2) qui montre un niveau discontinu à rosettes de calcite fibro-radiée passant à des brèches intra-formationnelles du même type que celui décrit par Arbey et Lorenz (1986).

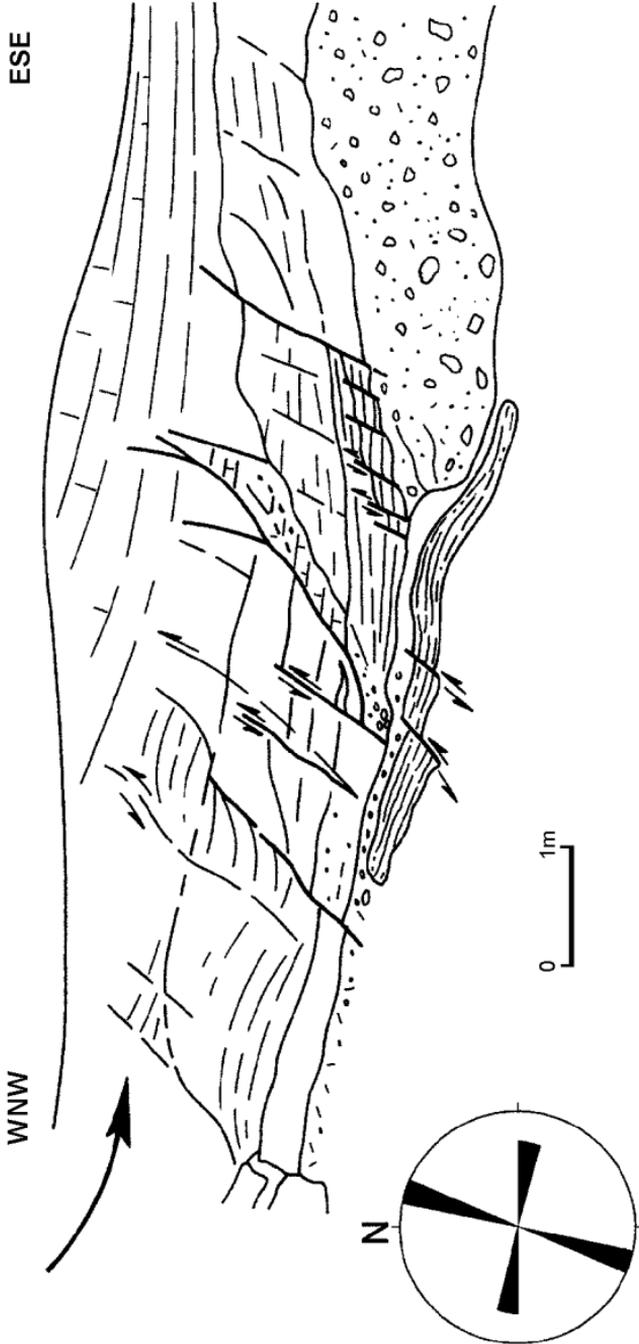
Pour Lerouge et Quenardel (1985) ces déformations s'inscrivent dans un régime régional distensif orienté NW-SE.

### **Déformations du Bathonien**

Plusieurs indices de déformation synsédimentaire ont été mis en évidence dans le Bathonien de la feuille Bêlâbre. Les deux sites les plus spectaculaires à ce sujet sont les sites de l'ancienne carrière d'Oulches ( $x = 520\ 900$  ;  $y = 179\ 100$ ) et du Moulin du Rochat ( $x = 506\ 250$  ;  $y = 175\ 850$ ). Les terrains affectés sont respectivement situés au sommet du Bathonien inférieur moyen (j3) et à la base du Bathonien moyen supérieur (j3C).

À Oulches, il s'agit d'un dispositif de horsts plurimétriques bordé par deux failles de direction N120°. De part et d'autre de ce horst, le sédiment oolitique est déstabilisé montrant des surfaces de glissement (troncatures intra-formationnelles), des discordances en éventail et des flexures accompagnées de petites failles de croissance scellées en position d'extrados. Le sédiment est boudiné et plissé ; il présente l'aspect d'un dépôt déstabilisé en cours de lithification (fig. 5). Les mesures de micro-fracturations effectuées montrent la prédominance des failles normales synsédimentaires et précoces orientées N120-150° et, dans une moindre mesure, des failles N50-60°. Cette déformation évoque un régime distensif orienté NE-SW.

Au Moulin du Rochat, les calcaires oolitiques du Bathonien moyen supérieur sont affectés par un glissement en masse de sédiments non complètement lithifiés. Il s'agit de calcaire oolitique et de calcaire fin ondulant montrant des figures d'échappement de fluides (fig. 6). Un faisceau de failles synsédimentaires orienté N20 et situé à l'amont du glissement pourrait être à l'origine de la déstabilisation. Les mesures effectuées sur les bancs glissés montrent un écoulement orienté vers l'ESE.



**Fig. 6 - Coupe du Moulin du Rochat : glissement en masse synsédimentaire au sein des calcaires du Bathonien moyen-supérieur.** Le matériel impliqué dans le glissement est bréchéifié. Il s'agit de calcaires oolitiques et micritiques intercalés. Au-dessus, les calcaires micritiques montrent des figures d'échappement de fluides et des failles normales cachetées. La rosace directionnelle illustre les deux grandes directions de fracturation.

Par ailleurs, au niveau du Moulin du Rochat, l'Anglin apparaît comme un trait paléogéographique majeur orienté N120-140°. En effet, une variation brutale de faciès apparaît entre la rive droite, avec des faciès de tendance sub-émergente de haut fond, et la rive gauche, avec des dépôts subsidents de mer plus ouverte (milieu infralittoral). Cette direction N120-140°, dans l'axe de la rivière actuelle, a sans doute guidé la sédimentation dans ce secteur de la carte. Elle correspond probablement à une limite de bloc profond.

D'autres déformations synsédimentaires ont également été inventoriées un peu plus à l'Ouest, en limite de carte, sur la rive droite du Corcheron à La Folle-Entreprise (x = 503 200 ; y = 170 700) et dans une ancienne carrière du Moulin du Pont, sur la rive droite de la Benaize (feuille La Trimouille). Dans les deux cas la déformation qui affecte les calcaires du Bathonien moyen supérieur est de direction N160°. Il s'agit de failles normales associées à des glissements en masse de matériel sédimentaire non consolidé et contourné (slumps). Les écoulements sont orientés vers l'ENE à La Folle-Entreprise et vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest au Moulin du Pont (Bourcier, 1996).

Ces déformations, exprimées par des failles à composante normale dominante sur les directions NW-SE, WNW-ESE et NE-SW et les glissements gravitaires sous-marins associés, pourraient s'inscrire dans un régime de distension régionale plutôt orientée NE-SW.

### **Lacune du Malm et du Crétacé inférieur**

Après la sédimentation marine, plutôt littorale et carbonatée du Malm (non présent sur cette carte), la mer se retire de la région à la fin du Kimméridgien inférieur. La plate-forme carbonatée jurassique se trouve ainsi émergée et livrée à l'action des agents atmosphériques. Une longue période d'altération, de karstification et d'érosion débute et se poursuit pendant tout le Crétacé inférieur. La mer qui transgresse à l'époque sur le Bassin parisien par le Sud (seuil morvano-vosgien), ne semble pas franchir la longitude de Bourges laissant cette bordure de la Marche en domaine continental.

### **Transgression cénomaniennne**

La mer transgresse sur la région au Cénomanienn. Il s'agit d'une mer peu profonde qui laissera que peu de sédiments, essentiellement côtiers, sableux et argileux. Les dépôts contemporains de cette période sont bien connus au Nord de la feuille Bêlâbre (Le Blanc, Saint-Gaultier) mais ils n'ont pas été clairement mis en évidence sur cette feuille, même si quelques témoins résiduels, non datés, découverts par sondage pourraient bien laisser présumer de la présence de Cénomanienn sous les épandages tertiaires.

### **Dépôts du Turonien – Sénonien**

Comme pour le Cénomaniens, aucun dépôt daté de cette période n'a été reconnu sur la feuille Bêlâbre. Le Turonien est pourtant connu, un peu plus au Nord (Nord de la Feuille Le Blanc et Saint-Gaultier), respectivement à l'affleurement et en sondage sous le Tertiaire de Brenne. Il s'agit essentiellement du faciès de la craie micacée du Turonien (tuffeau blanc). Compte tenu de la présence de ce faciès de mer ouverte, plutôt profond (circalittoral), à quelques dizaines de kilomètres au Nord de la carte, il est légitime de penser que la mer recouvrait la région à cette époque. Il en va vraisemblablement de même pour le Sénonien dont la limite transgressive est connue pour dépasser celle du Turonien vers le Sud. Quelques témoins résiduels de Sénonien ont d'ailleurs été repérés sur la feuille Le Blanc. Il s'agit d'argiles résiduelles à spongiaires silicifiés conservées sous le Tertiaire. Sur la feuille Saint-Gaultier, ces mêmes spongiaires sont fréquents dans le Tertiaire de la région de Douadic. Compte tenu de la présence de ces faciès à spongiaires de milieu relativement profond (circalittoral inférieur) il est certain que la région a aussi été occupée par la mer sénonienne.

### **Lacune du Crétacé supérieur – Paléocène**

Il est difficile d'évaluer à quel moment la mer sénonienne a quitté la région, mais ce qui est certain, c'est que les dépôts turoniens et sénoniens émergés ont fait l'objet d'un décapage rapide. Cette intense érosion est sans doute en relation avec les mouvements tectoniques de surrection et de flexuration connus dans le Bassin parisien à la fin du Crétacé. Ce décapage a eu pour conséquence de mettre une nouvelle fois à nu la plate-forme carbonatée jurassique qui sera de nouveau soumise aux agents atmosphériques. L'altération, la karstification et l'érosion redeviennent les éléments majeurs de la dynamique sédimentaire ou l'ablation prévaut sur la sédimentation. Cette logique d'altération en milieu chaud et humide se développe de la fin du Crétacé au Paléocène et peut-être même, dans certains secteurs restés en relief, pendant une partie de l'Éocène.

### **Dépôts de la Formation tertiaire de Brenne**

Cette formation continentale forme une auréole presque continue sur le pourtour nord du Massif central. Elle est discordante sur les terrains jurassiques, crétacés voire Paléocène–Éocène inférieur (?) qu'elle recouvre d'une manière presque continue. Les dépôts, décrits en détail par Vatan (1948), Steinberg (1970) et Rasplus (1978), correspondent à une série d'épandages de sédiments détritiques venus du Massif central. Ils s'accumulent dans des dépressions endoréiques, des cuvettes de piémont fluvio-lacustres, comme

celle de la Brenne, orientée WSW-ENE (Donadieu, 1976) dont l'origine tectonique a déjà été évoquée (Godard *et al.*, 1994).

### **Dynamique des dépôts et paléoenvironnements**

La mise en place de la Formation de Brenne s'est effectuée en trois étapes distinctes :

– la première étape (Paléocène ? et Éocène inférieur à moyen) intervient sur un relief contrasté, avec un substratum mésozoïque incisé par des vallées séparées par des points hauts. J.-P. Donadieu (1976) propose une restitution de ce paléo-paysage de la cuvette de la Brenne, tout à fait significative de ces anomalies de relief. Pour cet auteur les dénivelés sont le résultat du creusement des vallées. Nous verrons dans le paragraphe suivant que les dépressions et les reliefs sont calqués sur un canevas structural organisé et que leur origine est en grande partie tectonique.

À cette époque, il se développe sur le Massif central et sur les points hauts de la plate-forme mésozoïque, une puissante couverture altéritique. Une partie de ces altérites reste en place sur les points hauts alors qu'une autre partie de ces produits d'altération se trouvera déplacée vers les points bas. Ils sont alors mélangés aux sédiments détritiques du début de l'étape suivante.

– La seconde étape (Éocène supérieur à Oligocène basal) est marquée par une sédimentation détritique, argilo-sableuse. Le colluvionnement des altérites issues des points haut et les fleuves issus du Massif central drainent des alluvions en direction de la cuvette de la Brenne située au Nord-Est. Les dépressions piègent ces sédiments d'abord globalement argileux, puis sablo-argileux et sableux. Il s'agit de sédiments d'origine fluviale piégés dans de larges dépressions à tendance semi-endoréique. En effet, il serait difficile d'expliquer de telles accumulations d'argiles massives sans envisager le maintien d'une tranche d'eau temporaire permettant le déplacement et la stabilisation de des débâcles boueuses (coulées de boues). Des périodes de crue, à sédimentation argileuse sous-aquatique, devaient alterner avec des périodes d'assèchement relatif, permettant la reprise d'un réseau fluviale plus classique de type réseau en tresse. Les corps sableux chenalisés correspondent à ce dernier type de mise en place.

Cette sédimentation argilo-sableuse est venue progressivement combler les irrégularités du relief, même si une certaine subsidence des dépressions durant l'Éocène supérieur n'est pas à exclure.

Les points haut montrant une couverture altéritique importante n'ont été recouverts par les sédiments argilo-sableux qu'en fin d'épisode. Dans ce cas, les altérites ont poursuivi leur mise en place pendant le dépôt des premiers sédiments terrigènes.

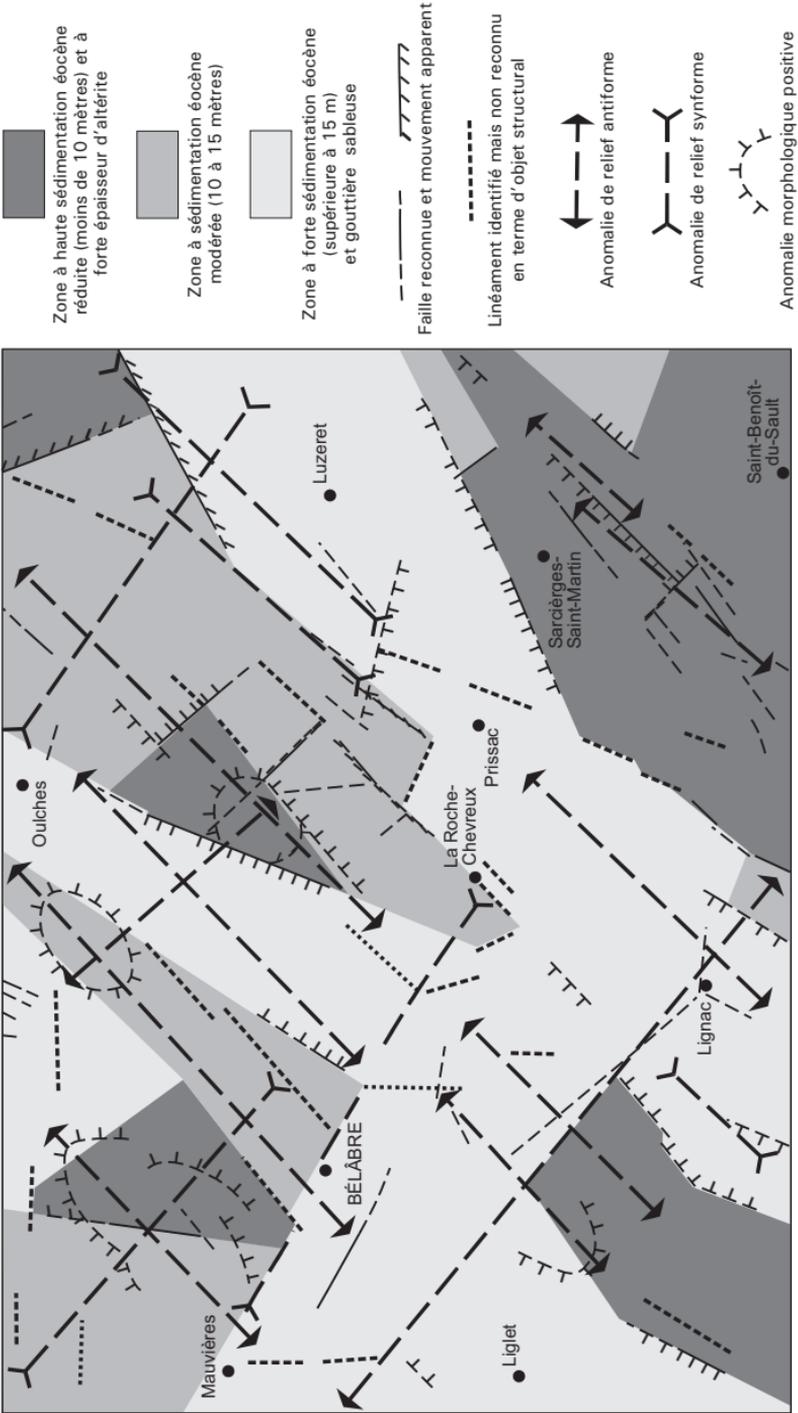


Fig. 7 - Canevas morphostructural de la feuille Belabre organisé en horsts et grabens

– La dernière étape (Ludien à Rupélien) est toujours détritique mais essentiellement sableuse. Elle voit la mise en place de corps conglomératiques lenticulaires chenalisés. La sédimentation est alors franchement fluviale, de type réseau en tresse, et souvent de régime torrentiel. Sur ces épandages détritiques se développent des sols à concentration d'oxydes de fer. Ces cuirasses qui chapeautent régulièrement les buttes de Brenne sont, sur la feuille Bêlâbre, beaucoup moins marquées qu'en Brenne. Les sables appartenant à cet épisode sont, par contre, très souvent grésifiés.

En Brenne, les dépôts fluviaux de ce dernier épisode sont parfois accompagnés ou suivis d'un régime lacustre d'âge oligocène inférieur.

### **Une sédimentation guidée par la tectonique**

Il est classiquement admis que les dépôts de la Formation de Brenne soient progressivement venus combler une vaste cuvette, pentée vers le Nord, à l'emplacement de la Brenne et de la Petite Brenne. Les sondages de reconnaissance du CEA en Brenne, mais aussi les sondages conservés à la Banque du sous-sol du BRGM (BSS), montrent toutefois des variations importantes d'épaisseur de dépôt et de faciès dans cette cuvette. Ces variations sont jusque-là interprétées comme le résultat du comblement progressif d'un réseau fluviale, à vallées profondes, creusées durant l'Éocène (Donadieu, 1976).

D'autres anomalies, encore plus brutales et ponctuelles, ont aussi été rencontrées en Brenne. La Formation de Brenne montre alors parfois une épaisseur de plus de 100 m, incompatible avec l'altitude régionale du toit du Mésozoïque. Ces anomalies d'épaisseur de la Formation de Brenne (essentiellement des sables) au cœur des carbonates jurassiques sont, dans ce cas, interprétées en terme de comblement de dépressions karstiques de type gouffre.

Sur la feuille Bêlâbre, les données de terrain et les sondages existants n'étant pas suffisants pour cartographier en détail la Formation de Brenne, nous avons été amenés à réaliser 45 nouveaux sondages de reconnaissance. Cette abondance de données a permis de mieux comprendre la géométrie des corps sédimentaires et les passages latéraux de faciès entre les corps. Elle a aussi surtout permis de comprendre que les variations d'épaisseur de dépôt reconnues dans la Formation de Brenne n'étaient pas inorganisées et aléatoires. Au contraire, elles se sont révélées calquées sur le canevas structural de la carte, organisé en horsts et grabens (fig. 7).

Les variations brutales, tant en terme de faciès (sable-argile) qu'en terme d'épaisseur sont réalisées au passage des accidents qui affectent le substratum jurassique.

Ainsi, les failles de direction NE-SW et NW-SE délimitent des blocs hauts sur lesquels se développent une épaisse couche altéritique à pisolites de fer (7 m). La série argileuse et sableuse est alors réduite (< à 10 m).

Dans les compartiments effondrés, les altérites sont absentes, réduites ou déplacées, et mélangées aux sédiments terrigènes. Le remplissage, alors essentiellement argileux ou sableux, est épais de 25 m en moyenne.

Même si certaines anomalies d'épaisseur, liées à des remplissages de karsts, ne sont pas totalement à exclure localement ; il apparaît clairement que la sédimentation tertiaire de la Petite-Brenne s'est mise en place sur un substratum contrasté avec des reliefs et des dépressions organisés suivant le réseau de faille régional NE-SW et NW-SE de la bordure de la Marche.

Les principales déformations du relief, en horsts et grabens, sont à peine antérieures au dépôt de la Formation de Brenne. Elles sont probablement paléocènes ou Éocène inférieur. Une légère poursuite de la déformation n'est toutefois pas à exclure à en juger par le maintien des gouttières où transitent les matériaux grossiers (sables et conglomérats) pendant tout le dépôt. Le fonctionnement de dépôts-centres argileux et le piégeage de corps sableux en contrebas des failles sont également des indices favorables au maintien d'un contrôle structural actif pendant la sédimentation de la Formation de Brenne.

### *ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE*

Le schéma structural et la coupe géologique permettent de situer les grands ensembles structuraux présents sur la carte Bélâbre. Ce chapitre présente les grands traits de la déformation régionale et plus spécialement les caractères structuraux des roches métamorphiques (schistosités, plis, linéations, foliations), les déformations cassantes du socle et les relations entre la déformation et le métamorphisme. Les principales déformations cassantes de la couverture sédimentaire sont ensuite précisées.

#### **Caractères structuraux du substratum cristallophyllien et magmatique**

Sur la feuille Bélâbre, le substratum cristallophyllien est très réduit et les observations sont limitées à de rares affleurements. Le lecteur intéressé par le détail des caractères structuraux de l'empilement des nappes de socle trouvera dans la notice récente de la feuille Argenton-sur-Creuse (n° 593), le plus grand détail sur les cinq schistosités différentes du bâti.

Les points utiles à la compréhension des caractères structuraux intéressant la carte Bélâbre peuvent néanmoins être ici résumés :

– les trois unités sommitales d'Éguzon, Dun–Gargillesse et du Pin–Frûlon–Chenier, montrent une foliation composite principale (S1). Cette foliation est acquise au Dévonien moyen et supérieur lors du fonctionnement en régime ductile des chevauchements de Dun–Gargillesse et des migmatites. Elle s'inscrit en conditions syn- à tardi-métamorphes du métamorphisme de faciès amphibolite (barrowien) qui a affecté ces séries. Cette foliation plate et parallèle aux limites lithologiques, est sensiblement orientée NE-SW et les chevauchements sont sensiblement parallèles à cette structure.

– La foliation composite (S1) porte des stries orientées N50°. Elles sont associées à une linéation (L1) impliquée dans la déformation dont la cinématique (déduite des structures) évoque un déplacement du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

– De nombreux plis (P2a, P2b et P3) reprennent postérieurement ces unités ce qui entraîne une grande dispersion dans l'orientation des surfaces de la foliation principale.

– À ces trois familles de plis sont localement associées trois schistosités de fractures. Leur plan axial est plus ou moins incliné par rapport à celui de la schistosité principale. Ces schistosités de fracture sont particulièrement bien développées dans l'unité d'Éguzon, elles sont très rares dans l'unité migmatitique du Pin–Frûlon–Chenier.

– La base du bâti métamorphique (unité de Fougère–Culan) et les massifs granitiques (granite de Saint-Benoît-du-Sault) sont affectés par le jeu westphalien du chevauchement de Chambon. Il en résulte une schistosité principale mylonitique (Snc) qui domine tous les faciès. Cette schistosité (plan C), sub-horizontale, à léger pendage vers le Nord-Ouest est associée à une foliation blastomylonitique (Sns, Plan S), plus fine et plus discrète, sub-horizontale, à plans sigmoïdes et légèrement pentée vers le Sud-Est. Dans les formations métamorphiques la foliation principale est reprise par quelques rares plis syn-schisteux (Pn) et post-schisteux (Pn + 1), orientés N40° à N50°. Ces deux structures planes (Snc et Sns) correspondent aux plans C et S liés à la tectonique tangentielle induite par le fonctionnement du chevauchement de Chambon. Elles sont toutes deux synmétamorphes de la paragenèse « Schistes verts ».

– La schistosité principale (Snc) porte une linéation d'alignement et d'étiement de minéraux (Ln) orientée N130° qui concerne les minéraux de la paragenèse principale. La cinématique associée à cette déformation indique un mouvement du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Cette linéation associée au chevauchement de Chambon est aussi présente (L2 = Ln) dans les faciès de base de l'unité d'Éguzon, juste au-dessus de cet accident. Là, elle est portée par la foliation principale (S1) et associée à la phase de rétro-morphose

tardive à muscovite. Les deux linéations L1 et L2 n'ont cependant jamais été observées, dans les faciès de cette unité, sur le même plan de schistosité.

Toutes ces observations laissent à penser qu'une première déformation (Dévonien supérieur à moyen) a marquée les trois unités superficielles et qu'une déformation postérieure, associée au chevauchement de Chambon (Westphalien), a surtout marquée l'unité de base de ce bâti, l'unité de Fougères-Culan, y effaçant vraisemblablement toute structure antérieure.

D'après E. Lasne (1988) les micaschistes de Fougères, qui affleurent sur la carte Châteaumeillant à 1/50 000 située plus à l'Est, montrent la présence simultanée des deux linéations orientées N50° et N130° marquant respectivement la déformation dévonienne et westphalienne. Au vu de ces données, il est légitime de penser que l'unité de Fougères a également été affectée par une première déformation mais qu'elle n'en garde que quelques traces reliques. Cette déformation aurait, par ailleurs, été totalement occultée dans cette unité par la déformation mylonitique westphalienne du chevauchement de Chambon. En tenant compte de cette hypothèse, il est possible d'assimiler l'unité de Fougères-Culan à la semelle mylonitique de l'unité d'Éguzon. Dans ce cas, elle proviendrait d'un décollement au niveau du chevauchement de Chambon qui ne serait alors qu'un cisaillement intra-nappe.

### **Relations entre la déformation et le métamorphisme**

Les relations entre la déformation et le métamorphisme ont été essentiellement établies sur la feuille Argenton-sur-Creuse où le substratum cristallophyllien et magmatique, bien mieux représenté que sur la feuille Bêlâbre, permet d'en retracer l'évolution chronologique.

#### **L'épisode de métamorphisme de haute pression (E1)**

Il s'agit de l'épisode de haute pression de la « période éovarisque » d'âge ordovicien-silurien (Ledru *et al.*, 1989). Les traces plausibles de cet épisode ne sont rencontrées que dans l'unité d'Éguzon avec des lentilles « d'éclotites », plus ou moins bien préservées au sein des amphibolites du complexe leptyno-amphibolitique. Les métasédiments qui encadrent ces basites ne montrent pas de reliques de cette phase de haute pression. Cela pourrait s'expliquer par le fait qu'elles peuvent être effacées ou être simplement moins bien conservées que dans des faciès plus basiques qui résistent mieux à la rétomorphose.

#### **Le métamorphisme dalradien**

Le métamorphisme dalradien de la période médiovarisque (Ledru *et al.*, 1989) correspond à l'épisode de métamorphisme majeur de ce bâti. La

phase paroxysmale (E2, D2 et F1) de ce métamorphisme est bien préservée sous forme de reliques de disthène, dans les unités d'Éguzon et de Dun–Gargillesse. Elle est moins bien exprimée dans l'unité de Fougères–Culan et inexistante dans l'unité des migmatites du Pin–Frûlon–Chénier.

Cette phase à disthène, liée à l'enfouissement des séries, est contemporaine ou à peine antérieure, des premiers mouvements de la tectonique collisionnelle de la période médiovarisque. Mais l'épaississement crustal, conséquence directe des écaillages qui caractérisent ce régime tectonique, entraîne aussitôt un rééquilibrage thermique. Il va porter les séries déjà métamorphisées dans des conditions différentes avec une température plus forte et une pression moins élevée. Ce nouveau stade de métamorphisme se manifeste, dans les séries les moins profondes, par la déstabilisation du disthène, la cristallisation de sillimanite et l'amphibolitisation plus ou moins complète des reliques d'éclogites. Dans les séries les plus profondes, l'anatexie amène en plus des conditions de cristallisation de sillimanite, de cordiérite et de muscovite.

Les chevauchements ductiles du Dévonien moyen (chevauchement de Dun–Gargillesse et des migmatites) sont attribués à cette période collisionnelle médiovarisque mais ils sont vraisemblablement postérieurs à la phase de rééquilibrage thermique. Ils sont, en effet, synchrones de la phase de métamorphisme dalradien à sillimanite (faciès amphibolite) et ont sûrement été favorisés par le régime d'anatexie débutante, associé à ce métamorphisme, responsable des changements de comportement mécanique de la croûte.

Le métamorphisme inverse observé dans le bâti peut s'expliquer par le jeu de ces chevauchements qui auraient porté des séries de matériel profond anatectique (unité de Dun–Gargillesse et unité migmatitique) sur des séries de matériel moins profond hors anatexie (unité d'Éguzon). La fin de cette phase dalradienne de métamorphisme majeur se situe vers 360 Ma. Elle se manifeste, dans les amphibolites de ces séries, par une rétromorphose dans le faciès à épidote.

### **Arrêt de l'enfouissement et réactivation carbonifère**

Après cet épisode tectono-métamorphique majeur, il est vraisemblable que l'enfouissement des séries s'arrête et que le système en raccourcissement ne peut plus évoluer.

Au Carbonifère inférieur, les accidents majeurs (failles de la Marche et de Boussac) qui limitent le plateau d'Aigurande au Sud fonctionnent en jeu ductile dextre orienté E-W (Lerouge et *al.*, 1983, 1985). Ces réajustements semblent apporter une « ouverture » à ce système tectonique. En parallèle, un nouveau rééquilibrage thermique se met en place en profondeur ce qui

va donner lieu à une anatexie crustale. Elle serait à l'origine du magmatisme observé dans les domaines de Guéret (356 Ma), de la Marche et de Boussac qui sont encadrés par les accidents majeurs.

Le Carbonifère inférieur voit aussi la remontée progressive du bâti métamorphique qui tend à se refroidir. Ce refroidissement entraîne une différence sensible dans le climat tectonique régional qui passe d'un régime ductile exclusif à un régime à la limite ductile-fragile, voire même fragile.

### **Dernier épisode métamorphique**

Le dernier épisode métamorphique est namuro-westphalien. Il est postérieur à la remontée progressive du bâti précédemment évoqué et il est à rattacher au fonctionnement du chevauchement de Chambon. Son jeu se situe à la limite des domaines ductile-fragile. Il correspond, au Westphalien, à un réajustement du domaine du plateau d'Aigurande par un fonctionnement en jeu sénestre des failles de Boussac et de la Marche (Choukroune et *al.*, 1983 ; Lerouge et *al.*, 1983 et 1985). À cette époque, ce chevauchement n'a pas la même signification géodynamique que les chevauchements ductiles dévoniens (chevauchement de Dun–Gargilisse et chevauchement des migmatites).

Dans l'unité de Fougères–Culan, cet épisode tectonique induit un métamorphisme en faciès Schistes verts à biotite, muscovite, almandin, albite, épidote (sous-faciès). La cristallisation de ces minéraux est guidée par la déformation induite par le chevauchement de Chambon. Cette paragenèse a, ensuite, subi une rétro-morphose à muscovite et chlorite.

Dans les autres unités, cette phase est marquée localement par une rétro-morphose, plus ou moins marquée, à muscovite et chlorite. La présence de ce dernier minéral est toutefois liée à la proximité des massifs granitiques de mise en place synchrones de cet événement. Cette dernière phase rétro-morphique a pu être effectivement favorisée par la remontée de produits de différenciation magmatiques tardifs au cœur de l'antiforme, favorisant ainsi une plus grande circulation des fluides.

Les massifs granitiques développent dans les séries métamorphiques encaissantes un léger métamorphisme de contact à andalousite et tourmaline, qui n'a toutefois pas été reconnu sur la feuille Bélâbre.

Après la phase tectono-métamorphique westphalienne le bâti de la région ne connaît plus de grands événements. Il ne sera plus modifié que par le jeu des accidents cassants plus tardifs. À échelle régionale, des rejeux tardifs, ductiles et cassants, continuent toutefois de remobiliser les accidents majeurs de la Marche et de Boussac jusqu'au Stéphanien supérieur (Lerouge et *al.*, 1985).

## **Déformation cassante du substratum cristallophyllien et magmatique**

**Les diaclases.** Le socle est affecté par de nombreuses diaclases d'organisation différente en fonction des unités concernées. Les unités de Fougères-Culan et d'Éguzon ont été affectées par la mise en place des massifs granitiques qui aurait entraîné une fracturation organisée en deux familles directionnelles distinctes : N155° et N85-105°.

Dans l'unité d'Éguzon, un autre groupe de fractures a été recensé sur les directions N125-130°, N45-55° et N25°. D'après P. Rolin (1981) elles seraient plus anciennes que les précédentes.

Dans l'unité migmatitique, plusieurs familles directionnelles sont rencontrées. Elles sont orientées N35°, N065°, N100° et N150°.

Le granite de Saint-Benoît-du-Sault est tout aussi diaclasé avec une direction majeure orientée N45°.

**Les failles principales.** La faille majeure affectant le substratum est celle qui met en contact les formations sédimentaires du Bassin parisien avec le rebord du socle cristallophyllien du plateau d'Aigurande. Cette faille représente le prolongement de la faille de Gargilesse, reconnue comme le plus important accident du Nord du Plateau d'Aigurande. Elle limite l'unité migmatitique au Nord-Ouest et affecte la couverture mésozoïque. Il s'agit d'une faille au plan subvertical sensiblement orienté NE-SW. En fait, son tracé n'est pas rectiligne, il varie de N60° à N45°, car il est souvent perturbé par des directions de fractures conjuguées entaillant l'unité migmatitique et en particulier la direction conjuguée N150°. Sur la feuille Bêlâbre, le plan de faille n'est pas visible mais, sur la feuille Argenton-sur-Creuse, il montre une zone de brèches de 60 à 100 m de puissance, avec de nombreux plans de glissements pentés vers le Nord. Cette zone de brèches montre aussi des plans subverticaux à roches pulvérulentes, des zones graphiteuses et elle semble reprendre des structures mylonitiques peu pentées.

Le premier jeu de cette faille, avec l'effondrement du compartiment nord, peut être daté relativement. Il est post-Namuro-Westphalien, car il recoupe le granite de Saint-Benoit-du-Sault, et anté-liasique puisqu'il contrôle l'extension de la transgression. Son jeu est également attesté au Lias pendant lequel il conditionne l'épaisseur de l'enregistrement sédimentaire. Des mouvements plus tardifs de cet accident cassent la couverture mésozoïque. Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, ces derniers rejeux ont même pour conséquence un effondrement du compartiment sud de l'accident en faisant remonter la couverture mésozoïque par rapport au socle.

D'autres failles plus modestes affectent l'unité migmatitique, au Sud de cette faille majeure. À plans sub-verticaux de même direction que l'accident majeur, elles peuvent être considérées comme des failles satellites de la faille de Gargilesse. Il s'agit des failles de La Prune, au Nord de Roussines et de la faille de Le Meslier.

Dans la vallée de l'Anglin, à Le Clueau, une de ces failles satellites de direction N60° casse la couverture mésozoïque et remonte le compartiment nord de la faille.

### **Les déformations cassantes de la couverture sédimentaire**

Les déformations cassantes de la couverture sédimentaire sont particulièrement bien réglées. Trois grandes directions se dégagent nettement du canevas structural (fig. 7), tant au niveau des grandes failles qu'au niveau de la micro-fracturation. Il s'agit des directions : sub-méridienne (N10-N20°) ; NE-SW (N40°-N60°) ; NW-SE ou Sud armoricaine (N110°-N140°).

• **Les structures sub-méridiennes.** Cette direction de fracturation est bien marquée sur la bordure nord du Massif central avec le sillon houiller et ses répliques, mais aussi avec la faille minéralisée de Chaillac (filon du Rossignol), directement située au Sud de la carte Bélâbre (Ziserman, 1980). Elle est également bien marquée sur la bordure sédimentaire du Sud du Bassin parisien avec les failles du fossé de la Loire et l'Anomalie magnétique du bassin de Paris. Elle est aussi bien visible, d'Est en Ouest, avec les failles de Sennely (Lorenz, 1985), de Saint-Amand et de Châteauroux (Lorenz, 1989), les failles de Cluis sur la feuille Argenton-sur-Creuse et les accidents de la Gartempe et de la Vienne (Mourier et Gabilly, 1985 ; Lerouge, 1988).

Sur la feuille Bélâbre, cette direction de fracturation n'est pas dominante, mais elle est bien représentée sur toute la surface de la carte. Il s'agit de failles de deux à trois kilomètres d'extension en moyenne, à plan subvertical, montrant des jeux à composante normale dominante. Ces failles sont particulièrement bien marquées au Sud de la carte, entre les vallées du Corcheron et de l'Allemette. Au centre de la carte Bélâbre, la vallée de l'Anglin montre plusieurs de ces failles. Elles sont également présentes au Nord, affectant la rive gauche de la Creuse. Les plus belles structures ont toutefois été identifiées grâce aux données de forages dans le Tertiaire et à l'étude des photographies aériennes et du modelé du relief. L'une de ces failles, de sept kilomètres de long, limite au Nord-Ouest le horst de La Luzeraize. Son jeu à composante normale fait remonter le Dogger et sa couverture d'altérite tertiaire et le met en contact avec la Formation de Brenne. Le décalage estimé est au moins d'une dizaine de mètres. Une autre faille importante, affectant la formation tertiaire de Brenne, se situe au Nord de

Charneuil. Là, près de L'Étang-Rompu, cette faille à jeu normal dominant met en contact, dans la Formation de Brenne, les argiles avec les sables.

Cette direction de fracturation montre donc des rejeux récents puisqu'elle recoupe tous les terrains sédimentaires de la carte Bélâbre, du Lias à la formation tertiaire de Brenne.

Les jeux au Lias inférieur sont manifestes, puisque cette direction de fracturation est impliquée dans la venue des minéralisations de fluorine du Rossignol (Ziserman, 1980). D'après Lerouge et Quenardel (1985), les failles de direction sub-méridiennes (N10°, N20° et N180°) sont impliquées :

- dans une déformation en distension NW-SE au Lias et au Dogger avec un jeu à composante normale ;
- dans les déformations de raccourcissement pyrénéennes, NE-SW puis N-S, elles sont également sollicitées mais cette fois avec des jeux décrochants dextre et senestre ;
- dans une nouvelle déformation en distension (E-W) pendant l'Oligocène, avec un jeu strictement à composante normale ;
- dans les déformations de raccourcissement E-W puis NW-SE, respectivement au Miocène et au Plio-quatenaire, avec un jeu d'abord en faille inverse puis un jeu décrochant senestre. La micro-fracturation sub-méridienne est assez bien représentée mais, elle n'a à livrer aucun tectoglyphe permettant de préciser les mouvements sur les structures reconnues.

• **Les structures NE-SW.** Cette direction de fracturation est régionalement très présente, tant en macro-structure qu'en micro-structures. Les grandes failles ayant cette direction interrompent le plateau d'Aigurande et marque la limite avec les dépôts sédimentaires mésozoïques du bassin de Paris (Lerouge, 1988 ; cf. paragraphe sur la déformation cassante du socle).

Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, cette direction est prépondérante en limite du socle cristallophyllien ou dans le Lias inférieur. Là, ces failles ont un jeu à composante normale dominante avec un basculement des blocs vers le Nord, montrant un mouvement antithétique. Cette direction de fracturation est également bien développée dans le Poitou avec les failles de Peussot et de Ligugé (Mourier et Gabilly, 1985), le faisceau de failles (N45°) d'Antigny et de Béthines et les failles de Concremiers (N 30-40°) visibles sur la carte voisine La Trimouille. Ces dernières failles pourraient correspondre à des perturbations de surface liées à une structure profonde, orientées N40°, entre Civray, Civaux et Le Blanc, reconnue en géophysique (Mourier et Gabilly, 1985).

Sur la feuille Bélâbre, les failles de direction NE-SW sont les mieux représentées. Dans le Sud-Est de la carte elles limitent, sur plusieurs kilo-

mètres de long, le substratum cristallophyllien et le Lias inférieur effondré en demi-grabens. Elles affectent également le Lias avec des jeux à composante normale dominante montrant des effondrements vers le Nord en demi-grabens. Au centre et au Nord-Est de la carte ces failles affectent indifféremment le Mésozoïque et le Tertiaire. Les failles des Grandes-Brousses et de la Grande-Filouse montrent des compartiments sud effondrés à remplissage tertiaire.

Un jeu syn-éocène de ces failles n'est d'ailleurs pas à exclure (cf. le chapitre : Conditions de formation des entités géologiques).

Cette direction est également présente sur la rive gauche de l'Allemette où les failles affectent la couverture tertiaire. Dans le quart Nord-Ouest de la carte, c'est-à-dire le domaine le plus éloigné du substratum cristallophyllien, cette direction s'estompe puis disparaît vers le Nord.

L'analyse du modelé du relief, d'après les photographies aériennes et le réseau hydrographique intégral, fait apparaître des linéaments et une succession d'anomalies du relief, antiformes et synformes, de direction NE-SW (fig. 7). Ils traduisent probablement des structures profondes inscrites dans le substratum et non exprimées en surface autrement que par le modelé du relief.

D'après G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985), les failles de direction NE-SW auraient un jeu à composante normale dominante pendant tout le Mésozoïque, alors que la direction de distension régionale varie du NW-SE, au Lias et au Dogger, au Nord-Sud au Malm et au Crétacé. À l'Éocène, ces failles sont remobilisées en régime de raccourcissement NE-SW puis Nord-Sud montrant des jeux décrochants sénestres. Le dernier jeu attesté de ces failles serait miocène, contemporain de la phase de raccourcissement alpine orientée E-W. À cette époque, ces accidents seraient remobilisés en décrochement dextre.

• **Les structures sud-armoricaines.** Les failles de cette direction, NW-SE à WNW-ESE sont les plus connues, les mieux matérialisées, à toutes échelles, sur les cartes géologiques et peut-être actuellement les plus sismiques du Sud du Bassin parisien.

Elles prennent naissance, dans le socle, au Sud du Bloc armoricain et se poursuivent dans le Sud du bassin de Paris où elles affectent également la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Au Sud, l'accident de la Marche en représente une expression particulièrement évidente (Lerouge 1984, 1988) qui prolonge le cisaillement sud-armoricain. Au Nord, l'Accident sud du Bassin de Paris en constitue une autre branche, dans le prolongement des failles de Nort-sur-Erdre, de Doué et du Loudenais,

exprimée dans la couverture sédimentaire jurassique par la flexure de Châteauroux (C. et J. Lorenz, 1985). Cet accident, révélé lors du lever des cartes à 1/50 000 Ardentes et Velles par C. et J. Lorenz, représente une des branches nordiques du Cisaillement sud armoricain, entre Ancenis à l'Ouest et le faisceau de faille méridien du Cher. Son jeu est attesté au Dogger lorsqu'il déforme la couverture sédimentaire en flexure antiforme puis, à l'Éocène supérieur lorsque des rejeux réactivent les reliefs. Cet accident marque alors la limite des épandages détritiques de Brenne vers le Nord (Lorenz, 1985).

Les deux accidents, de la Marche et du Sud du bassin de Paris, semblent focaliser l'activité sismique régionale à en juger par la position des épicentres des séismes d'une magnitude supérieure à 3,5 sur leur tracé (C. et J. Lorenz, 1985).

Le dernier grand trait tectonique régional, suivant cette direction, est aussi le plus proche de la feuille Bêlâbre, car il est situé directement au Nord, dans la vallée de la Creuse. Il s'agit de la Faille de Thouars–Mirebeau–Le Blanc (Lerouge, 1988) qui, à l'Ouest, montre une direction N140 et à l'Est, dans la région de Le Blanc, Saint-Gaultier et Argenton, une direction plus proche de E-W, c'est-à-dire la direction du cours de la Creuse. D'après N. Debeglia et S. Debrand-Passard (1980) cet accident est localement interrompu, notamment à Le Blanc, par des failles orientées NE-SW. J. Lorenz (1989) montre qu'il existe un décalage entre l'orientation de l'accident profond (N120-130°) et la Faille de la Creuse entre Le Blanc et Argenton (N90°).

Sur la feuille Bêlâbre cette direction de fracturation NW-SE est présente, mais elle n'est pas aussi bien marquée que sur les feuilles voisines Saint-Gaultier et Le Blanc. Elle s'exprime surtout par la micro-fracturation, en particulier dans les vallées de l'Anglin et de l'Abloux. Les roches mésozoïques de ces vallées montrent en effet un diaclasage important entre N120° et N140°, associées à quelques petites failles métriques, mais sans grandes structures associées. Il s'agit probablement de l'expression en surface d'accidents profonds fonctionnant sans grands rejets verticaux. La vallée de l'Anglin peut, par ailleurs, être considérée comme un trait paléogéographique majeur au Dogger, montrant des variations de faciès de part et d'autre d'un axe orienté NW-SE.

Au Sud de la vallée de l'Anglin, deux failles pluri-kilométriques apparaissent, en partie masquées par la couverture tertiaire qu'elles décalent par endroits. Il s'agit de la faille du Bois du Quart, qui effondre le compartiment Nord, et de la faille de Château-Guillaume qui effondre le compartiment Sud. Ces deux failles ont des jeux à composante normale dominante.

Au Nord de l'Anglin, les deux structures les plus marquées sur cette direction sont deux failles pluri-kilométriques à composante normale dominante. Elles recourent le horst de la forêt de La Luzeraize. Dans la vallée de l'Abloux, d'autres failles de plus faible extension affectent le Lias et la couverture tertiaire.

L'étude du modelé du relief montre une succession d'anomalie antiformes et synformes sur cette direction (fig. 7) probablement de même origine que celles reconnues sur la direction NE-SW.

D'après G. Lerouge et J.M. Quenardel (1985) la direction de fracturation NW-SE à WNW-ESE a connu un jeu à composante normale durant les phases de distension NW-SE et N-S, respectivement au Lias–Dogger et au Malm–Crétacé.

Pendant la phase de raccourcissement N-S de l'Éocène supérieur cette direction de faille aurait été remobilisée avec des failles inverses avant d'être reprise par des décrochements pendant les phases de raccourcissement miocène (décrochement sénestre) et plio-quadernaire (décrochement dextre).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le secteur couvert par la feuille Bêlâbre s'inscrit dans un contexte géodynamique régional de bordure de bassin sédimentaire intra-cratonique stable. Il s'agit de la bordure méridionale du bassin de Paris dont l'histoire sédimentaire, débutée dans le Lias, se poursuit encore aujourd'hui. Le substratum de cette partie du bassin de Paris comprend des roches métamorphiques et des roches plutoniques appartenant au socle cristallophyllien et cristallin. Impliqué dans l'orogénèse hercynienne, ce socle a été déformé, déplacé sous forme de nappes de charriages et traversé par des plutons granitiques. À la fin du Paléozoïque, au Permien, la chaîne de montagne qui résulte de ces déformations est déjà soumise à l'érosion. Pendant le Trias, le massif montagneux sera progressivement érodé puis en partie pénéplané. Les produits d'érosion correspondant à cette période, à cheval entre le Paléozoïque et le Mésozoïque, vont s'accumuler dans des fossés d'effondrements. Il s'agit de dépôts continentaux fluviaux torrentiels. C'est à partir du Lias que débute le véritable remplissage sédimentaire du bassin avec des dépôts marins et continentaux mésozoïques et cénozoïques.

## ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE PALÉOZOÏQUE

Les plus anciennes traces de l'évolution tectono-métamorphique du secteur sont préservées dans les amphibolites de l'unité d'Éguzon. Il s'agit de

l'épisode de haute pression de la période éovarisque, d'âge ordovicien-silurien (Ledru et *al.*, 1989).

La seconde étape de mise en place, de période médiovarisque, correspond aussi à l'épisode métamorphique majeur du bâti. La phase paroxysmale de ce métamorphisme barrowien est surtout préservée dans les faciès à reliques de disthène de l'unité d'Éguzon. Cette phase d'enfouissement des séries serait contemporaine des premiers mouvements de tectonique collisionnelle de la période médio-varisque. Il en résulte un écaillage et un épaissement crustal entraînant un rééquilibrage thermique. Ces mouvements ont pour conséquence de porter des séries déjà métamorphisées dans un contexte de plus forte température mais de moindre pression. Le chevauchement ductile des migmatites est attribué à cette période collisionnelle médiovarisque.

La fin de cette phase de métamorphisme de MP-MT se situe vers 360 Ma. Dès lors, l'enfouissement des séries s'arrête et le système de raccourcissement est bloqué. Au Carbonifère inférieur, les grands accidents du Sud du plateau d'Aigurande connaissent un jeu ductile dextre qui absorbent l'essentiel de la déformation (Lerouge et *al.*, 1983, 1985). En parallèle, un nouveau rééquilibrage thermique se met en place en profondeur provoquant une anatexie crustale responsable du magmatisme observé le long des accidents du Sud du plateau d'Aigurande. Le Carbonifère inférieur connaît également une remontée progressive du bâti métamorphique qui se refroidit entraînant le passage tangible d'un régime de déformations ductiles à un régime de déformation ductile-fragile à fragile.

Le dernier épisode métamorphique est namuro-westphalien. Il est postérieur à la remontée du bâti et il est dû au fonctionnement ductile-fragile du chevauchement de Chambon. Cette phase est marquée essentiellement par une rétromorphose à muscovite et chlorite mais aussi par le développement de massifs granitiques, comme le Massif de Saint-Benoît-du-Sault. Les séries métamorphiques encaissantes connaissent alors un léger métamorphisme de contact.

Après cette phase tectono-métamorphique westphalienne le bâti de la région ne connaît plus d'événement majeur. Il sera localement remobilisé par des rejeux ductiles et cassants, au Stéphanien supérieur (Lerouge et *al.*, 1985) avant d'être progressivement soumis à l'érosion continentale à la fin du Carbonifère, au Permien et au Trias. Aucun produit d'érosion correspondant à cette période n'est connu dans la proche région. Ils semblent par contre bien conservés (plus de 1 000 m), plus au Nord, dans les fossés d'effondrement E-W d'Arpheuilles (feuille Buzançais, n° 543). Ils ont également été reconnus par sondage autour de Boussay sur la feuille de Preuilley-sur-Claise.

## *ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE*

Les premiers dépôts du Mésozoïque sont des sédiments détritiques de milieu fluvial daté de l'Hettangien moyen à supérieur. Ils comblent des dépressions d'origine tectonique (demi-grabens), de direction NE-SW, incisées dans le socle cristallophyllien. Les failles de cette direction ont non seulement guidé la sédimentation de ce premier cycle sédimentaire mais elles ont aussi drainé les fluides hydrothermaux minéralisants du bassin de Chaillac-Dunet (Ziserman, 1980). Ce premier cycle sédimentaire, celé par la transgression du Sinémurien est bien connu sur toute la bordure septentrionale du Massif central.

La mer, située jusque là plus à l'Est dans la région de La Châtre, transgresse sur la région. Les premiers dépôts marins sont sinémuriens : ce sont les grès calcaires de la zone à Raricostatum. Un nouveau cycle marin se développe au Pliensbachien, avec des calcaires oolitiques datés de la zone à Davoei. Le maximum transgressif semble se situer dans la zone à Margaritatus, avec des sédiments carbonatés directement transgressifs sur le socle. La partie supérieure de ce cycle est datée de la zone à Spinatum et s'achève par une surface perforée. Le cycle toarcien débute ensuite par des calcaires à oolites ferrugineuses de la zone à Serpentinum. Le maximum transgressif est marqué par un niveau plus ou moins condensé de la zone à Bifrons en faciès argileux. Le cortège régressif contient les zones à Aalensis et à Opalinum et s'achève par des calcaires dolomitiques. Le passage de la sédimentation argileuse (de la zone à Bifrons à la zone à Thouarcense) à la sédimentation carbonatée du Dogger est un événement marquant du Mésozoïque. Cette sédimentation calcaire ne sera interrompue qu'à l'occasion de la grande transgression des Marnes à Clypeus de la Vallée de la Creuse ou de l'émersion temporaire des Marnes lagunolacustres à lignite du Bathonien.

De l'Aalénien au Kimméridgien, la région connaît plusieurs fluctuations transgressives et régressives, mais le milieu de dépôt demeure de plate-forme interne avec des calcaires bioclastiques et calcaires à silex de l'Aalénien, des calcaires fins à silex, des calcaires à ooïdes, des calcaires à entroques du Bajocien et des calcaires oolitiques parfois à polypiers du Bathonien. Le Bajocien et le Bathonien sont marqués par des événements tectono-sédimentaires de régime distensif, générateurs de bombements anti-formes, de failles à jeux en horsts et grabens et de glissements sous-marins.

Au Nord, sur la feuille Le Blanc, le Callovien et l'Oxfordien inférieur-moyen représentent une lacune de dépôt (Lorenz, 1989). La sédimentation se poursuit ensuite par une épaisse série en milieu de plate-forme interne montrant des calcaires silicifiés, des calcaires fins et des calcaires à coraux de milieu récifal et pérorécifal. Les derniers dépôts jurassiques seraient d'âge kimméridgien inférieur, ils sont carbonatés et de milieu très littoral.

La mer se retire ensuite de la région en direction du Nord du bassin de Paris. La plate-forme carbonatée du Malm se trouve alors émergée et livrée à l'altération pédogénétique, à l'érosion et à la karstification. Ce régime continental se poursuit pendant tout le Crétacé inférieur pendant que dans le Sud-Est du Bassin de Paris une nouvelle mer transgresse le seuil morvano-vosgien. Cette transgression ne semble pas franchir la longitude de Bourges.

Au Crétacé supérieur, la mer recouvre à nouveau la région avec, au Cénomaniens, des dépôts de milieu côtier, puis au Turonien et au Sénonien des dépôts plus profonds de milieu circalittoral. Il est difficile de préciser à quel moment, au cours du Sénonien, la mer quitte la région, mais entre la fin du Crétacé supérieur et le Paléocène cette partie du bassin de Paris connaît une nouvelle phase d'altération et d'érosion continentale. Dans un premier temps, elle entraîne le décapage des dépôts du Crétacé supérieur puis l'incision de la plate-forme carbonatée jurassique. Le modelé du relief est alors guidé par une tectonique cassante, en horsts et grabens de direction NW-SE et NE-SW, qui manifestement conditionne l'implantation du réseau hydrographique paléocène.

A l'Éocène, le régime fluvial s'affirme et les sédiments détritiques issus de l'érosion de la bordure nord du Massif central s'accumulent dans des dépressions endoréiques de piémont, comme la cuvette de Brenne ou de la Petite Brenne. Dans le détail, ces dépressions subsidentes montrent une persistance des anomalies de reliefs en horsts et grabens héritées du Paléocène, mais aussi des rejeux contemporains du dépôt de la Formation de Brenne. La mise en place de cette formation s'effectue en trois étapes :

– la première, d'âge paléocène (?) et éocène inférieur-moyen voit le développement d'une épaisse couverture altéritique. Elle se développe sur le socle cristallin de la bordure du Massif central mais également sur les points hauts (horsts) des cuvettes endoréiques. Une partie de ces altérites est remobilisée vers les points bas (grabens) où elle se mélange aux premiers dépôts détritiques fluviaux ;

– la seconde, d'âge éocène supérieur à oligocène basal, représente l'accumulation de sédiments fluviolacustres dans les dépressions qui fonctionnent alors comme cuvettes temporaires où alternent une sédimentation lacustre argileuse temporaire en période de crue, et une sédimentation fluviale sableuse, de type réseau en tresses, en période d'étiage. Cette phase correspond au comblement progressif des dépressions alors que sur les points hauts des altérites continuent à se développer. Certains horsts ne seront d'ailleurs transgressés par des sédiments fluviaux qu'en fin de seconde phase ;

– la troisième phase, d'âge ludien à rupélien, est plus franchement fluviale, de type réseau en tresse, et souvent de régime torrentiel. La sédimentation est surtout sableuse et parfois conglomératique. Sur ces épandages fluviaux se

développent plusieurs niveaux de sol et parfois même des cuirasses ferrallitiques. En Brenne, les dépôts de cette troisième phase sont parfois accompagnés ou suivis d'un développement lacustre d'âge oligocène inférieur.

La période qui suit, allant de l'Oligocène supérieur au Pliocène, est beaucoup moins documentée dans la région, faute de datations précises. Il est vraisemblable que des fleuves, plus ou moins divagants et issus du Massif central, ont continué à traverser la région. Ils étaient dirigés vers la gouttière ligérienne alors occupée par la mer miocène des faluns d'Anjou et de Touraine. Quelques formations résiduelles sableuses situées sur les plateaux, au-dessus de la Formation de Brenne, pourraient bien correspondre à cette période.

Au Plio-quadernaire, les fleuves entaillent progressivement le plateau calcaire jurassique laissant au moins trois niveaux de terrasses emboîtées au-dessus du lit actuel des plus grands cours d'eau.

### *GÉODYNAMIQUE RÉCENTE*

La morphologie régionale correspond à un vaste plateau faiblement incliné vers le Nord-Ouest à NNW-ESE. Il est ancré au Sud-Est sur le socle cristallin, à une altitude maximale de 234 m, et ailleurs sur les sédiments mésozoïques jusqu'à la cote 126 m. Ce relief monoclinale est en grande partie recouvert par les sédiments de la Formation de Brenne, par des épandages sableux des plateaux (Rmp-IV) et très localement par des placages de limons des plateaux.

Le plateau est entaillé par un réseau hydrographique dense d'âge plio-quadernaire. Les versants des vallées des plus grands collecteurs sont parfois partiellement recouverts de colluvions massives de sédiments tertiaires glissés, alors que les fonds de talwegs et les vallées sèches sont en partie masqués par des colluvions récentes.

La surface de base de ce plateau est assez difficile à prendre en référence compte tenu du jeu combiné des déformations tectoniques en horsts et grabens qui ont conditionné le dépôt de la Formation de Brenne et, dans une moindre mesure des dissolutions karstiques qui affectent le plateau calcaire sous la couverture tertiaire.

Il est encore plus difficile de prendre comme référence la surface de base des épandages mio-pliocènes, car le contact avec la Formation de Brenne n'est pas toujours facile à mettre en évidence compte tenu du fort couvert végétal. Il n'est pas impossible qu'une fracturation récente (Plio-pléistocène) décale cette surface qui se trouve vers 235 m d'altitude à l'amont, sur

le socle cristallophyllien, et vers 110 m à l'aval sur le plateau qui surplombe la vallée de la Creuse. Les auteurs de la notice de la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles arrivent aux mêmes conclusions en décrivant des rejeux néotectoniques, d'accidents à la fin du Pliocène, affectant les glacis des plateaux avant l'incision des vallées.

## **Réseau hydrographique**

La figure 8 (hors-texte), dessinée jusqu'au niveau des moindres talwegs (Bourcier, 1998) fait apparaître la complexité du réseau hydrographique intégral de la carte Bélâbre.

Le plateau est entaillé par deux cours d'eau principaux : la Creuse, en limite de feuille et l'Anglin qui recoupe la feuille en diagonale NW-SE. Leur écoulement est sensiblement dirigé vers l'WNW. Les autres vallées incisées notables sont des affluents de l'Anglin avec l'Abloux, la Sonne, l'Allemette, et un affluent de la Benaize avec le Corcheron. Ces cours d'eau sont encaissés de 20 à 50 m dans le plateau. Les interfluves entre les différents cours affluents des drains majeurs dessinent, soit des crêtes rectilignes étroites, soit des réseaux de crêtes en étoile qui convergent vers une butte témoins épargnée par les incisions. Ces buttes sont rares et de taille réduite (1 à 2 km<sup>2</sup>). Elles s'organisent en un glacis topographique orienté NW-SE suivant la pente générale du plateau.

Dans le détail ce réseau hydrographique peut être subdivisé en plusieurs secteurs distincts :

**Bassin versant de la Creuse.** Entre Saint-Gaultier et Le Blanc, la Creuse s'écoule d'Est en Ouest, elle est subséquente. Son cours n'est toutefois pas rectiligne et présente plusieurs méandres bilatéraux, multiples et orthoflux. Vers l'Ouest, ces méandres s'estompent et deviennent légèrement synflux.

• **Affluents de la rive gauche de la Creuse.** Ils montrent deux familles distinctes :

– les cours d'eau N-S, très courts, en bordure de plateau montrent une confluence eufluente (orthogonale) (entre Ciron et Saint-Gaultier) et effluente (entre Le Blanc et Ciron) ;

– les cours d'eau beaucoup plus longs, conséquents, avec un écoulement sur le plateau orienté E-W. Le Brion est le représentant le plus organisé de cette famille, avec un véritable bassin versant.

• **Ligne crête entre la Creuse et l'Anglin.** La ligne de crête séparant les deux bassins versants de la Creuse au Nord et de l'Anglin au Sud est globalement E-W. Elle est parallèle au cours de la Creuse. Toutefois, à deux reprises entre Le Blanc et Ruffec et entre Ciron et Oulches, cette ligne de

crête prend brutalement une direction NW-SE sur environ 7 km. Cette virgation coïncide avec la présence de deux remontées de substratum mésozoïque (horsts) guidées par des failles NE-SW et NW-SE. Il est possible que ces deux horsts, préexistants lors de la mise en place de la Formation tertiaire de Brenne, aient connu une réactivation récente.

Il est par ailleurs intéressant de constater que l'ondulation morphologique antiforme que constitue cette ligne de crête représente la zone la plus humide de la feuille avec les étangs de la Petite Brenne.

• **Bassin versant de l'Anglin.** Sur la feuille Bêlâbre, le cours de l'Anglin montre trois tracés distincts :

– entre Saint-Benoît-du-Sault et La Roche-Chevreux, l'Anglin est reséquent (suit le pendage lithologique), il s'écoule vers le Nord suivant la direction NNW-ESE qui est celle de la pente du plateau. Son tracé est tout à fait rectiligne avec des petits méandres gauches légèrement synflux et un réseau dendritique d'affluents caractéristiques du substratum cristallophyllien ;

– de Chalais à Concremier, l'Anglin s'écoule suivant une direction NW-SE. Il est alors légèrement reséquent. Là, son tracé est perturbé par de nombreux méandres irréguliers et bilatéraux à 90°. Le cours de l'Anglin est guidé sur ce tracé par deux directions orthogonales de fracturation N-S et E-W ;

– de Bêlâbre à Concremier, le cours est plus régulier, avec de long transects orientés NW-SE. Les méandres sont mieux formés sur une pente plus faible.

Sur la rive droite de l'Anglin, les affluents ont une confluence surfluente (angle aigu ouvert vers l'amont). Ils forment un réseau parallèle, orienté NE-SW, particulièrement bien réglé révélant un contrôle structural sur cette direction qui est celle des failles de la bordure de la Marche. Cette régularité s'estompe au Nord de Mauvière où les affluents présentent un cours plus tortueux. Le seul affluent de la rive droite de l'Anglin montre un cours anormal : c'est la Sonne dont le tracé à méandres multiples est plutôt E-W avant de prendre une direction NE-SW, mais avec un écoulement vers le Sud-Ouest avant d'atteindre La Roche-Chevreux. Là, sa confluence avec l'Abloux et l'Anglin est curieuse, montrant un méandre en arc de cercle presque fermé, contrôlé par une fracturation orientée NE-SW et NW-SE.

Sur la rive gauche de l'Anglin les deux principaux affluents sont l'Allemette et le Corcheron, montrant de larges bassins versants. Leurs affluents sont denses et particulièrement dendritiques au Sud-Est, sur le socle cristallophyllien, mais aussi sur le Lias, pour l'Allemette. Au Sud-Ouest, ils sont beaucoup mieux réglés et droits, avec une nette orientation N-S et NE-SW calquée sur le canevas structural pour le Corcheron.

## **Colluvionnement**

Les colluvions superficielles sont relativement abondantes sur la feuille Bêlâbre. Elles tapissent systématiquement les versants, les fonds des talwegs et des vallées sèches du réseau hydrographique secondaire, et parfois même le haut cours des affluents des cours d'eau principaux. Il s'agit de dépôts gravitaires, dont l'épaisseur dépasse rarement le mètre, formés d'un mélange de sables, de limons terreux et de blocs. Les sables sont en grande partie issus de la Formation de Brenne. Localement, ils sont mélangés aux sables des épandages sableux des plateaux (Rmp-IV) ou à ceux des hautes terrasses. Dans ce cas, les colluvions contiennent des galets. Les limons correspondent au remaniement des limons des plateaux et les blocs reflètent la nature du substratum cristallophyllien, mésozoïque ou cénozoïque situé directement en amont.

Les colluvions épaisses sont moins fréquentes et sont localisées sur les versants des vallées de l'Anglin et de l'Abloux. Il s'agit de loupes de glissement en masse de corps sableux ou sablo-argileux, à blocs de grès provenant de la Formation de Brenne située à l'amont. Des sables et des galets provenant des épandages sableux des plateaux se mêlent parfois aux sédiments de la Formation de Brenne. Les sables montrent souvent la même cohérence que ceux de la Formation tertiaire d'origine et masquent le substratum mésozoïque parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ces déstabilisations, souvent situées sur le versant orienté vers le Nord-Est des vallées, sont probablement liées aux phénomènes de solifluxion des derniers interglaciaires quaternaires.

## **Phénomènes périglaciaires**

Mis à part les glissements en masse sur les versants, évoqués dans le paragraphe précédent, les phénomènes quaternaires d'origine périglaciaire sont peu marqués sur la feuille Bêlâbre. Ils s'expriment essentiellement par une fracturation cryoclastique sur 50 cm à 1 m d'épaisseur, au sommet des affleurements de roche calcaire mésozoïque. Les galets éolisés rencontrés sur les épandages des plateaux témoignent aussi de périodes plus ou moins désertiques lors des maximums glaciaires. Aucune trace de sols polygonaux n'est à signaler sur le périmètre de la carte.

## **Karst**

Le karst joue un rôle non négligeable sur la moitié NW-SE de la feuille Bêlâbre, bien que les roches calcaires soient très largement masquées par la Formation de Brenne. Ce karst est en grande partie fossile et il semble que les réseaux récents, essentiellement cantonnés sur les bords et dans le fond des vallées, correspondent à des réouvertures de karsts anciens lors des dernières glaciations.

Le karst ancien se caractérise en surface par des paléo-dolines et des paléo-gouffres, inscrits dans les calcaires jurassiques, remplis par des sédiments sablo-argileux ou gréseux difficiles à dater. Il s'agit soit de karst anté-cénomaniens remplis par les argiles sableuses du Cénomaniens (elles sont bien caractérisées sur la feuille Le Blanc) soit de karst anté-éocène moyen supérieur remplis par la Formation de Brenne. Le gisement de marnes lutétiennes à restes de vertébrés des Prunes, sur la feuille Argenton-sur-Creuse, en constitue un exemple bien daté.

Le karst récent est surtout visible en surface. Les dolines et les gouffres en sont l'expression sur les plateaux (karsts profonds ou de drainages des plateaux) souvent bouchés et impénétrables. Ils correspondent en profondeur à des réseaux développés sur plusieurs kilomètres. Ils sont parfois regroupés ou alignés suivant les directions principales de fracturation. Des grottes sont aussi visibles sur les versants des vallées. Il s'agit d'un karst cutané creusé, particulièrement sur le haut des versants ensoleillés, lors des phases de réchauffement du Quaternaire. Le réseau est difficilement pénétrable car presque toujours obstrué par des argiles rougeâtres de décalcification. Son extension semble toutefois limitée sous le plateau à quelques dizaines de mètres de la vallée. Le dernier type de karst récent correspond à un karst sous-alluvial. Il est encore moins pénétrable que les précédents car ses cavités sont noyées et masquées par la couverture des alluvions.

Tous ces types de karsts connaissent des effondrements fréquents. Ils sont dangereux pour les activités humaines.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DES SOLS*

La cartographie géologique de la feuille Bélâbre fait apparaître la diversité des substrats rocheux en partie responsable de la grande variété des sols, des paysages, et de la couverture végétale naturelle ou anthropique.

### **Un territoire rural**

Le territoire couvert par la feuille Bélâbre est rural. Il appartient en grande partie au département de l'Indre, en région Centre, et dans une moindre mesure au département de la Vienne en région Poitou-Charente. Les communes qui le composent sont rurales et de taille disparate, mais en grande partie supérieure à la moyenne nationale. Un habitant sur deux habite à la campagne, pour une densité moyenne de 36 habitants au km<sup>2</sup>. Les deux villes principales sont Bélâbre et Saint-Benoit-du-Sault, toutes deux chef-lieu de canton de l'Indre. Elles dépendent de l'arrondissement de Le Blanc. L'industrie est très peu développée. Elle concerne surtout le sec-

teur tertiaire et est surtout localisée dans les chefs-lieux de Canton. Les voies de communications rapides sont inexistantes et les grands axes de circulation passent au Nord de la carte avec la N.151 Châteauroux–Poitiers et à l’Est avec la N20. L’aérodrome de Le Blanc a une activité essentiellement touristique axée sur le vol libre et le parachutisme.

Le tourisme est en expansion depuis la création du Parc naturel régional de la Brenne en 1989, dont l’extension dépasse au Sud la limite de la feuille. Ce Parc, qui s’étend sur 166 000 ha, réunit 47 communes. Son originalité réside dans la préservation d’un espace naturel de milieu humide : le « Pays des Mille Etangs », à vie sauvage foisonnante. Ce parc est surtout connu pour ces oiseaux aquatiques comme le héron pourpré, le grèbe à cou noir, le busard des roseaux et la guifette moustac, mais ses forêts abritent aussi le cerf et le sanglier et les haies et les prairies accueillent le lapin et la belette. La flore est tout aussi riche, avec en particulier des biotopes à orchidées et des roselières. Afin de faciliter la découverte du patrimoine naturel du Parc, des sentiers de randonnées ont été balisés et une visite de l’Écomusée de Le Blanc s’impose.

### **Couverture végétale**

La couverture végétale est relativement bien développée, qu’il s’agisse de la végétation naturelle des forêts, des bois et des Brandes, ou de celle qui est cultivée en prairies et en champs. Sa répartition et sa nature est en rapport direct avec la nature du substrat géologique et avec le modelé du relief.

Au Nord de l’Anglin, le plateau armé par le calcaire mésozoïque, possède deux grands types de couvert végétal, en fonction de l’épaisseur résiduelle de la couverture tertiaire :

– À l’Ouest, le calcaire est sub-affleurant avec un sol arable mince, caillouteux et assez sec. C’est un paysage de « champs ouverts », où les haies sont de plus en plus rares. Cette micro-enclave de Champagne berrichonne à grandes parcelles géométriques est surtout vouée à la culture céréalière (blé, orge, maïs) et au colza. La culture de la vigne reste limitée à la production familiale. Il en est pratiquement de même pour les vergers où les prunes et les cerises sont souvent ramassées pour être distillées. L’unité du paysage n’est rompue que par plusieurs massifs forestiers, par des vallées très empâtées et par quelques étangs, là où les placages argileux de la Formation de Brenne sont un peu plus épais.

– À l’Est, s’ouvre le paysage de la Petite Brenne où les forêts, les landes et les étangs prédominent. C’est à la fois une plaine et un bocage où les landes de bruyères, de genêts et d’ajoncs alternent avec les champs cultivés et les prairies. L’agriculture se maintient difficilement avec un peu d’élevage ovin et quelques cultures céréalières et fourragères. Sur les grandes propriétés, les réserves de chasse se multiplient au détriment de l’entretien des

terres autrefois cultivées. Les étangs prolifèrent, la pisciculture est en extension et la friche gagne du terrain.

Au Sud de l'Anglin, c'est un étroit parcellaire de bocage qui prédomine. Les haies épaisses ou « bouchures » dessinent un maillage de prairies aux contours confus. De grands arbres, dont des chênes centenaires, sortent de ces haies. De petites exploitations ont maintenu une population assez nombreuse sur le substrat mésozoïque et tertiaire, mais beaucoup plus rare aux abords des vallées encaissées et désertes du socle cristallophyllien. Ce paysage est souvent comparé au « Petit Périgord ». L'exploitation des massifs forestiers se poursuit et semble même connaître un essor malgré les maladies qui touchent un nombre croissant d'espèces d'arbres. L'élevage ovin et bovin et la culture fourragère paraissent se maintenir.

### *LES SOLS*

La feuille à 1/50 000 Bélâbre (F.2027) a fait l'objet d'une étude pédologique cartographique détaillée réalisée dans le cadre de la connaissance des sols de la Région Centre par la station d'agronomie de Châteauroux (de 1957 à 1972), par la Chambre d'agriculture de l'Indre et la Station d'agronomie de Châteauroux (de 1982 à 1985). Ces travaux ont été publiés par l'IGN-INRA-Chambre d'agriculture de l'Indre (J. Moulin, J. Juillet et R. Studer, 1986).

Les auteurs de cette carte pédologique distinguent sept grands types de sols d'extension très variable.

#### **Description des sols**

Les sols brunifiés sont les plus fréquents. Ils comprennent : les sols bruns (sols bruns modaux et mésotropes, sols bruns acides, complexe de sols bruns et de sols bruns faiblement lessivés) et les sols lessivés (sols bruns lessivés, sols lessivés et sols lessivés dégradés). Les sols bruns modaux et mésotropes sont implantés sur trois types de substrats :

- des argiles d'altération du Mésozoïque calcaire ; les sols sont alors limono-sablo-argileux et assez humides (Les Nébillons, le Patureau-Neuf) ;
- la Formation de Brenne ; les sols sont sablo-argileux hydromorphes (vallée du Corcheron) ;
- des roches métamorphiques ; les sols sont sablo-limoneux, profonds et sains (vallée du Portefeuille, ruisseau de Chinan).

Les sols bruns acides sont peu répandus, sableux à sablo-limoneux, profonds et peu hydromorphes en Petite Brenne. Ils sont peu profonds à galets de quartz et sains en bordure de l'Abloux.

Les complexes de sols bruns et de sols bruns faiblement lessivés sont surtout implantés sur les altérites :

- des grès de la Formation de Brenne ; les sols sont peu profonds, limono-sablo-argileux, parfois à galets de quartz et humide (bordure sud de la Sonne) ;
- des argiles de décalcification : les sols sont limono-sableux (bordure de l'Abloux, de l'Allemette et du Vavret) ;
- des roches métamorphiques : les sols sont sablo-limoneux, moyennement profonds et plutôt sains. Ces sols peuvent aussi se trouver sur un substrat alluvial comme sur les terrasses de l'Anglin où ils sont sablo-argileux, profonds et sains.

Les sols bruns lessivés sont fréquents sur la Formation de Brenne. Ils sont moyennement profonds, limono-sableux à sablo-limoneux, humides. Sur les substrats métamorphiques, ils sont de même nature mais plus profonds et plus humides (Sud de Roussine).

Les sols lessivés sont bien développés sur les plateaux. Ils sont souvent profonds, hydromorphes, limono-sableux et battants.

Les sols lessivés dégradés (terre de brandes) sont situés au centre des plateaux, sur substrat imperméable de la Formation de Brenne recouvert de limons épais. Ils sont sablo-limoneux ou limono-sableux, battants, très humides.

Les sols podzolisés sont assez bien représentés mais essentiellement dans le Sud de la feuille. Ils comprennent les sols bruns ocreux et associations de sols podzolisants et les sols podzoliques.

Les sols bruns ocreux et associations de sols podzolisants sont très peu représentés, dans le Sud-Ouest de la feuille, sur substrat sablo-gréseux. Les sols sont peu profonds, acides, séchant et non hydromorphes.

Les sols podzoliques sont presque exclusivement implantés sur les grès infra-liasiques, au Sud-Est de la feuille. Les sols sont sableux, séchant, acides et profonds.

Les sols calcimagnésiques sont surtout présents en bordure des grandes vallées où le substrat mésozoïque carbonaté affleure. Ils comprennent des rendzines brunes moyennement effervescentes et des sols bruns calcaires.

Les rendzines brunes moyennement effervescentes sont surtout présentes en bordure des vallées du Brion, de l'Anglin et de la Benaize. Les sols, établis sur un calcaire dur, sont à cailloux, argileux et sains.

Les sols bruns calcaires sont présents sur toutes les bordures des plus grandes vallées. Ils sont peu profonds, argileux à cailloux et sains.

Les sols sesquioxides sont exclusivement situés sur les roches ferrugineuses du bassin de Chaillac-Dunet. Ce sont les sols rouges de Chaillac à texture sablo-argileuse ou limono-sablo-argileuse, rubéfiée, peu marquée par l'hydromorphie. Ces sols reposent le plus souvent sur un niveau induré de type alios.

Les sols hydromorphes sont assez répandus sur la feuille, mais localisés dans le fond des vallées principales ou sur substrat imperméable de la Formation de Brenne. Ils comprennent des sols hydromorphes minéraux (sol à pseudogleys à hydromorphie temporaire, des sols à nappe permanente profonde supérieure à 80 cm et des sols à nappe permanente peu profonde) et des sols à phénomènes d'oxydo-réduction atténués (pélosols et sols planosoliques).

Les sols à pseudogleys occupent la plupart des talwegs. Ils sont profonds et de texture variable. Ils sont aussi implantés sur la Formation de Brenne où ils sont profonds, de texture variable et parfois à cailloux.

Les sols à nappe permanente profonde occupent toutes les grandes vallées et les principaux affluents. Ils sont de texture variable et inondable.

Les sols à nappe permanente peu profonde sont surtout localisés dans la vallée de la Benaize. Il s'agit de sols inondables profonds.

Les pélosols sont situés à l'Est de Prissac, sur un substrat argileux de la Formation de Brenne. Les sols sont très argileux, épais et très humides.

Les sols planosoliques sont surtout développés en Petite Brenne sur substrat argilo-gréseux de la Formation de Brenne. Les sols sont sableux ou sablo-limoneux, très humides à plancher imperméable en profondeur.

Les sols peu évolués sont principalement liés aux vallées et talwegs et, dans une moindre mesure, aux buttes témoins gréseuses (buttons de Brenne). Ils comprennent les sols d'apport alluvial, les sols d'apport colluvial (sols colluviaux non calcaires et sols colluviaux saturés ou calcaires) et les sols d'érosion.

Les sols d'apport alluvial sont situés dans les grandes vallées. Ils sont non calcaire, de texture variable, souvent hydromorphes et inondables.

Les sols colluviaux non calcaires se situent en tête de bassin versant du Brion et dans les talwegs secondaires de la Creuse. Ils sont de texture limono-sableuse à limono-sablo-argileuse, profonds et hydromorphes.

Les sols colluviaux saturés ou calcaires sont localisés dans deux talwegs secondaires du Brion. Ils sont limono-argileux, profonds et hydromorphes.

Les sols d'érosion sont des sols superficiels (ranker), de 5 à 10 cm d'épaisseur, reposant sur les buttes de grès de Brenne ou sur les pentes fortes des versants de vallées, sur substrat calcaire (Anglin) ou métamorphique (Le Portefeuille).

Les sols anthropiques sont des sols profondément remaniés par l'homme. Ils concernent les zones urbaines, les anciennes carrières et les anciennes exploitations minières.

### *ÉLEMENTS DE GÉOTECHNIQUE*

Dans le périmètre de la feuille Bélâbre, le substrat géologique ne pose pas de problèmes particuliers aux projets d'équipements. Des études géotechniques classiques sont toutefois recommandées dans le cas de constructions dépassant la taille d'une maison individuelle. Quelques anomalies locales peuvent cependant être rencontrées :

– sur les versants des vallées le substratum géologique résistant (socle métamorphique, calcaires, grès,...) est parfois couvert par des colluvions sablo-argileuses (C<sub>e</sub>) récentes et dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Les fondations doivent alors traverser ces dépôts meubles pour s'ancrer dans la roche massive ;

– sur les plateaux, la dissolution karstique affectant le toit des calcaires mésozoïques peut générer des anomalies locales de tassement différentiel sous les fondations ; le calcaire massif étant plus résistant que les argiles de dissolution. L'utilisation de micro-pieux est alors recommandée pour passer la zone altérée ;

– à l'emplacement de carrières anciennes (grès et argiles du Lias, calcaires du Dogger, grès, sables de l'Éocène, alluvions des terrasses), remises en cultures et depuis longtemps oubliées, des problèmes de tassements différentiels peuvent apparaître, causés par la faible compaction des remblais. Des sondages de reconnaissances sont alors souhaitables.

### *RESSOURCES EN EAU*

La feuille Bélâbre se situe à l'extrémité sud du Bassin parisien, où les couches sédimentaires, qui s'échelonnent du Trias au Jurassique moyen, s'appuient sur le socle métamorphique du Massif central et plongent vers le Nord.

Le socle, constitué principalement d'anatexites, n'est pas perméable. On n'y trouve pas d'arènes qui pourraient constituer de petites réserves super-

ficielles. Sur cette carte, aucun forage d'eau ni aucune source, ne traduisent l'existence d'un réservoir d'eau souterraine.

Les formations géologiques susceptibles de renfermer de l'eau se répartissent uniquement dans certains terrains sédimentaires – les sables de l'Infralias, et les calcaires du Dogger – ainsi que pour une très faible part, dans les alluvions des principaux cours d'eau (l'Anglin et l'Abloux) et dans les sables de couverture détritique de la Formation de Brenne.

**Sables de l'Infralias.** Les formations de base sédimentaires renferment plusieurs niveaux sableux qui s'étagent du Trias à l'Hettangien et affleurent à peine à l'extrémité sud-est de la carte. Très peu épais près des affleurements (1 à 8 m à Sacierges-Saint-Martin), ils s'épaississent en profondeur, vers le Nord (12 m à Prissac où ils sont profonds de plus de 100 m).

La piézométrie de la nappe n'est connue qu'à très petite échelle, faute de points d'observation régulièrement répartis. Depuis les affleurements, de +100 m à +130 m, la nappe s'écoule approximativement vers le Nord. À Prissac, le niveau de l'eau s'établissait à +100 m.

Près des affleurements, les sables de l'Infralias ont une productivité faible à moyenne et très irrégulière, en fonction de l'épaisseur des sables traversés. Dans les champs captants de Chaillac et de Sacierges-Saint-Martin, les débits varient de 5 à 46 m<sup>3</sup>/h, avec des débits spécifiques de 1 à 2 m<sup>3</sup>/h/m. À Prissac, où les sables sont plus épais, le débit a dépassé 80 m<sup>3</sup>/h aux essais, avec un débit spécifique de 4 m<sup>3</sup>/h/m.

La qualité de l'eau varie beaucoup du Sud au Nord. Près des affleurements (Chaillac, Sacierges-Saint-Martin), l'eau a une minéralisation moyenne ; elle est caractérisée par : un pH élevé (7,1 à 7,8), une faible résistivité (1 400 à 1 800 Ωcm), une dureté élevée (29 à 37), une tendance bicarbonatée (360 à 420 mg/l), calcique et magnésienne.

À Prissac (forage 592-7-1), la minéralisation est plus forte, avec un enrichissement en sulfates et en chlore, et avec un caractère calcique et magnésien encore plus marqué. En revanche, au deuxième forage de Prissac (592-3-4) où l'aquifère est profond, la minéralisation devient plus faible, mais avec une forte teneur en sodium-potassium.

L'eau de cette nappe est souvent chargée en fluor : 0,3 à 2 mg/l à Sacierges-Saint-Martin ; 7,1 mg/l à Prissac. Une étude (BRGM, 1987), a montré que cette minéralisation est circonscrite dans un triangle défini par les bourgs de Dunet, Chéniers, et au Sud, au-delà de Chaillac. En outre, l'eau contient fréquemment du fer.

En raison d'une bonne couverture (argiles du Lias), dès que la nappe est captive, l'eau est de bonne qualité bactériologique et pratiquement exempte de nitrates.

La nappe du Trias est exploitée presque exclusivement pour l'alimentation en eau potable (Sacièrges-Saint-Martin, Chaillac, Prissac). Mais la présence de fluor en excès, nécessite un mélange avec des eaux d'origines différentes. Pour un usage agricole, les débits obtenus sont insuffisants et les forages trop coûteux (captage dans des sables, réservoir trop profond vers le Nord).

**Calcaires du Lias.** Les calcaires et dolomies du Sinémurien affleurent sur une très faible surface, dans le quart sud-est de la carte. De nombreuses failles pourraient créer des réservoirs locaux, mais on ne connaît aucun ouvrage permettant d'identifier le potentiel hydraulique de cette formation, qui ne peut être que très réduit.

**Calcaires du Dogger.** Les calcaires du Dogger affleurent très largement sur les trois-quarts de la carte, recouverts sur les plateaux par les formations détritiques de Brenne et par de l'argile de décalcification. Ce sont des calcaires fins, compacts, souvent siliceux, qui n'offrent qu'une porosité de fracture, constituant ainsi un réservoir discontinu dépendant des failles que montre la carte géologique. Les nombreuses sources sont autant d'indices de réservoir aquifère, soit au contact du calcaire sur les marnes (source de Château-Guillaume : 592-6-15), soit à la faveur de failles (source des Aubris : 592-3-5). Cette formation plonge vers le Nord où l'épaisseur dépasse 100 m en limite de carte.

Quelques campagnes piézométriques locales (secteur de Lignac et de Bélâbre en 1985, région de Prissac en 1987) mettent en évidence le drainage de la nappe par les cours d'eau ; l'alimentation s'effectuant par infiltration sur les plateaux. Les gradients hydrauliques sont forts, surtout au Sud, traduisant la compacité globale de cette formation.

Du fait du caractère discontinu de ce réservoir, les productivités obtenues dans les forages sont extrêmement irrégulières. Plusieurs ouvrages se sont révélés secs alors que d'autres ont fourni des débits allant jusqu'à plus de 80 m<sup>3</sup>/h, pour un rabattement insignifiant (592-1-1). La production des ouvrages exploités varie généralement de quelques m<sup>3</sup>/h à 50 m<sup>3</sup>/h.

L'eau de la nappe du Dogger est de minéralisation moyenne (résistivité de 2 200 à 2 600  $\Omega$ cm), de type bicarbonaté calcique, avec un pH neutre (7,1). L'eau est souvent contaminée par les activités de surface, ce qui se traduit, entre autres, par une teneur sensible en nitrates, du fait des circulations rapides dans ce milieu fracturé.

De nombreux ouvrages exploitent l'eau de ce réservoir, tant pour les particuliers (puits de ferme), que pour l'alimentation en eau potable (Mauvières, Prissac, Luzeret, Chalais, Lignac). Quelques forages agricoles ont été réalisés pour l'arrosage, l'élevage, mais le succès reste aléatoire dans ce type de réservoir.

**Formation de la Brenne.** Les dépôts détritiques continentaux qui constituent la Formation de la Brenne, du Bartonien, comprennent des chenaux sableux et gréseux, renfermant de petites nappes superficielles, profondes de 30 m au maximum, qu'atteignent seuls de nombreux puits de ferme. Il n'existe aucune donnée sur la productivité qui doit être très réduite. Très vulnérable, cette ressource ne peut fournir une eau de bonne qualité.

**Alluvions.** Les alluvions de principales vallées, l'Anglin et l'Abloux, forment de petits réservoirs aquifères, en liaison avec les cours d'eau qui les alimentent. Un seul ouvrage est répertorié : l'ancien captage d'eau potable de Bélâbre (592-1-3), qui a traversé les alluvions sur 3 m seulement. La ressource est donc très réduite. En outre, elle demeure très vulnérable.

### *RISQUES NATURELS*

Les risques naturels sont relativement limités sur le territoire couvert par la feuille Bélâbre.

- **Les tremblements de terre** ne sont toutefois pas absents de la région. Les données issues de la sismicité historique font apparaître une succession de tremblements de terre non destructeurs de faible intensité (Lambert coord., 1998).
- **Les inondations** constituent un autre facteur de risque sur les principaux cours d'eau de la carte, et notamment sur l'Anglin et l'Abloux. Les plaines alluviales (Fz) et la basse terrasse des rivières (Fy) représentent des secteurs inondables.
- **Les écroulements de colonnes rocheuses**, bien que très limités, ne sont pas totalement à écarter notamment dans les secteurs de La Roche-Chevreaux et du Moulin-du-Rochat, dans les vallées de l'Abloux et de l'Anglin. Les carrières abandonnées, en particulier celles de Oulches et du Moulin du Rochat, peuvent aussi présenter des risques d'écroulements sur les anciens fronts de taille dans les calcaires mésozoïques.
- **Les affaissements et les effondrements** sont d'autres risques tout aussi limités dans la région. Ils peuvent être classés en deux catégories :

- les effondrements de galeries de mines abandonnées dans la région de Dunet et de Chénier (les Rivailles) ;
- les soutirages de cavités karstiques débouchant en surface entraînant la formation d'un gouffre sur les plateaux calcaires ou dans le lit des cours d'eau (cf. paragraphe sur le karst).

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES, GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Matériaux utiles**

Les exploitations de matières minérales ont été très nombreuses sur le territoire de la feuille Bêlâbre. Aujourd'hui, elles sont toutes abandonnées, à l'exception de la carrière de Saint-Benoît-du-Sault, en limite sud de la feuille. Il s'agissait pour la plus grande majorité d'entre elles d'exploitations artisanales, destinées à alimenter les besoins locaux en matériaux de construction et en fer. Les matériaux extraits sont les suivants :

**Blocs, graviers, gravillons.** Ils sont issus du socle cristallin et cristallophyllien. Ces granulats proviennent de la carrière en activité de Saint-Benoît-du-Sault où ils sont concassés avant d'être utilisés comme ballast de chemin de fer ou, en viabilité routière, comme couches de fondation.

**Sables, graviers.** Ils sont issus des alluvions anciennes de l'Anglin avec une extraction localisée en quelques points dans les alluvions récentes (Fz) et dans la basse terrasse (Fy) de la vallée de l'Anglin, spécialement dans les environs de Bêlâbre et de Mauvière. Ces granulats de roche meuble alluvionnaire étaient essentiellement utilisés pour le béton.

De petites sablières ont aussi été sporadiquement ouvertes, sur les plateaux, dans les sables de l'Éocène de la Formation de Brenne (e6-g1) comme au Nord des Petites Hérolles, à La Croix-Blanche, ou dans les épanchages sableux des plateaux (Rmp-IV). Le toponyme « les sablons » est souvent indicatif d'une ancienne sablière. Ces granulats ont également été utilisés pour le béton, mais aussi comme dégraissant dans la confection des briques et des céramiques usuelles locales.

**Grès.** Dans le Sud de la carte, ils proviennent de l'Hettangien, avec de nombreuses exploitations autour de la vallée de l'Anglin, aux environs de Dunet, dans la vallée de l'Allemette, entre Le Mazereau et Cruhet et près de Chéniers.

Au Nord de la carte, les grès proviennent surtout de l'Éocène de la Formation de Brenne. Il s'agit de grès rubéfiés à ciment argileux silicifié (e6-g1G). Ils ont été exploités ponctuellement, sur les versants des vallées

secondaires comme aux Raymonds et sur les plateaux où ils constituent souvent le sommet des buttons.

Dans les deux cas ils s'agit de matériaux riches en oxydes de fer, de couleur rougeâtre ou orangée, utilisés comme pierres de construction, et plus spécialement pour les bordures de fenêtre, les marches et les linteaux de porte pour leur belle apparence.

Les grès et les poudingues de l'Éocène ont également été utilisés à l'époque néolithique, pour la fabrication de meules à grain et de polissoirs.

**Argiles.** Dans le Sud de la carte les argiles proviennent essentiellement du Lias. Deux niveaux distincts ont été autrefois exploités :

- les argiles bariolées (ASB) au Sud de la Forêt Gaultier et de Chéniers et autour de Cruet.
- les marnes grises et argiles noires du Toarcien-Aalénien inférieur (I4-j1) avec la seule carrière encore visible, bien qu'aujourd'hui abandonnée, de Vouhet.

Sur l'ensemble de la carte, mais plus spécialement au Nord, les argiles et argiles sableuses de la Formation de Brenne (e6-g1) ont autrefois été exploitées. Ces exploitations nombreuses, mais ponctuelles, alimentaient des tuileries locales. Les traces des excavations sont parfois encore visibles comme dans le bois de La Tuilerie de La Luzeraize.

Ces différentes argiles ont jadis (dès l'époque romaine et jusqu'à une époque récente) servi à la fabrication de tuiles et de briques dans de petits ateliers de production locale.

**Dolomies.** Elles proviennent de la formation des calcaires et dolomies jaunâtres bioclastiques du Sinémurien. Dans le Sud de la carte, aux environs du Pont du Bouchais, de Chéniers, de Sacierges-Saint-Martin et de Dunet, elles ont été autrefois exploitées en moellons pour la construction mais aussi pour la fabrication de la chaux.

**Calcaires.** Les assises du Dogger fournissent un grand choix de calcaires pour la construction avec, en particulier, les calcaires oolitiques et le calcaire récifal bathonien. Les carrières abandonnées de Chalais, du Moulin du Pont, près de Liglet et d'Oulches sont les plus importantes, mais bien d'autres plus petites, en partie ou complètement remblayées, témoignent de l'intense exploitation (depuis l'époque romaine), de ces calcaires pour l'empierrement, les moellons, la pierre de taille, mais aussi la statuaire antique et les sarcophages (Lorenz *et al.*, 2000).

Les calcaires du Dogger ont également été exploités pour la chaux comme au Moulin du Rochat, à l'Ouest de la carte, ou encore, après concassage pour l'empierrement et pour l'amendement des sols.

### **Minerais**

Sur le périmètre de la feuille de Bélâbre plusieurs minerais ont été autrefois exploités :

- des minerais de fer et de manganèse associés à des indices de barytine, de fluorine et de galène, dans les grès et les argiles de l'Hettangien ; en relation étroite avec les minéralisations en Ba, F, Fe et Mn du bassin minier de Chaillac situé plus au Sud, sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles ;
- des minerais de fer issus des altérites et des cuirasses ferrugineuses du Tertiaire de la Formation de Brenne.

### **Gîtes stratiformes de l'Hettangien**

**Les gîtes de fer.** L'extraction remonte à une période très ancienne à en juger par la découverte à Houlche, d'un four romain. L'exploitation industrielle a plutôt connu son essor maximum au 19<sup>e</sup> siècle, puis au cours de la guerre de 1914-1918 (pour les haut-fourneaux de Chasse). Puis on note un ralentissement à partir des années 1930, avant une reprise au cours de la seconde guerre mondiale. Entre 1950 et 1965 des recherches financées par la Chambre de commerce de l'Indre stimulent une reprise de l'exploitation (Ziserman, 1980).

Les zones productrices majeures sur la feuille Bélâbre étaient situées entre Dunet, Maison Neuve, Les Pradeaux, à l'Ouest de la Forêt Gaultier, et Chéniers. Elles ont été étudiées et décrites en détail par H. Vincienne (1948 a et b). On peut estimer que l'ensemble du bassin a livré plus d'un million de tonnes de minerais contenant 40 à 50 % de fer accompagné de silice, avec parfois un peu de barytine et de phosphore (une analyse chimique ancienne effectuée sur du minerai provenant du Bois des Peurgeons, au Nord-Est de Maison Neuve, donne : 56 % de fer, 10,76 % de SiO<sub>2</sub> et des impuretés surtout phosphoreuses (0,07 %).

Le minerai forme des amas au sein des argiles bariolées, des sables arkosiques et des grès de l'Hettangien. Il a été exploité tant à ciel ouvert qu'en mine. Celle de la Société Schneider, encore en activité entre 1926 et 1929 aux Rivailles (Lieu-dit Les Petites Gouttières) dispose d'un réseau de galerie d'environ 5 km.

**Les gîtes de manganèse.** Ce minerai n'a connu que des exploitations sporadiques de 1872 à 1932, avec une production de faible ampleur, de l'ordre de

5 000 tonnes de Mn, avec des teneurs de 35 % en moyenne (Ziserman, 1980).

La production provient surtout du secteur compris entre Les Pérelles, Chéniers et Dunet. La mine du Moulin de Dunet, en partie encore accessible avec l'autorisation des propriétaires, donne une bonne idée de ces exploitations artisanales qui étaient encore en exploitation entre les deux guerres. Le manganèse, sous forme de pyrolusite et de manganite, accompagne le fer ; mais il se trouve souvent en poches isolées coincées entre au mur ou au toit des gisements de fer ou comme au Moulin de Dunet, dans une poche située au centre d'une lentille d'hématite.

**Les indices de barytine-fluorine.** Les autres minerais de l'Hettangien, comme la fluorine et la barytine, ne sont connus qu'à l'état d'indices qui n'ont pas révélé de concentration économique.

En revanche, plus au Sud dans le bassin de Chaillac (feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles), ils ont fait l'objet d'une exploitation industrielle. En 1999, le bassin de Chaillac ne présente plus qu'une exploitation en activité. Il s'agit de la carrière de Chaillac-Les-Redoutière (2 à 3 Mt de barytine contenue), en activité depuis 1976, et qui assure actuellement toute la production nationale (Albouy et *al.*, 1993). La mine du Rossignol exploitée pour la fluorine et un peu de barytine par la Société Industrielle du Centre, a récemment réduit puis suspendu l'extraction. Cette société sortait de la mine annuellement 25 000 t de tout venant titrant environ 50 % de  $\text{CaFe}_2$ .

Sur la feuille Bêlâbre, ces deux minéraux sont présents sur l'ensemble des sites minéralisés en fer et manganèse et plusieurs indices sérieux y ont même été reconnus. Les deux principaux sont les indices des Pradeaux, au Sud de Chéniers (lieu-dit Les trois chênes) et aux Pérelles (Ziserman, 1980).

L'indice des Pradeaux présente beaucoup de similitudes avec le gisement exploité de Chaillac-les-Redoutières. Il s'agit de grès arkosiques à ciment fluo-barytique inclus dans une lentille de minerai de fer. Le gisement, de taille modeste, s'étend sur 550 m de long et 350 m de large pour une épaisseur de 6 m. Les teneurs sont basses avec 15 % pour la barytine et 10 % pour la fluorine. Une tranchée ouverte (très dangereuse) sur le site à l'époque des recherches (SIC et SOGEREM) est encore visible.

L'indice des Pérelles est nettement plus petit et plus pauvre. Il est entouré d'anciennes exploitations de fer et de manganèse.

Ces deux indices en barytine et fluorine s'appuient sur un faisceau des failles de direction N-S à NNW-SSE dans le prolongement de la faille minéralisée de la mine du Rossignol.

**Les indices de galène.** La galène se trouve en cristaux isolés ou en filonets disséminés dans la masse des calcaires et dolomies du Sinémurien (au Sud du village de Dunet, par exemple). Aucune concentration industrielle n'est signalée.

### **Minerais de fer des cuirasses ferrugineuses tertiaires**

La Formation de Brenne montre plusieurs niveaux à concentration d'oxydes de fer. Les plus riches se trouvent dans la série altéritique de base où abondent les pisolites et les boulets de fer. Ils sont conservés au cœur d'une argile bariolée rougeâtre (e1-5). D'autres indices sont situés à plusieurs niveaux dans la série détritique (e6g1G). Il s'agit de paléosols et de cuirasses ferrugineuses à pisolites de fer installés dans des grès à ciment ferrugineux. La cuirasse terminale est la plus développée en Brenne où elle a fait l'objet d'exploitations sporadiques pour le fer qu'elle contient (Méobecq, cf. feuille Saint-Gaultier). Si le minerai de fer est globalement pauvre, 25 à 35 %, les pisolites qu'il contient sont eux très riches en fer, ce qui a favorisé longtemps une extraction très artisanale par collecte de surface avec des paniers. Cette pratique qui remonte peut-être à l'époque gauloise se serait au moins poursuivie en Brenne jusqu'à la fin du 19<sup>e</sup> siècle.

D'après la notice de la feuille La Trimouille, le début de l'industrie métallurgique locale remonterait au 3<sup>e</sup> siècle avant J.-C. Dans l'Indre, les indices archéologiques sont maigres, quelques scories de fer trouvées dans des fosses gauloises du « village des arènes » à Levroux où l'on a aussi découvert un atelier de travail artisanal du métal (Buchsenschütz, 1982 ; Buchsenschütz et *al.*, 1993) et le four d'époque romaine fouillé à Oulches. L'activité métallurgique biturige, dont la renommée est vantée par César (Guerre des Gaules, V, 22) et Strabon (Géographie, IV, 2, 2), n'a pour l'instant livré que fort peu de vestiges archéologiques. Pour le Moyen-Âge, les données archéologiques sur les anciens sites d'extraction et l'industrie métallurgique sont tout aussi rares, à l'exception des indices de surface montrant dans les champs, à la période des labours, des scories de fer associées à des tessons de céramique.

Sous l'Ancien Régime, du 16<sup>e</sup> au 18<sup>e</sup> siècles, l'essor métallurgique du Bas-Berry est en revanche clairement attesté. L'abondance du minerai, mais aussi du bois et des cours d'eau favorise le développement des fourneaux et des forges. Les toponymes en rapport avec l'activité métallurgique sont fréquents sur la feuille Bélâbre (La Forge, Les Sarres de Forgerons, la Brande de Forge, La Minière,...). Dès le 16<sup>e</sup> siècle, la Haute noblesse investit dans la métallurgie déjà existante (Luzeret, Corbançon) ou crée de nouveaux sites comme celui des forges de Bélâbre (La Gâtevaine) qui remplacent une papeterie.

Au 18<sup>e</sup>, la métallurgie du fer connaît un nouvel essor avec l'utilisation de la technique des hauts-fourneaux. À cette époque (1770) les forges de la

Gâtévine produisent un peu plus de 200 tonnes de fer par an (Charlemagne, 1902).

Pendant la Révolution, la République demande des fers et des fontes et réquisitionne l'industrie métallurgique régionale pour approvisionner l'armée en canons, essieux, boulets et bidons. Il semble qu'à cette époque les forges de Bélâbre soient spécialisées dans les essieux d'artillerie et que le Bois-de-Paillet soit le principal fournisseur de combustible.

Au 19<sup>e</sup> siècle, la demande en minerais s'accroît et les grattages de fer éocènes sont vite remplacés par des gîtes plus productifs (gîtes de l'Hettangien du bassin de Chaillac). Une extraction artisanale des pisolites de fer se poursuit toutefois jusqu'au début du 20<sup>e</sup> siècle, mais pour des besoins locaux voire individuels (charrue, outils de jardins). Sur la feuille La Trimouille, les gisements de fer de Maviaux, Journet et Saint-Léomer ont été exploités jusqu'en 1925 pour alimenter les usines métallurgiques de Chaillac.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

Les traces d'industries préhistoriques sont relativement peu fréquentes sur l'ensemble de la carte et en particulier au Sud, dans le bocage. Il est probable que cette rareté soit plutôt due au fort couvert végétal de la région, en grande partie privée de terres labourées, qu'à l'absence d'occupation humaine antique. Les indices rencontrés lors du lever de la carte et les sites reconnus, à proximité, sur les cartes voisines tendent à confirmer cette idée.

#### **Paléolithique ancien**

D'après J. Desprié (1990), des prospections systématiques dans la haute vallée de la Creuse (région d'Éguzon) ont permis la découverte d'une vingtaine de sites du Paléolithique ancien, dont quelques-uns en position stratigraphique. Ils se situent entre 135 m d'altitude (sur des épandages de sables et graviers en rebord de plateau), et 105 m (sur la plus haute terrasse quaternaire). Ces sites ont livré une industrie sur quartz d'une rare fraîcheur. Un de ces sites a même été fouillé de 1984 à 1989 (Desprié, 1990), à Lavaud, près d'Éguzon. Il a livré des structures d'empiècement et des trous de piquets de hutte. L'industrie archaïque mise au jour est variée. Façonnée sur filons de quartz elle comprend des becs, des encoches, des denticulés, des grattoirs en museaux et des racloirs. Compte tenu de sa situation géologique, du faciès lithique très antérieur à l'Acheuléen et de l'absence de foyer, ce site de hutte pourrait avoir un âge proche du million d'années.

Une reconstitution de la hutte et des pièces lithiques de Lavaud sont exposées au Musée archéologique de Saint-Marcel.

### **Paléolithique inférieur**

D'après O. Charbonnier, plus d'une centaine de communes de l'Indre auraient livré des bifaces isolés de l'Acheuléen. En l'absence de fouille, on ne connaît pratiquement rien de cette période attestée par la seule présence d'outils isolés.

Des bifaces du Paléolithique inférieur ont aussi été trouvés au Nord de la carte sur le plateau autour du Jeu. Ils sont là associés à de l'industrie plus récente, moustérienne et néolithique. Une partie des pièces découvertes est conservée au musée des Amis du Blanc et de sa région, au Blanc.

### **Paléolithique moyen**

Il n'est connu sur la carte de Bélâbre que sur la base de pièces isolées, en particulier des grattoirs épais, des pointes moustériennes et des petits bifaces. Le site du Jeu déjà cité pour le Paléolithique inférieur montre une forte concentration de pièces moustériennes, toutes plus ou moins éolisées et associées à des dreikanter.

Sur les feuilles voisines Le Blanc et Argenton, de nombreux sites ont été inventoriés, notamment sur la basse terrasse de la Creuse (Argenton) et sous un abri rocheux au Pêchereau, près de Pouligny-Saint-Pierre.

### **Paléolithique supérieur**

Il a livré des pièces éparées en particulier aux abords de la vallée de la Creuse, au Nord de la feuille. Il est par ailleurs beaucoup mieux connu sur la feuille Le Blanc où la falaise des Roches, à l'aval du Blanc, est percée de grottes et d'abris. Un de ces sites, l'abri Charbonnier, a livré deux niveaux d'occupation aurignacienne. La richesse de l'industrie et de la faune et la présence de restes humains (une canine d'adulte teintée d'ocre et un morceau de mandibule d'enfant) en font un site de grand intérêt stratigraphique pour la période de 25 000 à 30 000 ans.

Le Solutrén est également présent dans la vallée de la Creuse, que se soit en site de plein air ou en grotte. Le site de Fressignes, près d'Éguzon (carte Argenton-sur-Creuse) a déjà livré plus de 10 000 silex comprenant des outils taillés du Solutrén final d'une extrême finesse.

Le plus bel exemple de stratigraphie est toutefois donné par l'Abri Fritsch (Trotignon et *al.*, 1984), dans la falaise des roches à Pouligny-Saint-Pierre. Ce site montre une séquence continue sur plus de 3 m d'épaisseur dans laquelle se succèdent le Solutrén et le Badegoulien (Magdalénien

ancien). Il a livré, en plus de l'industrie sur silex et sur os, des parures de dents percées, des boutons d'ivoire perforés et une riche faune de mammifères et de poissons. La grotte de la Garenne près de Saint-Marcel constitue un autre exemple de site magdalénien fouillé dans la région. Il s'est révélé d'une grande richesse en art mobilier sur os et bois de renne gravés, dont certains portent des figurations humaines.

### **Mésolithique**

Cette période de transition entre le Paléolithique et le Néolithique est encore très mal connue dans la région. Aucun site ne semble avoir été signalé sur la carte Bélâbre.

### **Néolithique**

Les outils sur lames, les haches polies et taillées en silex jurassiques et tertiaires, les meules et polissoirs en grès de Brenne sont des objets relativement fréquents au Nord de la carte, où plusieurs sites ont été repérés lors des levés. Une collection intéressante sur le Néolithique local est conservée au Musée des Amis du Blanc. Plusieurs mégalithes, dolmens et menhirs, existent sur la feuille Bélâbre.

### **Protohistoire et l'époque romaine**

Il est conseillé de visiter le Musée archéologique de Saint-Marcel. Ces salles illustrent d'une façon remarquable l'occupation humaine de la région pour ces périodes. Pour plus de détails, il est utile de se référer aux publications de G. Coulon (1973) et Surraut J.-P. (1990).

### *SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

Le territoire de la feuille Bélâbre ne comporte pas de sites géologiques classés. En revanche, il existe de nombreux sites géologiques ou géomorphologiques remarquables. Pour les découvrir, il est conseillé de consulter les ouvrages et guides suivants :

- **Guide géologique régional : Val de Loire (Anjou, Touraine, Orléanais, Berry)**, par G. Alcaydé, R. Brossé, J.P. Cadet, S. Debrand-Passard, M. Gigout, J. Lorenz, J.-P. Rampoux, L. Rasplus (1976), Masson et Cie, éditeurs (voir en particulier l'itinéraire 12).
- **Découverte géologique de la Région Centre (Val de Loire, Touraine, Sologne, Beauce, Berry)**, par J.C. Proust et J.-M. Lorain (1989), Éditions du BRGM.

• **Histoire des paysages en Brenne et en Berry.** Coll. Mémoires de Brenne. Éd. Parc naturel régional de la Brenne.

• **Parc naturel régional de la Brenne**, par P. Barrier et J. Lorenz (1997), Géochronique, n° 61, p. 15.

#### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

• La feuille Bélâbre couvre le secteur sud-ouest du Parc naturel régional de la Brenne. Il est donc conseillé de visiter l'Écomusée de la Brenne et du Pays Blancois (Château Naillac - 36300 Le Blanc) qui comporte des sections géologie, préhistoire et archéologie :

• Les Musées suivants sont également recommandés pour la richesse de leurs collections géologiques et archéologiques d'intérêt local :

– La Maison des Amis du Blanc, 36300 Le Blanc, Ville-Haute ; traditions populaires, géologie et archéologie ;

– Musée d'Argentomagus, 36020 Saint-Marcel ; préhistoire et archéologie de la vallée de la Creuse ;

– Musée de l'Association des Amis du Vieux Martizay, Mairie de Martizay ; préhistoire et archéologie ;

– Musée de la Mine à Chaillac ; géologie, minéralogie ;

– Musée municipal d'Ouches ; géologie, archéologie.

• Le lecteur pourra consulter des documents inédits (coupes de sondages, rapports) à la Banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM qui détient, entre autres documents, le détail des coupes de sondages réalisées dans le cadre du lever de la feuille Bélâbre (cf. carte de localisation en annexe). Les documents peuvent être consultés soit :

– au BRGM, Service géologique régional (SGR Centre), 3 Avenue Claude Guillemin - BP 6009 - 45060 Orléans cedex 02 ;

– au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude-Bernard - 75005 Paris.

#### *BIBLIOGRAPHIE*

ALBOUY L., ROUSSEAU C. (1993) - La barytine. Rapport BRGM R 37775, DMM-RMI-93, 36 p.

ALCAYDE G., BROUSSE R., LORENZ J., RAMPOUX J.P., RASPLUS L. (1976) - Guides géologiques régionaux. Val de Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Masson édit., Paris, 191 p., 122 fig., 12 pl.

- ARBEY F., LORENZ J. (1986) - Présence de deux niveaux à pseudomorphoses d'évaporites dans le Dogger du Sud du Bassin parisien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 303, (II), n° 10, p. 945-950, 1 pl.
- BARRIER P., GODDYN X. (1998) - Les faluns du Blésois et du Lochois : contrôle structural, environnement de dépôt, organisation séquentielle et reconstitution paléogéographie. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 35, n° 2, p.13-32.
- BARRIER P., LORENZ J. (1997) - Parc naturel régional de la Brenne. *Géochronique*, dossier parcs, n° 61, BRGM-SGF, p. 15.
- BASSOULET J.P., LORENZ J. (1995) - Découverte d'une association à *Atascella occitanica* Peybernès, grand foraminifère du Jurassique moyen, dans le sud du Bassin parisien. *Rev. de Micropal.*, vol. 38, n° 1, p. 15-25, 1 fig., 2 pl.
- BOGDANOFF S., BÖESSE J.-M., CIRODDE J.-L., DAMBRINNE P., SY D., ZISERMAN A., PELLATON C., LORENZ C. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM. Notice explicative par BOGDANOFF S., COHEN-JULIEN M., BÖESSE J.-M., CIRODDE J.-L., DAMBRINNE P., FREYTET P., SY D., LEROUGE G., CONSTANS J. (1989), 34 p.
- BOURCIER S. (1996) - Étude géologique de la région de Bélâbre (Indre, France). Mémoire d'Aptitude à la Géologie, IGAL, n° 138, 119 p., 51 fig., 6 pl.
- BOURCIER S. (1998) - Le Jurassique et le Tertiaire du Bas-Berry d'après les levers de la feuille Bélâbre (Indre) : cartographie, stratigraphie et analyse morphostructurale. Mémoire de géologue de l'IGAL, 174 p., 30 fig., 6 pl. h-t.
- BOURCIER S., BARRIER P., GIOT D., LORENZ J. (1998) - Le Sidérolithique de la Petite Brenne (Indre, France) : séquences de dépôt et évolution tectono-sédimentaire. Résumé, RST 98 Brest, SGF édit., Paris, p. 79-80.
- BUCHSENSCHÜTZ O. (1982) - « Le village gaulois des Arènes de Levroux » *Archeologia*, n° 167, juin, p. 45-47.
- BUCHSENSCHÜTZ O. et al. (1993) - Le Village celtique des Arènes à Levroux. Description des structures (Levroux 2), RAC, Suppl. 8, 224 p.
- CHARBONNIER O. - Préhistoire, Protohistoire, Gallo-romain, camps, sépultures, fontaines... de l'Indre par communes, étude manuscrite, s.l.n.d., bibliothèque municipale de Châteauroux.
- CHARLEMAGNE E. (1902) - « Les forges de Bélâbre au XVIII<sup>e</sup> siècle », MSAC, Bourges, p. 281-307 et 294-297.
- CHÂTEAUNEUF J.-J. (1977) - Datation palynologique du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. BRGM*, (I), n° 4, p. 353-355.
- CHOUKROUNE P., GAPAIS D., MATTE P. (1983) - Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile de la Marche (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), n° 296, p. 859-862.

- COULON G. (1973) - La Brenne antique, Ed. Gibert-Clarey, Tours, 101 p., 2 cartes.
- DEBÉGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Principaux accidents issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 22, n° 3, p. 639-645.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (sud du bassin de Paris, France). Mém. BRGM, n° 119, 226 p., 108 fig., 20 pl.
- DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J., TINTANT H. (1974) - Précisions sur le passage Dogger-Malm et la série jurassique dans le Sud du Bassin de Paris (région d'Issoudun, Indre). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 470-475, 2 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) - Fracturation de la Champagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, p. 647-653, 3 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., LORENZ C., LORENZ J., QUÉNARDEL J.-M. (1982) - Étude stratigraphique, structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 19, n° 4, p. 5-91, 36 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., ARNAUD C., BLANC A., CAUTRU J.-P. et al. (1995) - Journées d'étude de printemps : aperçu géographique et géologique. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 32, n° 3, p. 12-25.
- DELORME J., EMBERGER A. (1949) - La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. Sci. Natur. Auvergne*, Clermont-Ferrand, n° 15, p. 45-82.
- DESPRIÉ J. (1989) - « Homo erectus » (?) à Éguzon, il y a plus d'un million d'années. In PROUST J.C. et LORAIN J.M., découverte géologique de la Région Centre, Val de Loire, Touraine, Sologne, Beauce, Berry. Coll. Jean Ricour, BRGM, édit., 1989, p. 12.
- DESPRIÉ J., (1990) - Les premiers habitants du Bas-Berry : les tailleurs de quartz de la haute vallée de la Creuse. In L'Indre – le Bas-Berry de la préhistoire à nos jours. Édit. Bordessoules, Saint-Jean-d'Angely, p. 28-30.
- DONADIEU J.-P. (1976) - Données nouvelles sur les formations de l'Éocène continental (Bartonien au sens large) du Sud-Ouest du Bassin parisien : les dépôts de Brenne et des confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1647-1658, 8 fig.
- DUTHOU J.-L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif central français). *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 63, 288 p.

- FREYTET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) - Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 23, n° 2, p. 3-15.
- GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P., MOUROUX B. (1994) - Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Géologie de la France*, n° 4, p. 35-56, 8 fig., 2 tabl.
- GROSSOUVRE A. de (1886) - Étude sur les gisements de fer du centre de la France. *Annales des Mines*, 8<sup>e</sup> série, t. 10.
- JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G., WYNS R. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montreuil-Bellay (512). Orléans : BRGM, notice explicative par Joubert J.-M., Thiéblemont D., Wyns R., Poncet D., Karnay G.
- KLEIN C. (1961) - Sur la formation de la Brenne et ses extensions en Montmorillonnais et en Châtelleraudais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), t. 253, 2087 p.
- KLEIN C. (1962) - L'intérêt morphologique d'une carrière de la gâtine parthenaise : Viennay. *Norois*, n° 34, IX, p. 167-171.
- KLEIN C. (1975) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Fondation Baulig, XII, 882 p.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., GARCIA J.-P., DUBUGET M. (1991) - Lithostratigraphie et structuration du sous-bloc biturige (sud du bassin de Paris) au Dogger et au Malm. *Géologie de la France*, n° 2, p. 31-38, 3 fig.
- LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y., GODEFROY P., LEVRET-ALLEBARET A. (1996) - Les tremblements de terre en France. Éditions BRGM, 196 p., 97 fig., 130 ph.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.-M., FLOCH J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 3, p. 605-618.
- LEROUGE G. (1981) - Étude géologique et structurale de la région de Saint-Benoît-du-Sault et arguments pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz. DEA, Univ. Paris-Sud, Orsay, 50 p., inéd.
- LEROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du Nord-Ouest du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. d'Orléans, 2 vol., 170 p., 44 fig., annexes 224 p., 1 carte h.-t.

- LEROUGE G. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du bassin du Massif armoricain. Thèse Sci., Univ. Paris-Sud, Mém. Géodiffusion, Paris, 1988, n° 2, 363 p.
- LEROUGE G. (1988) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Mém. Géodiffusion, Paris, n° 2, 263 p., 130 fig.
- LEROUGE G., QUÉNARDEL J.-M., ROLIN P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, son importance dans la tectonique carbonifère du Nord-Ouest du Massif central français. *In* l'orogénèse calédonien, P.I.C.G. 27 : Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque, Symp. Rabat, 25-28 août 1983.
- LEROUGE G., QUÉNARDEL J.-M. (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), t. 301, p. 621-626, 2 pl.
- LEZAUD L., LORENZ J. (1968) - Terrains sédimentaires de la partie sud du Bassin parisien (ancienne province du Berry). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 9, p. 621-626.
- LORENZ C. (1979) - Sur l'existence de décrochements dans la bordure méridionale du Bassin parisien. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 4, p. 173-174, 1 fig.
- LORENZ C. (1985) - La place du seuil du Poitou dans l'évolution structurale du sud du Bassin parisien. *Com. Trav. Hist. et Sci.*, sect. Sci., t. IX, p. 79-90, 2 fig.
- LORENZ C., LORENZ J. (1982) - Un exemple de tectonique synsédimentaire dans le Dogger du Sud du bassin de Paris : la flexure de la forêt de Châteauroux (Indre). *Bull. BRGM* (2), n° 1, p. 205-210, 4 fig.
- LORENZ C., LORENZ J. (1983) - L'anticlinal synsédimentaire bajocien de la carrière du Bridonnet à Argenton-sur-Creuse (Indre). *Géologie de la France*, n° 3, p. 255-260, 4 fig.
- LORENZ C., LORENZ J. (1985) - Mise en évidence d'une structuration en blocs basculés de direction sud-armoricaine au cours du Jurassique dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris (Berry). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), t. 301, n° 4, p. 239-241, 1 fig.
- LORENZ C., MÉGNIEN C., WÉBER C. (1986) - Le projet de forage au sud de Sancerre et l'étude du magnétisme terrestre. *Géochronique*, n° 19, p. 18-19.
- LORENZ C., LORENZ J., QUÉNARDEL J.-M., COHEN-JULIEN M., LEROUGE G., ROLIN P. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argenton-sur-Creuse (593) (sous presse). Orléans : BRGM. Notice explicative par LORENZ C., LORENZ J., QUÉNARDEL J.-M., COHEN-JULIEN M., LEROUGE G., ROLIN P. (1998) (sous presse).

- LORENZ J. (1989) - Le Dogger du Berry : contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes au Jurassique. *Mém. Sci. Terre Univ. Curie*, Paris, n° 89-10.
- LORENZ J. (1992) - Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes du Jurassique. *Mém. BRGM* n° 212, 400 p.
- LORENZ J., TARDY D., COULON G. (2000) - La pierre dans la ville antique et médiévale. *Rev. Archéol. Centre de la France*. 18<sup>e</sup> suppl., Mém. 3, musée d'Argentomagus.
- LORENZ J., POMEROL C. (1985) - Influence du socle sur le haut-fond berrichon au Dogger. *Ass. Fr. Avancement Sci., Bull. sect. Sci.*, T. IX, p. 55-65, 4 fig.
- MACAIRE J.-J. (1981) - Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords). Tome 1 texte et illustrations, thèse univ. de Tours, 304 p., 57 fig., 19 pl.
- MACAIRE J.-J. (1984) - Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sud-Ouest du bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, n°17-19, p. 37-40.
- MÉGNIEU C. (édit.) (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n°101, 102, 103.
- MOULIN J., JUILLET J., STUDER R. (1986) - Carte des sols de la région centre, Bélâbre, feuille 2027, 1/50 000 IGN-INRA-Chambre d'agriculture. Notice explicative par F. Juillet (1987), 230 p.
- MOUSTERDE R. (1952) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-ouest du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, 459 p., 40 fig., 10 pl. h.-t.
- MOURIER J.-P. (1980) - Étude stratigraphique des terrains jurassiques dans la vallée de la Gartempe entre Lathus et Saint-Savin (Vienne). DEP-SUP, univ. Poitiers, 132 p., 44 fig., 9 pl.
- MOURIER J.-P. (1983) - Le versant parisien du Seuil du Poitou de l'Hettangien au Bathonien. Stratigraphie, sédimentologie, caractères paléontologiques, paléogéographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Fac., Sci., Poitiers, 2 t., 192 p., 83 fig., XIII pl., 4 pl. h.-t.
- MOURIER J.-P. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Trimouille (591). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mourier J.-P. (1989), p. 42.
- MOURIER J.-P., GABILLY J. (1985) - Le Lias et le Dogger au Sud-Est du seuil du Poitou : tectonique synsédimentaire, paléogéographie. *Géologie de la France*, n° 3, p. 293-310, 10 fig., 2 pl.
- MOURIER J.-P., ALMÉRAS Y. (1986) - Les faunes de brachiopodes et le passage du Bajocien au Bathonien dans le Sud-Ouest du Bassin parisien (France). *Géobios*, t. 19, n° 6, p. 689-704, 2 fig., 2 pl.

- PATTE E. (1938) - Observations géologiques sur la feuille de Poitiers au 1/80 000. *Bull. du Serv. de la carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197.
- PETITPIERRE E., DUTHOU J.-L. (1980) - Âge westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 257 p.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (II), n° 3, p. 461-469.
- QUÉNARDEL J.-M., ROLIN P. (1984) - Palaeozoic evolution of the « Plateau d'Aigurande » (Nord-Ouest Massif central, France). In Variscan tectonics of the North Atlantic region, D.H.W. Hutton & D.-J. Sanderson (Eds), Geol. Soc. London Spec. Publ., n° 14, p. 63-77.
- QUÉNARDEL J.-M., SANTALLIER D., BURG J.-P., BRIL H., CATHELINIEAU M., MARIGNAC C. (1991) - Le Massif central, 74 p. In PIQUE A. (1991) - Les massifs anciens de France. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, n° 44, p. 1-2.
- QUÉNARDEL J.-M., LEROUGE G., ROLIN P., COHEN-JULIEN M., LORENZ J., CHEVALIER E., MERLIN D., MILLET D., GELY J.-P., MICHAUX J.-P., BAVOUZET F., MACAIRE J.-J. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argenton-sur-Creuse (593). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien *et al.* (1998), 168 p.
- RASPLUS L. (1967) - Sur l'Éocène continental de la Brenne (Indre). *Trav. Inst. Géol. Anthr. préhist., Fac. Sci. Poitiers*, t. VIII, p. 123-129.
- RASPLUS L. (1968) - Éocène continental du Sud-Ouest du Bassin de Paris. La « Formation de la Brenne ». Bibliographie. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, n° 15, p. 15-35.
- RASPLUS L. (1978) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse doct. d'État, Orléans. Texte : vol. 1 et 2, 454 p. et 132 fig., 25 pl. photos, 10 cartes h.t. (vol. 3).
- RASPLUS L. (1982) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin parisien. *Mém. Sci. Terre Univ. Pasteur, Strasbourg*, n° 66, 227 p., 56 fig., 28 tabl., 4 pl.
- RASPLUS L., MACAIRE J.-J., LORENZ J., LORENZ C., MACAIRE C., PANCSER G. ET BARRIER P. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gaultier (569). Orléans : BRGM. Notice explicative par RASPLUS L., LORENZ., LORENZ C., MACAIRE C. (1989), 40 p.
- ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Éguzon (Nord-Ouest du Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 229 p., inéd.
- ROLIN P., QUÉNARDEL J.-M. (1980) - Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 290, n° 1, p. 17-20.

- ROLIN P., DUTHOU J.-L., QUÉNARDEL J.-M. (1982) - Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, p. 799-802.
- STEINBERG M. (1967) - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Thèse État, sciences, Paris-Sud (Orsay).
- STEINBERG M. (1970) - Contribution de la sédimentation et de la géochimie à l'étude des formations continentales azoïques. Faciès sidérolitique du détroit poitevin. CTHS, Mémoire de la section des sciences, n° 3, 31 fig., 175 p.
- SURRAULT J.-P. (1990) - L'Indre, le Bas-Berry de la Préhistoire à nos jours. Édit. Bordessoules, Saint-Jean-d'Angély, 449 p.
- THIRY M. (1988) - Les grès lustrés de l'Éocène du bassin de Paris : des silcrètes pédologiques. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, (1988), vol. 25, n° 4, p. 5-14.
- TROTTIGNON F., POULAIN T., LEROI-GOURHAN A. (1984) - Étude sur l'Abri Fritsch (Indre). XIX suppl. à « Gallia préhistoire », CNRS Éd., Paris, 122 p., 41 fig., 2 pl. photo.
- VATAN A. (1948) - La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional. Thèse, Sci., Univ. Toulouse, 215 p.
- VINCIENNE H. (1948a) - Rapport géologique sur le gisement de fer du bassin de Chaillac (Indre). Chambre de Comm. Ind. de l'Indre. Châteauroux, 44 p., 1 carte, 4 pl.
- VINCIENNE H. (1948b) - Sur le gisement de Chaillac (Indre). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), vol. 229, n° 8, p. 473-475.
- ZISERMAN A. (1980) - Les gisements de Chaillac (Indre) : la barytine des Redoutières, la fluorine du Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien de socle. Mém. BRGM, Réf. MD0903, 36 p. 23 fig.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

– P. BARRIER, professeur à l'IGAL (Institut de géologie Albert-de-Lapparent, Cergy-Pontoise) : auteur de la totalité de la rédaction de la notice à l'exception de la partie sur l'organisation des grands cycles sédimentaires de la bordure méridionale du Bassin parisien (J.-P. GELY) et de la partie hydrogéologie (P. MAGET) ;

– S. BOURCIER, géologue de l'IGAL : auteur de deux mémoires (cf. bibliographie) qui ont servi de base à la rédaction de cette notice et suivi des sondages dans le Tertiaire ;

- G. LEROUGE, professeur à l'IGAL : coordinateur des travaux et des écrits sur le socle cristallin et cristallophyllien ;
- J. LORENZ, maître de conférence à l'Université Paris VI : coordinatrice des travaux et des écrits sur la stratigraphie du Jurassique ;
- A. BOULLIER, maître de conférence à l'Université de Franche-Comté : données éco-bio-stratigraphiques sur les brachiopodes du Jurassique ;
- J.-P. GELY, géologue, attaché du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris : auteur du chapitre sur les grands cycles sédimentaires de la bordure méridionale du Bassin parisien et collaboration sur la stratigraphie du Jurassique ;
- D. GIOT, géologue au BRGM : coordinateur des travaux de sondage et collaboration sur la stratigraphie du Tertiaire et sur les formations superficielles ;
- J.-J. LEBEAU, Paléontologue : collaboration paléontologique pour le Jurassique ;
- P. MAGET, géologue au BRGM : auteur du chapitre sur l'hydrogéologie.

**Présentation au CCGF : 10 mai 1999**

**Acceptation de la carte et de la notice : 1er décembre 1999**

**Impression de la carte : 2000**

**Impression de la notice : 2001**



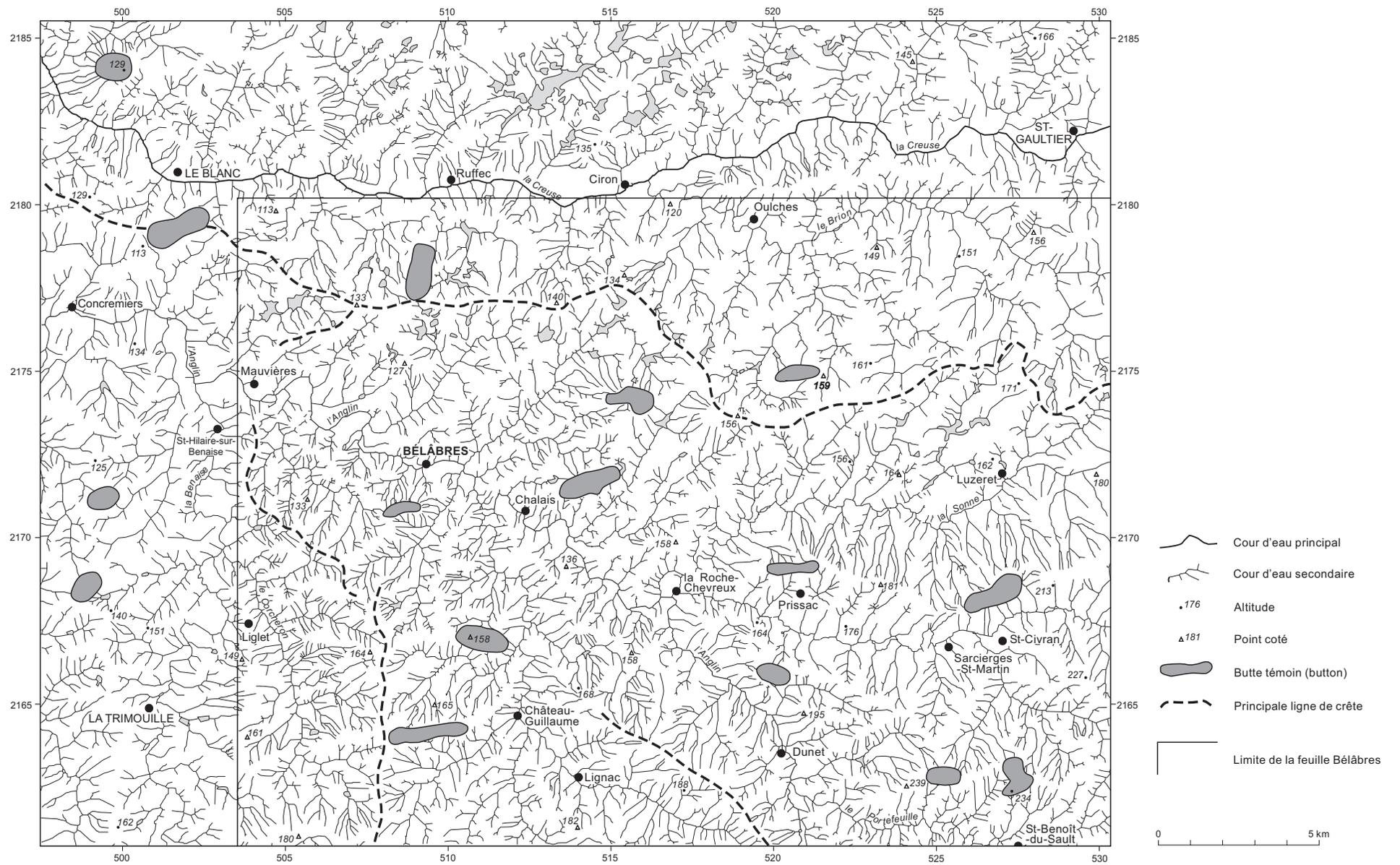
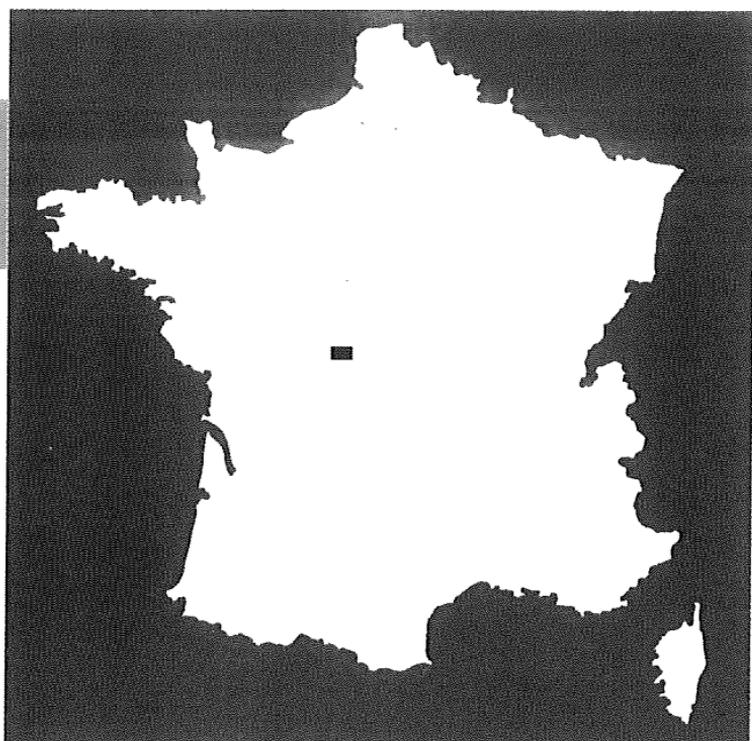


Fig. 8 - Réseau hydrographique de la feuille Bèlâbre et buttes témoins



## BÉLÂBRE

La carte géologique à 1/50 000  
BÉLÂBRE est recouverte par les  
coupures suivantes de la Carte  
géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'Ouest : POITIERS (N° 143)  
à l'Est : AIGURANDE (N° 144)

|               |                         |                     |
|---------------|-------------------------|---------------------|
| Le Blanc      | St-Gaultier             | Velles              |
| La Trimouille | BÉLÂBRE                 | Argenton-sur-Creuse |
| Montmorillon  | St-Sulpice-les-Feuilles | Dun-le-Palestel     |

