

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

LE CREUSOT

LE CREUSOT

La carte géologique à 1/50 000
LE CREUSOT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : CHÂTEAU-CHINON (N° 124)
- au nord-est : BEAUNE (N° 125)
- au sud-ouest : AUTUN (N° 136)
- au sud-est : CHALON-SUR-SAÔNE (N° 137)

Lucenay- -l'Évêque	Epinac- -les-Mines	Beaune
Autun	LE CREUSOT	Chagny
Toulon- -sur-Arroux	Montceau- -les-Mines	Chalon- -sur-Saône

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LE CREUSOT A 1/50 000**

par

**L. COUREL, J. ARÈNE, R. FEYS
G. GAND, J.C. MENOT, J. CORNET, J.P. GUILLAUMET**

1989

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES</i>	
<i>PALÉOZOÏQUES</i>	10
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	13
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	14
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	33
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	33
<i>MÉTAMORPHISME</i>	39
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	40
RESSOURCES DU SOUS-SOL	41
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	41
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	44
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	48
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	54
AUTEURS DE LA NOTICE	54

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Le Creusot a été levée à 1/25 000 pendant les années 1978-1979. La diversité des terrains à l'affleurement s'est traduite par des différences sensibles dans les préoccupations des auteurs.

La prédominance des terrains mésozoïques a nécessité une étude lithostratigraphique détaillée des formations sédimentaires. Le Trias couvre à lui seul plus du tiers de la carte et présente d'importantes différences de faciès d'Est en Ouest, liées à la transgression triasique sur la bordure du Massif central. La notice lui consacre une large part, d'autant plus grande que les travaux occasionnés par la réalisation du projet du Train à Grande Vitesse de la SNCF ont apporté des données précieuses. Le Jurassique de la carte Le Creusot est intéressant dans ses relations avec les séries des feuilles voisines. La région a été choisie pour un camp de terrain des étudiants de l'Institut des sciences de la Terre de l'université de Dijon. Les résultats de leurs travaux ont été intégrés à la notice.

L'étude des dépôts villafranchiens à quaternaires de la vallée de la Dheune permet des comparaisons avec la formation des sables et argiles de Chagny en plaine de Saône et s'intègre ainsi aux travaux du Groupe Bresse.

Pour les bassins houillers et permien de cette feuille : Le Creusot, Saint-Bérain-sur-Dheune, et celui d'Autun - Epinac en partie, on a largement utilisé les informations fournies par les travaux miniers anciens. Les informations rassemblées peu avant ou après la cessation définitive de l'activité charbonnière dans la région constituent une documentation de très haute valeur pour la connaissance du sous-sol.

Après la publication de la carte Chagny, qui a proposé une explication globale de la structure des plateaux calcaires en bordure de la Bresse, il était intéressant de prolonger les investigations en se rapprochant du socle du Massif central et du bassin de Blanzly - Montceau.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte Le Creusot se situe à la jonction de régions naturelles représentées sur la feuille par leur seule terminaison mais beaucoup mieux développées à l'extérieur.

Dans l'angle nord-ouest, débute le bassin d'Autun. Des collines y sont dominées par le plateau triasique boisé de la forêt des Battées qui marque la limite du bassin. Les rivières y sont drainées vers l'Ouest en direction de l'Arroux qui se jette dans la Loire. Quelques entrées de galeries d'extraction rappellent l'exploitation ancienne du charbon.

Au Sud, la ville du Creusot marque le paysage avec ses aménagements industriels et urbains. L'agglomération se situe sur la bordure septentrionale du bassin permien de Blanzly - Montceau. Le paysage permien de la "dépression de la Dheune", avec ses collines basses, est dominé, au-delà

des failles de bordure du bassin, par le socle cristallin et cristallophyllien. Au Nord-Ouest, c'est le plateau du Sud autunois et au Sud-Est le massif de Mont-Saint-Vincent, terminaison septentrionale de l'axe du Charolais.

Dans l'angle nord-est, des plateaux calcaires représentent la terminaison méridionale de la "Montagne" bourguignonne. Au Sud de Nolay, des buttes bajociennes isolées en sont les derniers témoins. Dans cette zone très faillée, la morphologie est marquée par des surfaces structurales dominant des falaises escarpées. Les vignobles des Maranges sont implantés sur des éboulis au pied de ces reliefs.

La vallée de la Dheune, qui coule vers le Nord-Est en direction de la Saône, représente une certaine unité géographique. C'est une voie de communication entre la vallée de la Saône et le bassin minier de Blanzly – Montceau, empruntée par la route, le canal et le chemin de fer. Elle traverse le Trias gréseux et argileux et se trouve dominée latéralement par des plateaux sinémuriens. En s'éloignant de la Dheune vers le Sud-Est, commencent les lanières monoclinales à plongement Est de la côte chalonnaise, bien développées sur la feuille voisine Chagny.

La plus grande unité géographique de la carte est la plus centrale, c'est la belle surface structurale à pendage Est du *plateau d'Antully*, prolongée à l'Est de la Digoine par la région de Collonge-la-Madeleine – Sivry et au Sud-Est par le Couchois. L'entablement supérieur est essentiellement constitué par les grès du Trias et du Rhétien et, plus rarement, par les calcaires à gryphées du Sinémurien. Les grès du Trias sont généralement recouverts par des forêts, tandis que le Rhétien et l'Hettangien le sont le plus souvent par des pâturages ou des bois et le Sinémurien par des grandes cultures. Le plateau d'Antully, qui culmine à 604 mètres, forme le toit de cette région élevée entre les dépressions d'Autun, du Creusot et de la Dheune. Il est tout de même traversé par des routes importantes et également par le train à grande vitesse qui bénéficie de surfaces régulières et de l'absence de réseau hydrographique important.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Le socle hercynien

Les formations métamorphiques du socle font partie de l'ensemble des schistes cristallins de l'Autunois, horst séparant les dépressions des bassins de Blanzly – Le Creusot au Sud, Autun – Epinac au Nord.

L'évolution de ces formations relève pour l'essentiel du cycle orogénique varisque. La structuration tectono-métamorphique majeure est certainement antérieure au Dévonien supérieur (phase éohercynienne), voire plus ancienne (cycle cadomien). L'âge des sédiments est paléozoïque inférieur ou briovérien.

La couverture dévono-dinantienne, très peu représentée sur la feuille, est la première formation discordante sur ce socle. Elle est affectée par les phases carbonifères (phase bretonne ?, phase asturienne) et par la granitisation namuro-westphalienne, dernier événement ayant contribué à

l'édification du bâti cristallin varisque avant le dépôt des bassins houillers.

Les bassins carbonifères

C'est donc à l'aube du Stéphanien que la phase orogénique asturienne a créé le futur bassin de Blanzky et du Creusot en effondrant une grande dépression NE-SW encaissée dans les granites et les gneiss du Morvan au Nord, du Donjon et du Charollais au Sud-Est.

C'est la subsidence de cette dépression qui va permettre la sédimentation détritique du Houiller puis du Permien ; le démantèlement actif de la chaîne asturienne va alimenter son remblaiement.

La grande fosse carbonifère a continué à s'approfondir en même temps qu'elle se remblayait, tandis que la végétation maintenait son emprise. Le gisement houiller de Blanzky - Montceau est en dehors de cette feuille qui contient en revanche les dépôts houillers du Creusot et de Saint-Bérain-sur-Dheune ; par leur flore, ces dépôts paraissent être contemporains de ceux de Montceau, sans qu'aucun raccordement précis soit possible.

Ce n'est que tardivement par rapport à la phase asturienne proprement dite, après le dépôt des bassins houillers stéphaniens, que succède l'Autunien, mais dans une aire de sédimentation distincte, dans le bassin d'Autun. Et c'est sous l'emprise d'une sédimentation détritique, toujours, que l'Autunien basal inaugure le comblement de ce bassin.

Comme le bassin de Blanzky et du Creusot, celui d'Autun est un lac intramontagneux, loin de toute influence marine. Ses rivages sud reçoivent des décharges détritiques, cailloutis et gravillons, qui admettent de rares et fugaces dépôts charbonneux. Au large, ce sont des sables et des vases où des galets n'arrivent que rarement.

Puis, sur la feuille Le Creusot, il reste quelques témoins ultérieurs de schistes bitumineux, accompagnés de rubéfections contemporaines.

A la fin de l'Autunien, un événement considérable : la *phase saalienn*e, est suivi du comblement des vallées par des grès rouges, traditionnellement attribués au Saxonien, mais sans aucun argument paléontologique ; leur épaisseur est très variable, parfois considérable.

A la fin du Paléozoïque, les reliefs étaient sans doute à peu près nivelés. Chaque fois que le contact du Trias sur le socle est visible, la surface est régulière et horizontale. Aucune variation d'épaisseur sensible dans le Trias gréseux n'est par ailleurs observée. La belle surface structurale du plateau d'Antully a ainsi fossilisé la pénéplaine anté-triasique. Aucune manifestation notable de l'existence du graben de Blanzky - Montceau ne peut être décelée dans la sédimentation triasique, ce qui indique clairement que le remplissage du bassin était complètement achevé au début du Mésozoïque.

L'invasion marine mésozoïque

La transgression triasique venue de l'Est n'a atteint que tardivement la bordure du Massif central, en même temps que se déposait le

Muschelkalk moyen en Lorraine et en Franche-Comté. D'emblée, les influences marines se font sentir, dans un milieu très concentré où cristallisait la halite, épisodiquement dissoute et remplacée par un moulage sableux : les pseudomorphoses de sel gemme. Ce milieu peu profond, à la limite des terres et de l'eau, a été peuplé par d'innombrables vertébrés qui ont laissé leurs traces de passage sur le bord de lagunes où quelques empreintes de végétaux (*Voltzia* sp., *Equisetites* sp.) sont restées fossilisées avec leurs pas. Dans la base de la transgression, quelques galets témoignent d'une certaine agitation de l'eau mais rapidement le régime hydrodynamique est devenu très bas, la transgression paraissant épuisée dans son avancée sur un socle très plat. L'étalement des grès s'est fait, pour terminer, dans un milieu plus agité et plus ouvert où les organismes marins pouvaient s'installer au moins temporairement.

Avec le Trias supérieur, la bordure du Massif central est envasée par des particules fines dans un milieu encore très concentré. Une subsidence active permet l'accumulation des sulfates à l'Est de la carte. A l'Ouest au contraire, en limite de l'aire de sédimentation, la concentration est encore plus forte, de la halite précipite. La subsidence manque toutefois et le sel épisodiquement redissous ne peut s'accumuler ; il subsiste seulement sous forme de pseudomorphoses de sel gemme. Des périodes de répit dans la surconcentration permettent cependant au milieu marin de se réinstaller temporairement. Des dolomies marines à foraminifères et algues se déposent dans la partie moyenne. Dans la partie supérieure enfin, des sulfates sont pseudomorphosés en carbonates dès la diagenèse.

Les grès rhétiens terminent enfin la série triasique. Le milieu lagunaire du Keuper s'ouvre sur un domaine plus franchement marin. Dépôts sableux, argileux et carbonatés se rattachent à un vaste domaine de sédimentation nord-sud qui, par la Lorraine, gagne les pays rhénans.

Après la transgression hettangienne, un pas est encore franchi ; le milieu marin est enfin complètement ouvert sur la mer franche et l'hydrodynamisme du milieu est maintenant plus élevé.

Pendant tout le Jurassique, la mer couvre la région, y compris semble-t-il le socle cristallin actuellement dénudé. Après la sédimentation de vasières carbonatées à gryphées au Sinémurien - Lotharingien, les apports détritiques fins, importants à certaines périodes, caractérisent le Domérien puis le Toarcien inférieur ; vers la fin du Toarcien moyen et au début du Toarcien supérieur, ils deviennent un peu plus grossiers, quartzeux et micacés.

La période d'arrêt de sédimentation qui s'étend sur le Toarcien terminal et une grande partie de l'Aalénien est caractérisée par une phase de fracturation locale (voir plus loin la tectonique anté-bajocienne).

Le Jurassique moyen (dès la fin de l'Aalénien) voit se développer un régime de plate-forme peu profonde, voire superficielle, favorisant l'élaboration d'importantes séries calcaires ; celles-ci sont interrompues par deux courts épisodes (au Bajocien supérieur et au Bathonien supérieur) à sédimentation un peu plus profonde de marnes et calcaires argileux à ammonites et lamellibranches.

Une nouvelle lacune de sédimentation s'étend sur le Callovien supérieur, l'Oxfordien inférieur et une partie de l'Oxfordien moyen avant que ne débute le cycle sédimentaire jurassique supérieur, seulement représenté sur la feuille Le Creusot par un peu d'Oxfordien supérieur de très faible extension.

Les dépôts de la fin du Jurassique, de même que ceux du Crétacé, sont totalement absents sur la feuille. On peut penser, en fonction des observations réalisées sur les feuilles voisines Chagny, Chalon-sur-Saône et Montceau-les-Mines, que le cycle jurassique se termine par la régression portlandienne et que le Crétacé inférieur (Valanginien, Hauterivien, Barrémien) et surtout le Crétacé supérieur à partir de l'Albien ont recouvert, au moins en partie sinon en totalité, le territoire de la feuille.

La période post- mésozoïque

Aucun terrain sédimentaire marin postérieur à l'Oxfordien n'affleure sur la carte Le Creusot. L'histoire de la fin de la sédimentation marine mésozoïque et cénozoïque est donc hypothétique et ne mérite pas de développement et la période continentale qui a suivi n'est que très partiellement connue. Aucun dépôt n'apparaît entre le Callovien et la couverture argilo-sableuse du bassin de Montceau ou les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune.

L'étude des cortèges minéralogiques des argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune et des alluvions anciennes au débouché de la Dheune témoigne en faveur de la reprise de sables marins du Crétacé moyen dans la région. Aucun témoin du Crétacé supérieur n'a par contre été décelé dans les formations détritiques de la carte ou des cartes voisines en direction de la Bresse. Ceci n'est cependant pas un argument suffisant en faveur de l'absence de dépôt du Crétacé supérieur. Il est en effet possible que les produits d'érosion issus de la région aient été drainés vers le bassin de Paris jusqu'à la fin du Pliocène et aient ainsi échappé à nos investigations. Le Crétacé supérieur est connu d'autre part de façon indirecte sur la feuille voisine Montceau-les-Mines.

La reprise de la sédimentation avec les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune date sans doute du Villafranchien si l'on admet la corrélation avec les sables et argiles de Chagny. La vallée de la Dheune était alors encombrée par les apports latéraux de toutes les vallées affluentes et des faciès lacustres pouvaient se développer temporairement. A partir de cette époque, la Dheune a recreusé ces dépôts sur près de 30 m, sans laisser de traces d'une surface intermédiaire entre la formation ancienne et la plaine alluviale actuelle.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PLUTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES PALÉOZOÏQUES

Roches métamorphiques

Les termes les plus anciens reconnus sont des gneiss localement anatectiques et des migmatites. Cette série cristallophyllienne d'âge inconnu (paléozoïque inférieur ou protérozoïque) apparaît nettement antérieure au granite hercynien à deux micas de Mesvres (295-291 Ma) qui la recoupe et l'enclave.

Elle affleure largement à l'Ouest de la feuille en panneaux de dimension très variable ; le plus important de ceux-ci, vers Saint-Symphorien-de-Marmagne (altitude 300 m), s'étend au Nord vers la Bondelue - Montmaison où il culmine à environ 550 m d'altitude et à l'Ouest jusqu'au château de Montjeu sur la feuille Autun (altitude 640 m).

On l'observe, par ailleurs, surtout dans le centre-nord de la feuille où elle apparaît sous les terrains sédimentaires à la faveur des vallées principales et affluentes, plus ou moins profondément entaillées, de la Drée au Nord de Saint-Emiland et de la Digoine au Nord de Saint-Martin-de-Commune.

Elle apparaît enfin plus à l'Est, au Nord d'Epertully, dans la grande carrière de Nolay et tout à fait au Sud-Est de la feuille où l'on observe quelques affleurements de faible extension sur les flancs de la forêt des Igaux.

ζ. **Gneiss.** Le faciès le plus courant est représenté par une roche de couleur grise, de grain fin à moyen, généralement hétérogranulaire, nettement foliée, riche en biotite.

Au microscope, on observe une texture granolépido-blastique planaire, fréquemment protomylonitique avec pour composition minéralogique :

- biotite rouge ;
- muscovite nettement moins abondante ;
- quartz dominant souvent en plages étirées polycristallines à extinction onduleuse, parfois plissées (quartz en lanière) ;
- plagioclase généralement plus abondant que le feldspath potassique.

On observe localement des gneiss plagioclasiques, en particulier sur la rive gauche de la Digoine au Nord de Tintry. Les minéraux accessoires les plus courants sont l'apatite, le zircon, des minéraux opaques, localement le grenat. Cette paragenèse se caractérise par la présence fréquente de minéraux hyperalumineux : sillimanite le plus souvent en fibrolite et cordiérite généralement pinitisée.

On note localement la disparition de la muscovite avec un développement plus abondant du feldspath potassique, de la sillimanite et de la cordiérite. Un tel faciès s'observe notamment sur la rive gauche de la Drée au Sud de Bas de Canada, à flanc de coteau des Bois de Repas. Il s'agit là d'un gneiss protomylonitique à biotite rouge corrodée, disloquée, associée à de la muscovite, avec quartz en lanières plus ou moins recristallisées, feldspath potassique, plagioclase, cordiérite abondante en plage pouvant

atteindre 3 mm à contours corrodés, lobés, plus ou moins pinitisée, avec parfois au centre des plages fraîches dans lesquelles s'ébauchent des textures maillées, sillimanite en fibrolite également abondante. Ce faciès particulier présente une déformation importante et une rétro-morphose partielle.

Enfin, notons pour mémoire, la présence locale de faciès ocellés.

MZ, M. Gneiss anatectiques et migmatites. Les faciès de gneiss décrits ci-dessus passent progressivement à des gneiss anatectiques et à des migmatites. On observe, en effet, des termes de transition d'une part par la modification de la texture des roches : texture granoblastique planaire, puis isotrope plus ou moins équante et d'autre part par le changement d'aspect général de la roche avec cristallinité plus grossière, foliation plus fruste s'estompant, localement figures "d'agmatite" ou de "nébulite" avec développement d'une ségrégation des éléments clairs en amas ou en veines d'aspect granitique et de la biotite en traînées, traduisant cette allure générale de mélange de matériel cristallophyllien et granitique qui caractérise les migmatites.

Roches plutoniques

Granites

Au Nord de la dépression permo-carbonifère, on a d'une part un granite calco-alkalin porphyroïde auquel est localement associé une granodiorite calco-alkaline dans le prolongement oriental du *massif de Luzy* et d'autre part un granite alumineux dans le prolongement oriental du *granite de Mesvres*.

Au Sud de la dépression permo-carbonifère, dans l'angle sud-est de la feuille, on retrouve un granite alumineux. Ce granite n'a pas été différencié du granite de Mesvres dont il présente la même composition minéralogique et les mêmes variations de texture.

Granite de Luzy

γ^4 . **Granodiorite calco-alkaline porphyroïde.** Le faciès affleure sur une faible superficie entre la Plaine et Moisy au Sud de Saint-Symphorien-de-Marmagne. Il s'agit d'une roche mésocrate, porphyroïde, de grain moyen, riche en ferromagnésiens, qui présente une texture hypidiomorphe grenue, porphyroïde avec : biotite brun-rouge, plagioclase zoné (oligoclase \pm andésine), feldspath potassique, quartz, minéraux accessoires (sphène, apatite, oxydes).

γ^3 **Granite calco-alkalin porphyroïde.** Le faciès commun est porphyroïde à gros grain. Au microscope, on observe une texture hypidiomorphe grenue, porphyroïde avec : biotite brun orangé à brun-rouge, plagioclase parfois un peu zoné (oligoclase), feldspath potassique en quantité généralement inférieure au plagioclase, quartz, minéraux accessoires (apatite, sphène, zircon).

On observe localement des *enclaves* qui sont généralement des enclaves grenues à grain fin, de couleur grise. Leur composition est soit sensiblement analogue à celle du granite mais plus riche en biotite, soit granodioritique. L'étude détaillée de l'une de ces enclaves montre une texture hypidiomorphe grenue à grain fin avec biotite rouge abondante, plagioclase, andésine, amphibole verte, quartz.

Granite de Mesvres

γ^2 . **Granite alumineux à deux micas.** Le faciès le plus courant, de couleur claire, est de grain fin à moyen. Au microscope, il présente une texture hypidiomorphe grenue avec : biotite et muscovite en quantité le plus souvent égale, plagioclase albite-oligoclase, feldspath potassique, quartz, minéraux accessoires (apatite, zircon).

Ce faciès courant varie localement, surtout, par sa texture, avec des faciès à grain fin de tendance aplitique et à l'opposé des faciès de grain moyen à grossier parfois porphyroïdes et enfin des faciès plus exceptionnellement pegmatoïdes.

Les *enclaves* observées sont soit des enclaves de granite de composition sensiblement analogue mais à grain très fin, soit des enclaves microgrenues porphyriques riches en biotite brun-rouge et rare muscovite, plagioclase zoné abondant, quartz.

Ce granite enfin enclave des diorites et des gabbros vers les Chambrions, les Dumays et les Bonnottes, ainsi que de vastes panneaux de roches cristallophyliennes.

Diorites – Gabbros

Ces roches s'observent sur de très faibles superficies essentiellement localisées à l'Ouest de la feuille.

η . **Diorite.** A l'Est de Velay, elle se présente en blocs éboulés ou presque en place, à flanc de coteau. Il s'agit d'une diorite quartzique à texture hypidiomorphe grenue, planaire avec : plagioclase subautomorphe zoné (oligoclase à andésine), biotite brune abondante, hornblende verte (pargasite), quartz en faible quantité, minéraux accessoires (apatite, sphène, allanite).

Au Nord des Dumays, on a un faciès à grain fin, sans quartz, qui présente des "ocelles" d'un demi-centimètre à plagioclases plus granoblastiques, biotites rouges et oxydes.

A l'Ouest des Gilles, c'est une roche de grain moyen à texture hypidiomorphe grenue, planaire, qui présente une composition de monzodiorite quartzique avec : plagioclases subautomorphes zonés (andésine-labrador), biotite brune, hornblende actinolitique, clinopyroxène, feldspath potassique en plages xénomorphes, quartz, minéraux accessoires (apatite, sphène, zircon).

θ . **Gabbros.** On les observe en affleurements ou en blocs à flanc de coteau au Nord des Dumays, où ils sont associés à des diorites, alors qu'ils se présentent essentiellement en blocs à l'Ouest des Bonnottes. Ces roches ont

une texture hypidiomorphe grenue, planaire avec : plagioclase zoné (labrador-anorthite), clinopyroxène, hornblende brun-vert (magnéto-hornblende ou hornblende pargasitique), biotite orangée, minéraux accessoires (apatite, sphène, rutile, sulfures).

Les gabbros présentent localement un litage magmatique. Il est à noter que leur texture apparaît, parfois, partiellement recristallisée, évoquant une texture de "recuit".

Roches filoniennes

Le réseau filonien est peu important ; il s'agit pour l'essentiel de : $\mu\gamma$. microgranite porphyrique à biotite ; $\mu\eta$. microdiorite porphyrique.

FORMATIONS VOLCANIQUES

tf-br. Dévono-Dinantien. Tufs et microbrèches. Les affeurements de roches volcaniques, essentiellement localisés au Nord de la feuille, sont rares et de très faible extension.

Au Nord de Morlet, ce sont des tufs à cristaux (à biotite) et des microbrèches d'explosion à cristaux et fragments lithiques ; les cristaux sont : quartz, plagioclase, biotite ; les éléments lithiques, de taille variable, souvent pluri-centimétriques, sont des tufs à cristaux et des laves ; le ciment est sériciteux, à nombreux petits éclats.

Au Nord-Ouest de la Vesvre-de-Saisy, il s'agit de tufs grossiers à cristaux à fond fluidal, associés à des microbrèches présentant des niveaux tuffacés à cristaux et lapillis et des niveaux homogènes scoriacés très fins à clastes feldspathiques et bulles remplies de phyllites.

Enfin à l'*Ouest-Sud-Ouest de la Forge*, on a un tuf à cristaux et rares lapillis.

β . Néogène. Ankaratrite de Drevin. Ankaratrite holomélanocrate à néphéline, compacte, à gros grain, recoupée par des filons d'ankaratrite lamprophyrique et par des lamprophyres micacés divers (Brousse et Nativel, 1964).

La roche compacte a la composition minéralogique suivante :

- olivine : 20,2 % (forstérite 82) ;
- augite : 51,5 % ;
- magnétite : 20,4 % ;
- feldspathoïdes : 7,9 %.

Le pointement basaltique de Drevin est un neck complexe comportant plusieurs venues basiques successives, d'âge vraisemblablement néogène.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Terrains primaires

h1-2. Carbonifère inférieur (Dinantien). Cette formation, à caractère détritique, affleure sur une faible superficie, d'une part au Sud de la feuille : dans les quartiers nord de la ville du Creusot et à l'Ouest vers Vau Martin, les Combes, et d'autre part au Nord de la feuille dans la région de Morlet.

Dans la périphérie de la ville du Creusot il s'agit d'une formation relativement homogène par sa composition presque essentiellement grésopélique et très hétérogène par la granulométrie de ses constituants avec tous les termes depuis des siltites, arénites, microconglomérats jusqu'à des conglomérats à gros éléments pouvant atteindre la dizaine de centimètres. Au point de vue sédimentologique, on note la présence locale de granoclasses, de petites figures de charge dans les faciès fins et des stratifications obliques.

Les siltites peuvent être homogènes, compactes, indurées ou friables ou, au contraire, hétérogènes, alternant avec des lits ou des amas lenticulaires d'arénites fines ou grossières parfois microconglomératiques. Elles sont le plus souvent de couleur grise à noire ou gris-vert. En lame mince, elles présentent un fond phylliteux à séricite, chlorite et parfois biotite, muscovite, avec des petits éclats de quartz et de feldspaths. Exceptionnellement charbonneuses, elles tachent alors les doigts.

Les arénites sont fréquentes ; de couleur grise, de granulométrie très variable, on les observe en niveaux millimétriques à centimétriques en alternance avec des niveaux silteux ou en petites amygdales au sein de ces niveaux. On les observe, aussi, en bancs épais avec des passées de microconglomérats et de conglomérats. Elles sont constituées de grains anguleux ou arrondis de quartz, feldspath, micas avec localement la présence de tourmaline, zircon, apatite et exceptionnellement de grenat, le tout dans un ciment phylliteux.

Les microconglomérats et conglomérats, malgré la présence locale de niveaux de granulométries intermédiaires avec les arénites, constituent généralement des niveaux bien individualisés.

Ces microconglomérats et conglomérats sont polygéniques. Les éléments de taille très variable sont souvent anguleux ou plus ou moins arrondis, généralement non aplatis. Ils renferment, outre des galets de quartz, surtout des éléments de roches sédimentaires : quartzites, arénites, lydiennes et exceptionnellement volcaniques : laves, tufs. Le ciment est phylliteux à petits débris anguleux dans les microconglomérats, et très hétérogène en composition et en granulométrie dans les conglomérats, avec des débris divers de quartz, feldspath, micas.

Au Nord de Morlet, des siltites, des arénites et des microconglomérats sont analogues à ceux observés au Creusot, avec toutefois des termes, dans l'ensemble, moins grossiers (absence de conglomérat à gros éléments).

On note localement la présence de microconglomérats à éléments volcaniques abondants : fragments de laves (rhyolite, dacite) et de tufs,

côtoyant des plages silteuses d'origine sédimentaire, le tout dans un ciment phylliteux peu abondant.

h5b. Stéphanien moyen

Le gisement du Creusot.

Ici, le Houiller repose sur les conglomérats et schistes plus ou moins gréseux du Carbonifère inférieur (Feys et Gand, 1983).

La série productive commence très généralement par un conglomérat à galets fluviatiles empruntés au socle, mais quelquefois par des schistes et du charbon. Le contact avec le soubassement est assez rarement visible et pas toujours clair. Néanmoins on peut affirmer qu'il est tantôt normal, tantôt anormal. Dans ce cas, le contact s'effectue par faille. Ces deux types de contact se succèdent du Nord vers le Sud, suggérant que la sédimentation a eu lieu très tôt dans un bassin actif constitué de grabens. Les failles hercyniennes et varisques qui affectent les terrains houillers pourraient alors être synsédimentaires.

Pour tous les termes de la série houillère, l'épaisseur et le faciès varient d'Est en Ouest et verticalement. Les poudingues sont ainsi moins grossiers et moins épais vers la Croix du Lot, c'est-à-dire vers l'Ouest. Cette couche conglomératique dessine, sur la bordure nord, une grande lentille mise en place, selon toute vraisemblance, par des chenaux. Au-dessus, sans qu'on ait jamais observé de murs à radicelles, commence la *Grande Couche*. Celle-ci est d'ailleurs unique, quoiqu'elle soit parfois accompagnée de deux petits satellites au mur : la première et la deuxième veine, elles-mêmes parfois divisées. Les mineurs avaient remarqué entre ces veines et la Grande Couche un horizon caractéristique de "grès grossiers à pâte noire avec petits noyaux gris ou blancs" qu'ils appelaient "grès fleurtés", les noyaux blanchâtres étant des fleurs. Il doit s'agir du faciès que nous appelons maintenant "grès demi-deuil" ou "grès nougat".

La Grande Couche est très irrégulière ; elle se présente en amas de 6 à 10 mètres et atteint parfois 30 mètres. Elle est souvent barrée par des lentilles gréseuses qui représentent autant de décharges détritiques. La série se termine par une formation uniforme de schistes noirs.

Les plantes indiquent un âge Stéphanien moyen. Cependant la présence dans les listes de *Walchia*, sans que soit précisée leur provenance exacte, laisse supposer l'existence d'un peu d'Autunien. Nulle part ne subsiste la couverture sédimentaire normale du Stéphanien du Creusot.

Le gisement de Saint-Bérain-sur-Dheune

Malgré la continuité cartographique de la bande houillère de Blanzay, les couches de Saint-Bérain sont distinctes de celles de Montceau, de Montchanin et de Longpendu. Dans le gisement même, il y a plusieurs faisceaux discontinus, de composition très variable.

Les quartiers étaient tous séparés par des intervalles, et les coupes étaient discontinues. Mais de très nombreux travaux miniers anciens, puits et travers-bancs ont permis à Delafond (1902) de proposer l'allure et

la composition du gisement dans lequel les couches sont reconnues sur une hauteur de 5 à 600 m. La coupe est la suivante, encadrée, au sommet par des grès rouges, à la base par le socle cristallin.

● *Zone supérieure* (200 m) :

- schistes peu gréseux : 120 m ;
- faisceau de Saint-Léger, 4 couches (5 m de houille). La Petite Couche et la Grande Couche sont parfois séparées par un intervalle de 10 m, parfois presque en une seule couche.

● *Zone médiane* (250 à 350 m) :

- grès fins et schisteux : 120 m ;
- faisceau de la Charbonnière, 20 à 50 m avec trois couches réparties sur 20 m (0,30, 1,70 et 1,80 m). La couche supérieure était exploitable à la Charbonnière ;
- grès rougeâtres : 80 à 100 m, rappelant parfois les grès permien ;
- faisceau charbonneux des Carrières, 50 m en moyenne, avec deux couches séparées par un intervalle stérile variant de 10 m à plus de 40 m. La couche inférieure a pu atteindre 2 m, mais toutes deux sont sales et irrégulières.

● *Zone inférieure* :

- grès et poudingues à gros galets de granite ;
- faisceau schisteux et charbonneux de la Gagère, 50 m avec petite couche de 0,40 m ;
- grès et poudingues de base.

Le bassin d'Autun – Epinac

Le Stéphanien de ce bassin (h5bG) n'est que peu représenté sur la feuille, affleurant sur une faible superficie à la limite nord de la coupure, au NE de Morlet.

La formation reconnue ici est rapportée à l'Assise stérile du Mont Pelé ou étage stérile des grès et poudingues de F. Delafond. Considérés d'abord comme un faciès latéral gréseux des schistes de l'Autunien inférieur, les grès du Mont Pelé ont été rapportés, par leur flore et leur microflore, au Stéphanien B.

r1a. Autunien inférieur. Le faciès habituel, dans le bassin d'Autun, de schistes et grès, n'est que peu représenté sur la feuille Le Creusot, au profit, en revanche, des grès et conglomérats du faciès littoral (r1aL) qui soulignent ainsi la bordure méridionale du bassin. Ils contiennent des couches lenticulaires de charbon ligniteux.

r1b. Autunien supérieur. Alternances de schistes, grès ou arkoses, conglomérats de teinte noire ou foncée, parfois bancs carbonatés. Les schistes noirs peuvent être remplacés par des schistes tendres et des grès argileux verdâtres, voire par des faciès franchement rouges. L'Autunien supérieur contient parfois des niveaux charbonneux, mais il est surtout caractérisé par la fréquence des schistes bitumineux riches en écailles de poissons. Une variation latérale en est la formation de Cury où voisinent de gros blocs de gneiss mal équarris et des traînées d'argiles rouges (r1bC).

r2. **Saxonien. Grès et argiles rouges.** Grès associés à des conglomérats et des argiles de couleur rouge, parfois grise ou jaunâtre, souvent bariolés de veines blanches, violacées ou verdâtres, parfois silicifiés ; ils ont livré des bois silicifiés, des stromatolites ainsi que des vertébrés tétrapodes (Gand, 1981 et 1987). Ils sont largement discordants sur tous les termes antérieurs. L'épaisseur est très variable jusqu'à 1 000 m et plus.

Terrains secondaires

Trias

La transgression triasique s'est développée d'Est en Ouest sur le socle hercynien, depuis la Bresse où les dépôts sont épais et bien différenciés, jusqu'à la bordure du Massif central où la limite de l'aire de sédimentation a été observée en plusieurs endroits. La carte Le Creusot se situe à la limite entre les faciès épais à accumulation d'évaporites dans le Trias supérieur et les faciès réduits sans anhydrite ni gypse, plus occidentaux.

Deux types de Trias sont ainsi décrits successivement et des corrélations seront ensuite tentées entre les deux. Les subdivisions entre Trias gréseux à la base et Trias argileux au-dessus sont purement lithologiques et leur valeur stratigraphique sera discutée en conclusion.

A L'Est du Plateau d'Antully : Trias épais et différencié

tG. **Trias gréseux.** Puissance : 25 à 30 m. Il débute par des grès feldspathiques grossiers mal consolidés, à matrice argileuse. Quelques galets de quartz filonien atteignent 6 cm (Nolay), accompagnés en faible pourcentage (< 5 %) par des galets de roches éruptives leucocrates et plus rarement de roches métamorphiques ou de tufs paléozoïques. A partir de quelques mètres au-dessus du socle, les grès forment des bancs réguliers, mieux consolidés, qui s'affinent vers le haut de la série. A une quinzaine de mètres au-dessus du socle, commencent des niveaux plus fins, mieux triés, en bancs peu épais, passant à des plaquettes fines à pseudomorphoses de sel gemme alternant avec de minces lits argileux dolomitiques. Les huit derniers mètres débute par une reprise détritique. Ils sont constitués de grès feldspathiques à ciment carbonaté, essentiellement dolomitique. Des nodules ou des trous de dissolution y apparaissent, accompagnés de cristallisations géodiques et de dendrites de manganèse. Les bancs sont épais et homogènes et peuvent former un ressaut dans la topographie. Dans certains lits, le grès carbonaté passe à une dolomie gréseuse contenant des débris de microorganismes marins (Couches-les-Mines, Saint-Sernin-du-Plain, Epertully) : fragments d'échinodermes et tests d'ostracodes et de foraminifères (L. Courel, 1973).

tA. **Trias argileux.** Puissance : 40 à 60 m. Il constitue, à l'Est du plateau d'Antully, la formation dite des "argiles bariolées du Mont-Bouzu".

La partie inférieure, épaisse de 30 à 40 m, est formée d'argilites silteuses ou finement gréseuses à débit schisteux, le plus souvent grises à noires mais également bariolées, qui sont normalement gypsifères. La base est plus détritique, avec parfois des pseudomorphoses de sel gemme, et le haut plus gypsifère.

Des bancs de gypse ont été exploités au sommet de cet ensemble, immédiatement sous les dolomies de la partie moyenne du Trias argileux, qui formaient le toit des galeries. Les anciennes plâtrières ont été nombreuses dans la vallée de la Dheune et des restes de puits d'aération ou d'extraction et des entrées de galerie sont encore visibles (Le Tronchat, en Couhault, le Cabillon, Maison-Rouge...). Levallois (1822) nous a laissé des coupes des niveaux exploités dont l'interprétation stratigraphique est toutefois erronée. La dernière plâtrière, celle du Mondelot, a cessé son activité en 1966. Elle exploitait une veine de gypse de 4,50 à 5 m d'épaisseur, au toit de laquelle ont été observées des lentilles de barytine (L. Courel, 1964).

L'ensemble de la série inférieure serait équivalente, par son faciès, des Marnes irisées inférieures de Lorraine.

La partie moyenne est constituée d'un banc de dolomie beige très compacte, parfois silicifiée, épaisse de 1 à 2 m, surmontant des siltites rubanées dolomitiques, de couleur grise à noire, alternant sur 1,50 m avec du gypse et de la dolomie. La dolomie est une oodolomicrite à péloïdes et oolites, avec quelques sections de foraminifères (*Nodosaria* sp.) à Maison-Rouge, près de Saint-Léger-sur-Dheune.

La dolomie rappelle de très près la Dolomie de Beaumont et les siltites sous-jacentes font penser, de façon plus discutable, au Grès à roseaux. Les deux réunis seraient donc probablement équivalents des Marnes irisées moyennes de Lorraine.

La partie supérieure, épaisse de 10 à 15 m, est constituée d'argilites bariolées dolomitiques, parfois silteuses, à nombreuses plaquettes dolomitiques d'épaisseur centimétrique, à cassure conchoïdale. Vers le haut, s'intercale une passée dolomitique plus importante, épaisse de 1 à 2 m, de couleur blanche à jaunâtre, très dure. C'est une dolomicrite souvent rubanée, à nombreux terriers (planolites), mauvaises empreintes de lamelli-branches et pseudomorphoses de gypse en calcite. Elle forme un ressaut topographique dans la région de Saint-Léger-sur-Dheune. D'après sa position dans les argiles bariolées et son faciès, cette dolomie pourrait être équivalente de la "dolomie de 2 m" décrite par Bonte (1951) dans le Jura. La partie terminale des argiles bariolées dolomitiques est généralement de couleur verte sur au moins 2 m.

L'ensemble de la partie supérieure du Trias argileux peut être rapprochée des Marnes irisées supérieures de Lorraine.

Trias du Plateau d'Antully : faciès réduit

tG. **Trias gréseux.** Puissance : 3 à 15 m. *La partie inférieure* est constituée par les "grès à pavés" ou "grès à empreintes de reptiles". Leur épaisseur diminue d'Est en Ouest ; elle atteint 10 m au centre de la carte (carrière de Pont d'Argent, à l'Ouest de Saint-Emiland) et se réduit à 3 m au Nord de la forêt de Planoise (la Coiffe au Diable). Ces grès discordants sur le socle reposent sur l'Autunien du bassin d'Autun ou le socle cristallin ou cristallophyllien. Le contact, visible en maints endroits, est toujours franc et ne montre pas d'irrégularités notables de la topographie anté-triasique. Dans toute la partie occidentale du plateau, les grès sont énergiquement silicifiés, à l'Ouest d'une ligne NNE-SSW passant par Tintry, la Madeleine (1 km à l'Ouest de Saint-Emiland) et la Métairie, sur le rebord sud-est du plateau. Ils forment avec les grès rhétiens l'essentiel des

belles surfaces structurales boisées à pendage Est, limitées en bordure par des falaises. Au pied de celles-ci, la base des grès est généralement masquée par des éboulis, largement descendus sur le socle en contrebas.

Les nombreuses carrières ouvertes dans ces grès ont été exploitées surtout au siècle dernier pour la fabrication de pavés et reprises épisodiquement pour les granulats. On y observe généralement deux bancs massifs très silicifiés, séparés par un niveau argilo-gréseux d'épaisseur décimétrique à centimétrique, vert ou bariolé. La carrière de Pont d'Argent, activement exploitée pour les besoins de la ligne SNCF du T.G.V, a permis de lever une coupe détaillée (G. Gand, 1979).

Le Trias gréseux débute généralement par des grès relativement fins, bien stratifiés. En certains points cependant, des niveaux bréchiques contiennent des fragments anguleux provenant du démantèlement du socle sous-jacent (La Coiffe au Diable, Fragny). Ils sont silicifiés et minéralisés (barytine, fluorine, galène) et rappellent le "silicifié" de la bordure nord et ouest du Morvan. Il arrive aussi que la base du Trias soit marquée par des galets mal triés (Pont d'Argent) qui peuvent être une reprise du niveau silicifié calcédonieux sous-jacent (Champ des Chambres).

L'essentiel de la série est constitué de grès feldspathique, bien trié pour les fractions sableuses et silteuses mais relativement encombré de particules fines < 15 μ . La stratification est horizontale et les bancs très étendus latéralement. Les rides d'oscillation et de courant sont fréquentes, avec des fentes de retrait. Dans le ciment siliceux, des traces de carbonates antérieurs sont localement reconnaissables. Les nourrissages quartzeux sont fréquents. De la fluorine et de la galène se rencontrent parfois en position intergranulaire mais la minéralisation se trouve le plus souvent en filonnets (barytine, silice). Parfois dès la base et dans toute la série, mais particulièrement vers le haut, les pseudomorphoses de sel gemme abondent à la surface inférieure de plaquettes délitées par l'altération. Des empreintes de vertébrés ont été collectées en très grand nombre et à plusieurs niveaux, dans l'ensemble de la série. Les plus basses ont été trouvées à partir de 4 m environ au-dessus du socle. L'ichnofaune est remarquable et très variée. Parmi les formes principales du plateau d'Antully, on peut citer : *Brachyhirotherium pachydactylum*, *B. circeparvum*, *Rotodactylus rati*, *R. lucasi*, *Sphingopus ferox*, *Coelurosaurichnus perriauxi*, *Anchisauripus bibractensis*... (G. Demathieu, 1977; G. Gand, 1971, 1978).

La partie supérieure du Trias gréseux est constituée par les "grès à feldspaths roses". Epais de 4 m environ, ces grès forment un léger ressaut dans le paysage. Ils sont séparés des grès à pavés sous-jacents par un niveau argileux, rarement visible à l'affleurement, qui peut atteindre près d'un mètre à la carrière de Pont d'Argent, près de Saint-Emiland. Ils se distinguent des grès à pavés par leur granulométrie plus hétérométrique, la présence de cristaux de feldspaths dépassant souvent le centimètre et leur ciment fréquemment carbonaté, avec des mouches de manganèse. Parmi les éléments détritiques assez frais, se reconnaissent en particulier des fragments volcaniques à microgranitiques d'origine morvandelle. Ces caractères pétrographiques se retrouvent du reste dans les intercalations gréseuses apparaissant comme des décharges détritiques dans le Trias argileux sur l'ensemble de la carte.

tA. Trias argileux. Puissance : 0 à 11 m. Son épaisseur se réduit d'Est en Ouest, de 15 m à Tintry à 5 m au hameau de Saugys et il ne peut plus être distingué sur le rebord occidental du plateau d'Antully.

A l'Est, il est constitué d'une série argilo-dolomitique encore assez gréseuse, particulièrement dans la base. Une coupe était particulièrement bien visible près de Tintry (tranchée T.G.V. ; Gand, 1979 et C. Recouvreux, 1979, D.E.A. université de Dijon). La partie inférieure (6 m), bariolée, argilo-silteuse, gréseuse et dolomitique, est encore riche en pseudomorphoses de sel gemme. L'importance des passées dolomitiques croît vers le haut, en même temps que la fraction détritique diminue. Un ensemble dolomitique en deux bancs principaux dans lequel des algues du type *Solenopora* ont été trouvées, couronne cette série de base. Il rappellerait de façon lointaine la "Dolomie de Beaumont" des Marnes irisées moyennes de Lorraine. Le Trias argileux se termine par des argiles bariolées dolomitiques (4 m) dans lesquelles s'individualise un banc irrégulier décimétrique de dolomie blanchâtre dont le microfaciès rappelle celui de la "dolomie de 2 m" de la région de Lons-le-Saunier. La partie terminale est elle-même dolomitique, de couleur jaunâtre.

Au niveau d'Antully (Les Saugys), la série bariolée est plus monotone, argilo-détritique, avec des passées gréseuses à ciment dolomitique à gros feldspaths roses et quelques bancs franchement dolomitiques. Des laminations rappellent des figures stromatolitiques.

A l'Ouest de la carte, le Trias argileux n'est plus distingué du Trias gréseux sous-jacent, sa diminution d'épaisseur s'accompagnant d'un enrichissement en détritiques. L'ensemble forme alors les grès d'Antully.

Éléments de corrélations entre faciès orientaux et occidentaux du Trias ; chronologie

Trias gréseux et Trias argileux représentent des unités cartographiques dont la valeur stratigraphique doit être discutée. Comme il est de règle dans le Trias dit "germanique", les ensembles carbonatés forment les meilleurs éléments de corrélation.

Les grès carbonatés ou les dolomies gréseuses de la partie supérieure du Trias gréseux contiennent une faune à éléments marins (foraminifères, entroques, gastéropodes) au Nord-Est (Epertully, Saint-Sernin-du-Plain). Elle se rattache à la formation des "calcaires de Milly-Lamartine", bien représentée plus au Sud, qui a été rapprochée de la transgression du Muschelkalk supérieur dans l'Est de la France en raison de la nature des foraminifères et des algues (L. Courel, 1977). L'âge ladinien de cette formation a été récemment confirmé par la palynologie (M.C. Adloff et J. Doubinger, 1979). Sur la carte Le Creusot, ce niveau est marqué par une récurrence détritique grossière, à l'Est comme à l'Ouest (grès à feldspaths roses du plateau d'Antully).

Au-dessous, le Trias gréseux non carbonaté à pseudomorphoses de sel gemme et empreintes de reptiles (grès à pavés du plateau d'Antully) constitue une formation-repère étendue à toute la bordure orientale du Massif central, de Dijon à Alès. Elle est à rattacher à la base de la transgression triasique sur la bordure du Massif central et correspond au Muschelkalk moyen de Lorraine.

Au-dessus des grès carbonatés, l'apparition des argiles silteuses dolomitiques, gypsifères à l'Est, correspondrait à l'installation du faciès Keuper. La dolomie à foraminifères superposée aux niveaux gypsifères de Saint-Léger-sur-Dheune serait équivalente, bien que sans arguments chronostratigraphiques, de la Dolomie de Beaumont des Marnes irisées moyennes. Elle repose d'ailleurs sur des niveaux silteux rappelant le Grès à roseaux. Ce niveau carbonaté supragypsifère se prolonge assez loin vers l'Ouest et s'observe encore à Tintry où des formations algaires ont été reconnues.

Dans les argiles bariolées dolomitiques terminales du Trias argileux, que l'on peut rapprocher des Marnes irisées supérieures, une passée dolomitique a été individualisée, rappelant la "dolomie de 2 mètres" de Franche-Comté (A. Bonte, 1951). Elle est encore visible à Tintry. Dans la partie occidentale du plateau d'Antully, le Trias argileux forme un ensemble monotone où les passées détritiques sont de plus en plus importantes. Il finit par ne plus être distingué du Trias gréseux. Il est cependant tout à fait probable que le Trias de l'Est de la carte est aussi complet que celui de l'Ouest. Termes gréseux et argileux sont des unités cartographiques et le Trias gréseux occidental serait équivalent du Trias argileux et du Trias gréseux de l'Est.

Jurassique inférieur

t10-12. Rhétien – Hettangien. Puissance : 20 à 25 m. Ensemble cartographique regroupant des termes lithologiques très variés, qui n'est généralement que partiellement visible en affleurement à l'occasion de tranchées ou de travaux de génie civil. De belles coupes temporaires ont cependant permis d'observer la plupart des niveaux (G. Gand, 1979).

De bas en haut, les niveaux observés sont les suivants :

● Alternance d'*argilites silteuses noires et de grès fins à muscovite* (jusqu'à 8 m). Au-dessus des Marnes irisées, cet ensemble plus argileux à la base et plus gréseux au sommet dessine des plateaux, particulièrement nets dans le secteur d'Auxy. Plus à l'Est, les grès sont à l'état résiduel sur la surface couronnée par les grès d'Antully. Les grès rhétiens sont bien triés, à litage horizontal finement régulier, présentant localement des rides d'oscillation et une structure de type wavy-bedding à flaser-bedding. Ils ont été exploités localement pour la fabrication de meules. On y rencontre parfois de nombreuses empreintes végétales (bois des Brosses, la Bondelue, les Queulots...) : *Equisetites*, *Taeniopteris*, *Clathropteris*, *Spirangium*..., ainsi que des pistes animales, des tubes d'annélides en U et des moules de coquilles : *Cardita*, *Mytilus*... A Epiry, Pellat (1876) a cité *Avicula contorta*, *Pecten* et *Ostrea*.

Des ossements et des dents ont été rencontrés à plusieurs reprises, formant des bone beds qui contiennent parfois d'assez gros ossements : *Hybodus*, *Sargodon*, *Acrodus* (Pellat, 1876 ; Thomasset, 1930).

Vers l'Est, les argilites gréseuses sont sensiblement aussi épaisses mais sans doute plus argileuses tandis qu'elles s'aminciraient vers l'Ouest en devenant plus gréseuses.

Pellat (1865) a cité *Avicula contorta* à Epiry, qui a été retrouvée dans les sondages de recherche du fer aux environs de Nolay. Ces assises argilo-gréseuses de base sont donc typiquement rhétiennes.

● *Alternance de calcaire dolomitique gréseux à argileux et d'argilites noires à bariolées dolomitiques.* Sur le plateau d'Antully, une succession relativement régulière a été relevée de bas en haut :

– alternance de calcaire gris, lumachellique (plicatules, piquants d'oursins...), souvent dur, à passées gréseuses à bone bed et d'argilites noires à jaunâtres (1,80 m). Le calcaire gris a été exploité à la Croix-Bernard et à la Coudre pour la chaux. Les argilites interstratifiées ont livré une grande quantité d'ossements de sauriens (*Plesiosaurus*, *Ichthyosaurus*) à la Coudre et Epiry (Sauvage, 1883) ;

– calcaire bleuté à *Pellatia* (1 à 1,50 m). Ce calcaire dur, bleuté ou brun, souvent recristallisé et à cassure spathique, dont les dalles sont recouvertes de *Pellatia*, forme encore un bon niveau-repère (la Sommière des Essards au Nord-Est de la Porcheresse et la Brosse Frigousse) ;

– argilites noires, vertes, bariolées, alternant avec des grès, des grès dolomitiques ou des dolomies cargneulisées (4,50 m). Présence de bone beds et de pistes de vers.

En dehors du plateau d'Antully, des calcaires dolomitiques plus ou moins gréseux alternent avec des argilites gréseuses, souvent dolomitiques, fréquemment bariolées, qui passent à de véritables cargneules dans la partie supérieure (Charrecey). Malgré la présence de lumachelles et de bone beds dans toute cette série, aucun élément de datation n'apparaît clairement. En l'absence d'ammonites hettangiennes ou même de cardinies franches, ces niveaux sont traditionnellement considérés comme rhétiens.

● *Calcaire lumachellique alternant avec des argilites noires à vertes, parfois gréseuses (2 à 5 m).*

Sur le plateau d'Antully, cet ensemble est essentiellement argilitique mais des dalles calcaires à grandes cardinies s'y reconnaissent.

A l'Est d'Antully, l'ensemble présente généralement les deux faciès classiques de Bourgogne avec à la base un calcaire gris bleuté parfois brunâtre, lumachellique à nombreux bioclastes relativement roulés (lamellibranches, échinodermes, gastéropodes), souvent riche en grains de quartz de 1 à 3 mm. Au sein des calcaires, s'intercalent de minces bancs d'argilites grises se réduisant parfois à quelques passées gréseuses. Au sommet apparaît un calcaire gris ou brun fréquemment un peu marneux, inégalement imprégné de fer, rappelant le faciès "foie de veau" de l'Auxois, dans lequel se développe localement un minerai de fer oolitique dont l'épaisseur varie de 20 cm à 2,70 mètres.

L'épaisseur de l'Hettangien va de 2 m au Nord-Est de Vauchignon à 5 m dans la région de Saint-Léger-sur-Dheune où les épierrements sont importants.

Le minerai de fer, jadis exploité à Chalency de 1837 à 1859 (couche de 1,30 m, y compris un banc stérile de 30 cm), à Mazenay de 1852 à 1912 (couche de 45 cm à 1,40 m) et près de Change, notamment au Puits Saint-Charles, de 1853 à 1914 (couche de 40 cm à 2,70 m), est un calcaire oolitique (étudié par L. Cayeux, 1922), phosphoreux, pauvre en fer : 18 à 20 % à Chalency, 22 à 27 % à Mazenay, 25 à 30 % à Change. Près de 7 millions de tonnes de minerai ont été extraites (Y. Le Calvez, A. Lefavrais, O. Horon et D. de Torcy, 1962). Du minerai de fer a également été exploité dans l'Hettangien d'Antully jusqu'au 18^e siècle.

Dans ces calcaires hettangiens, la faune est surtout représentée par des lamellibranches (cardinies, moules, huîtres), des petits gastéropodes, des crinoïdes, quelques polypiers et de rares ammonites. Pellat (1876) cite

ainsi dans le "foie de veau" et le minerai de fer de Mazenay *Alsatites lia-sicus* et *Schlotheimia angulata*. Par contre les ammonites de la zone à Planorbis n'ont jamais été rencontrées, sans que l'on puisse parler de lacune de cette zone.

13-5. **Sinémurien (s.s.) – Lotharingien – Carixien.** Puissance : 20 à 25 m. Cette notation recouvre un ensemble calcaire formant souvent une petite falaise au-dessus des séries essentiellement argileuses du Trias et du Rhétien et qui est couronné par un plateau parfois assez largement développé.

Le **Sinémurien s.s.** (ou **Sinémurien inférieur**), épais de 15 à 20 m, est le calcaire à gryphées typique ; il se présente en bancs décimétriques à pluridécimétriques à surface irrégulière, mammelonnée, séparés par des joints marneux sombres. La roche compacte et très dure est micritique ou biomicritique, le plus souvent gris bleuté sauf à la base où elle devient gris brunâtre ou brune en se chargeant en petites oolites ferrugineuses.

En dehors des *Gryphaea arcuata* très abondantes dans la partie médiane où elles forment de véritables lumachelles, les calcaires fournissent d'autres fossiles et notamment des lamellibranches (cardinies encore abondantes à la base), des gastéropodes, ainsi que de fréquentes ammonites qui ont permis à R. Mouterde (1952) de distinguer dans la région de Nolay les trois zones du sous-étage :

- zone à Rotiforme avec *Schlotheimia charmassei* puis des *Vermiceras* à la base et *Coroniceras rotiforme* au sommet ;
- zone à Bucklandi avec des *Coroniceras* de grande taille : *C. megarietites meridionale*, *C. bisulcatum*, *C. multicostatum*, *C. bucklandi*, *Paracorniceras gmuendense*. C'est à ce niveau que se rencontrent fréquemment les lumachelles à gryphées ;
- zone à Semicostatum où abondent les *Arnioceras* dont *A. semicostatum* avec au sommet *Cymbites davidsoni*, *Coroniceras resurgens*, *Arnioceras tricaréné*s auxquels s'ajoutent des bélemnites (*B. acutus*), cardinies, *Rhynchonella* cf. *deffneri*.

Le **Lotharingien** (ou **Sinémurien supérieur**), épais de 5 m environ, est constitué de calcaires gris bleuâtre à la base, brunâtres au sommet, micritiques ou biomicritiques, rarement biosparitiques (nombreux débris de crinoïdes) au sein desquels les gryphées à coquilles plus larges (*Gryphaea cymbium*) sont beaucoup moins abondantes. Ces niveaux sont assez fossilifères : bélemnites, brachiopodes (*Zeilleria (Cincta) cor*, *Z. cornuta*, *Z. numismalis*, *Spiriferina walcotti*, *S. tumida*, *Rhynchonella (Cirpa) fronto*), lamellibranches (cardinies, rares pholadomies, *Gryphaea cymbium*), ammonites dont les associations permettent de distinguer les trois zones du sous-étage :

- zone à Obtusum avec *Asteroceras stellare*, *A. marstonense*, *A. turneri*, *Microderoceras locardi*, *M. birchii* ;
- zone à Oxynotum avec *Oxynoticeras oxynotum*, *O. subinvolutum*, *Gagaticeras gagateum*, *Slatterites slatteri* ;
- zone à Raricostatum avec *Echioceras raricostatoïdes*, *E. rhodanicum*, *Oxynoticeras gardeti*, *O. guibali*, *Epideroceras lorioli*, *Leptechioceras nodotianum*, *Deroceras* aff. *armatum*, *Paltechioceras*.

Il faut noter que très souvent, notamment au gisement classique de la gare de Nolay, les fossiles sont plus ou moins phosphatés.

Le **Carixien** ne se rencontre que très exceptionnellement à l'affleurement (fossés récemment nettoyés ou tranchées de génie civil) ; par contre, les fossiles de cet étage abondent parfois à la surface des champs. Epais de 2 à 3 mètres, il comprend à la base des calcaires gris verdâtre ou brunâtres à petits grains ferrugineux, plaqués au toit des calcaires lotharingiens, et au sommet une alternance de calcaire micritique avec passées bioturbées à taches ferrugineuses et de marnes beiges ou gris très clair annonçant la sédimentation domérienne. D'après R. Mouterde (1952), les premiers représenteraient les zones à *Jamesoni* et peut-être *Ibex*, dont le sommet semble manquer, les seconds la zone à *Davoei*. Il est enfin possible que les dépôts carixiens soient plus ou moins lenticulaires et qu'en un point donné n'existe qu'une partie de l'étage.

La faune comprend essentiellement des bélemnites et des ammonites avec abondance de *Lytoceras* (*L. fimbriatum*) auxquels, suivant les niveaux, s'associent des *Uptonia* (*U. jamesoni*, *U. venustula*, *U. oblonga*) des *Tropidoceras* (*T. demonense*, *T. futtereri*, *T. masseanum*) enfin au sommet *Productylioceras davoei*, *Aegoceras*, *Liparoceras*. Quelques nautilus (*Coenoceras*) sont également présents.

Domérien

16a. **Marnes finement micacées.** Puissance : 70 à 80 m. Marnes micacées gris bleuté à noires renfermant des nodules de pyrite, au sein desquelles s'intercalent de rares bancs ou lits noduleux de calcaire un peu marneux gris clair ou gris sombre, contenant par place de nombreux petits débris d'organismes ferruginisés. Couvertes de prairies ou de vignobles, ces marnes n'affleurent jamais en dehors des travaux de génie civil ; le seul point d'observation correct sur la carte est constitué par la carrière de la tuilerie des Louchardes au Sud-Est de Nolay (x = 776,2 ; y = 218,7) qui exploite la base de la série.

Ces marnes sont peu fossilifères, les seuls éléments recueillis étant des bélemnites et de rares amaltheidés souvent écrasés : *Amaltheus stockesi* à la partie inférieure, *A. margaritatus* au-dessus.

16b. **Calcaires à gryphées géantes.** Epais de 3 à 10 m, ce niveau comprend des calcaires parfois un peu argileux, gris ou le plus souvent bruns car ferrugineux, en bancs de 20 à 50 cm qui alternent avec des horizons de marnes plus ou moins feuilletées d'épaisseur variable (20 à 50 cm). Lorsqu'ils sont assez fortement carbonatés, ces calcaires à gryphées géantes déterminent un ressaut topographique assez net dans la morphologie des pentes liasiques. La faune est peu abondante : bélemnites, *Gryphaea gigantea*, *Pseudopecten aequivalvis*, rares *Pleuroceras* permettant de dater le Domérien supérieur.

17-8. **Toarciens. Marnes.** Epais de 50 à 60 mètres, il est essentiellement constitué de marnes et d'argiles de teinte sombre. Domaine des prairies et des cultures, souvent recouverts plus ou moins largement par les éboulis des calcaires bajociens fréquemment boisés, les affleurements y sont exceptionnels en dehors des travaux de génie civil.

La série débute par un niveau de calcaire brun clair, très fissile, riche en inocérames, *Orbiculoidea* et écailles de poissons dans lequel Pellat (1861) signale près de Saint-Sernin-du-Plain la présence "de nombreux poissons d'une parfaite conservation" auxquels sont associés de grands aptychus et des végétaux.

Au-dessus, les marnes bleu-noir (10-15 m) renferment des bancs ou des lits de miches de calcaire à grain fin qui localement dessinent un petit ressaut topographique que l'on peut confondre avec celui des calcaires domériens sous-jacents. Les principaux fossiles rencontrés sont de nombreuses bélemnites, des gastéropodes (*Trochus subduplicatus*) ainsi que des ammonites : *Dactyloceras* à la base, puis *Harpoceras*, enfin *Hildoce-
ras bifrons* et *Zugodactylites braunianus*.

Au-dessus, les faciès plus argileux fournissent des *Haugia* de très petite taille ; enfin, au sommet, les argiles se chargent de plus en plus en paillettes de muscovite et en silt quartzeux donnant naissance à des plaquettes grésomiacées caractéristiques. Outre les nombreuses bélemnites et les *Trochus subduplicatus*, on peut récolter à la surface des champs de plus en plus élevés des *Pseudogrammoceras* et *Hammatoceras* cf. *insigne*. La partie terminale, visible sur 30 à 60 cm en quelques points au pied de la falaise bajocienne ($x = 773,9$; $y = 220,6 - x = 774,1$; $y = 220,6 - x = 775,1$; $y = 222,1 - x = 776,1$; $y = 221,6$), est constituée par une argile micacée très gréseuse, localement indurée en un grès argilo-calcaire à débit feuilleté, notamment dans les 30 derniers centimètres. Aucun fossile n'a été trouvé dans ces horizons terminaux.

Jurassique moyen

j1a. **Bajocien inférieur et moyen.** La limite Lias – Dogger est marquée par une lacune sédimentaire importante : Toarcien terminal (zones à *Pseudoradiosa* et *Aalensis*) et Aalénien inférieur et moyen. Les dépôts essentiellement calcaires de l'Aalénien supérieur et du Bajocien inférieur et moyen sont des classiques "calcaires à entroques" qui, épais de 40 m environ, forment une falaise au-dessus des marnes du Lias. En réalité sous ce vocable de calcaires à entroques sont réunis des faciès variés dont la succession est généralement la suivante :

● **calcaires de base** (0,60 à 1 m), visibles seulement aux quelques points indiqués ci-dessus par leurs coordonnées, avec deux niveaux :

– 10 à 40 cm de calcaire gris, compact, légèrement grésomiacé qui renferme quelques cristaux de pyrite et de nombreux galets (0,5 à 3 cm) de calcaire gris bleuté à grain fin. Son contenu faunique est assez riche : lamellibranches (trigones, mytilidés, ostréidés, pholadomies, *Chlamys*), serpulidés et ammonites : *Graphoceras decorum*, *Ludwigella cornu* qui datent l'Aalénien supérieur (base de la zone à *Concavum*). Une surface perforée surmonte ce premier banc calcaire ;

– 40 à 50 m de calcaire gris compact biodétritique (biosparite en lame mince) à très rares entroques ; la base montre sur 10 à 20 cm un horizon à nombreux débris anguleux et petits galets qui lui donne un aspect bréchique. La faune est assez riche : pholadomies, *Chlamys*, *Ostrea*, serpules, polypiers, bryozoaires, foraminifères (*Lenticulina*, *Ophtalmidium*, *Lagena*), et quelques ammonites dont *Sonninia corrugata* datant la partie supérieure de la zone à Sauzei. Il existerait donc dans la région une lacune partielle du Bajocien inférieur ;

● **calcaires à entroques** (12 à 20 m). Les faciès de base, sur 2 à 4 m, sont généralement constitués de calcaires gris à petites entroques, en bancs de 40 à 60 cm séparés par des horizons un peu plus marneux épais de 10 à 20 cm.

Au-dessus se développent les calcaires franchement crinoïdiques à grosses entroques. Ils apparaissent soit en bancs massifs parfois à stratification oblique (au-dessus de Cirey-les-Nolay, deux masses de 5 m terminées chacune par une surface perforée sont séparées par une couche plus marneuse d'un mètre d'épaisseur, toujours crinoïdique mais riche en pholadomies et radioles d'oursins), soit sous forme de lentilles hectométriques à kilométriques, puissante de 10 à 12 m, caractérisées par de grandes stratifications obliques (falaises de Vauchignon). Ces calcaires sont des biosparites ou encrinites (90 à 95 % des bioclastes sont des débris d'échinodermes) à *Extracrinus babeaui* et *Pentacrinus* sp., avec bryozoaires et serpules, les débris étant parfois encroûtés par des nubéculaires ;

● **marno-calcaires et calcaires construits à polypiers** (10 à 15 m). Formation d'aspect hétérogène constituée par une alternance irrégulière de niveaux calcaréo-argileux et de niveaux carbonatés riches en colonies de polypiers blanc rosé très recristallisées et d'apparence saccharoïde. Ces bancs sont soit horizontaux, soit plus ou moins inclinés, notamment lorsqu'ils sont plaqués à la surface des lentilles de calcaire à entroques sous-jacentes. Enfin, les niveaux riches en polypiers peuvent également avoir une disposition lenticulaire. Des marnes vertes ou blanchâtres relient entre elles les parties construites.

En lames minces, le sédiment intercalé entre les polypiers est un mudstone-packstone avec d'assez nombreux bioclastes (fragments de lamellibranches, échinodermes, spicules d'éponges) parfois encroûtés par des nubéculaires.

Les fossiles sont nombreux : polypiers avec prédominance de formes lamellaires ou en cupules très aplaties (*Isastrea* sp. *Thamnasteria* sp., *Centrastraea* sp.). Grande abondance de lamellibranches et notamment de pectinidés qui peuvent former de véritables lumachelles (*Chlamys dewalquei*, *Eopecten abjectus*, *Lima tenuistriata*, *Lopha marshii*, *Lithophaga*, *Pholadomya*, *Pernostrea*), tests et radioles de cidaridés, brachiopodes (*Cymatorhynchia* gr. *quadriplicata*) serpulidés, gastéropodes ;

● **calcaires à entroques** (0 à 2 m). Récurrence locale des niveaux crinoïdiques ;

● **calcaires à chailles** (6 à 8 m). Calcaires gris, à grain très fin, avec des accidents siliceux irrégulièrement disposés. Outre des brachiopodes (*Morrisithyris phillipsi*, *Cymatorhynchia* gr. *quadriplicata*), ce niveau fournit de fréquents *Teloceras* (*T. blagdeni*, *T. coronatum*, *T. multinodum*) caractéristiques du Bajocien moyen (zone à *Humphriesianum*, sous-zone à *Blagdeni*) ;

● **calcaires grumeleux supérieurs** (3 à 5 m). Calcaires blancs, gris ou brunâtres, en petits bancs séparés par des joints marneux irréguliers, soit à grain fin et souvent un peu argileux, soit plus ou moins bioclastiques, (localement crinoïdiques) à débris parfois encroûtés par des nubéculaires. Présence de quelques polypiers, de fréquents lamellibranches (pectinidés, mytilidés, ostreidés, pholadomies, trigonies, gervillies), des brachiopodes (*Cymatorhynchia quadriplicata*, *Morrisithyris phillipsi*), des serpules. Une surface perforée est localement visible à la partie supérieure de ces calcaires.

Les principaux éléments de datation de cet ensemble des "calcaires à entroques" ont été fournis ci-dessus. On peut ainsi noter que la sédimentation est d'abord réduite et lacunaire à l'Aalénien supérieur et au Bajocien inférieur tandis que la majeure partie du dépôt de cette formation se produit au Bajocien moyen (Zone à *Humphriesianum*). Enfin, les calcaires grumeleux du sommet, non datés dans la région, ont fourni plus au Nord *Strenoceras subfurcatum*.

j1b. Bajocien supérieur. Ce niveau qui se manifeste par un replat le plus souvent cultivé, est constitué par une alternance de marnes et de calcaires argileux au sein desquels la phase carbonatée varie de 45 à 80 %. La répartition des *Ostrea acuminata* est très variable, formant localement de véritables lumachelles, alors qu'ailleurs elles sont pratiquement absentes. La faune n'est généralement pas très abondante, avec des lamellibranches : *Homomya vezelayi*, *Pholadomya bucardium*, *Mytilus*, *Pecten*, *Chlamys*, des brachiopodes : *Aulacothyris carinata*, *Morrisiathyris philippii*, *Cymatorhynchia quadriplicata* et des ammonites assez fréquentes : *Garantiana garantiana* et *Parkinsonia parkinsoni*.

j2a. Bathonien inférieur. Puissance de 45 m environ. Dans cet ensemble entièrement calcaire formant le substratum du plateau au Nord-Est de Dezize-les-Maranges, on peut distinguer de bas en haut :

– calcaires à entroques (2 à 3 m) puis à nubéculaires (5 à 6 m) à stratification souvent oblique rappelant les faciès équivalents du Bajocien. Ce sont des biomicrites ou des biosparites à entroques, débris de lamellibranches et gastéropodes, à rares bryozoaires ou algues (*Cayeuxia*) et nubéculaires ;

– calcaires sublithographiques ou légèrement bioclastiques beiges ou rosés (7 à 8 m) qui se chargent progressivement en bioclastes et peuvent passer à de nouveaux calcaires biodétritiques à entroques ;

– calcaires oolitiques et bioclastiques (26 à 30 m) ou "pierre de Chassagne (Chassagne-Montrachet, feuille Chagny), rappelant "l'oolite blanche" des feuilles Beaune et Gevrey-Chambertin. Ils se présentent en bancs métriques à la base, plus minces au-dessus, mais souvent à stratification oblique. Des niveaux à oncolites se développent dans la partie médiane. Les microfaciès sont variés suivant les niveaux : oosparites (oolites vraies ou grains oolitisés), pelsparites, biosparites ou mélange en proportion variable des différents éléments figurés. Les débris organiques sont variés : échinodermes, lamellibranches, gastéropodes et polypiers abondants, serpules et bryozoaires plus rares, foraminifères fréquents : *Nautiloculina*, *Valvulinella*, verneuilinidés, lituolidés, lagénidés, nubéculaires et quelques *Meyendorffina* au sommet, enfin algues peu abondantes : *Cayeuxia*, *Thaumatoporella*, characées.

La série se termine par une surface durcie perforée recouverte d'huîtres, parfois jointives.

j2b. Bathonien moyen et supérieur. Puissance de 15 à 20 m. Niveau de marnes et de marno-calcaires gris clair ou beiges dont seule la base est franchement marneuse (40 % de résidu insoluble) tandis qu'au-dessus la série devient très vite plus calcaire avec alternance de calcaires argileux (85 % de CaCO_3) et de calcaires (94 % CaCO_3) qui prédominent au sommet. Les bancs les plus carbonatés sont des biomicrites à débris non

roulés de taille variable (échinodermes, lamellibranches, bryozoaires, serpules). La faune est abondante avec de nombreux lamellibranches, (*Pholadomoya bellona*, *Homomya vezelayi*, *Pinna bathonica*, *Pecten*) et brachiopodes (*Pseudotubithyris* cf. *globata*, *Rhynchonelloidella* aff. *smithi*), de rares ammonites (*Clydoniceras*, *Delecticeras*, *Paroecotraustes waageni variabilis*), des bryozoaires et quelques foraminifères (*Ammobaculites*, *Haplophragmium*). Les ammonites datent le Bajocien supérieur, zone à *Retrocostatum*.

j2c-3. **Bathonien supérieur et Callovien.** Puissance 20 à 25m. Ces calcaires massifs, qui affleurent seulement au sommet de la Montagne des Trois Croix (x = 777,6 ; y = 215,9) et sur le flanc est du Mont Jullard (x = 777 ; y = 217) rappellent les calcaires comblanchiens des feuilles Beaune et Gevrey-Chambertin et correspondent à la partie supérieure de ceux-ci. Les faciès sont variés soit fins (micrite, pelmicrite, intramicrite), soit graveleux (intrasparite, pelsparite, biosparite) à rares oolites et horizons à structures oillées (bird eyes). La macrofaune est rare et les organismes pris dans la masse sont difficiles à dégager. En lame mince, les débris d'échinodermes, lamellibranches, gastéropodes, polypiers sont abondants ; ceux de bryozoaires, brachiopodes, serpules sont plus rares. Enfin, il faut signaler la présence fréquente de foraminifères (*Meyendorffina bathonica*, *Haurania*, *Haplophragmium*, verneuilinidés, valvulinidés, miliolidés, quelques nubéculaires) ainsi que d'algues (*Cayeuxia*, *Thaumaporella*). Les oncolites et les grains résultant d'activité algale sont abondants à certains niveaux.

Une dolomitisation plus ou moins importante se développe au sein de ces calcaires. Bien nette sur la feuille voisine Chagny où existent des dolomies cristallines plus ou moins pulvérulentes jadis exploitées, elle est d'observation difficile sur la feuille Le Creusot où ces niveaux du Bathonien supérieur sont peu représentés. Des calcaires dolomitiques doivent se rencontrer au Mont Jullard mais ils n'affleurent pratiquement pas.

Bien que les conditions d'affleurements soient très mauvaises, des niveaux correspondant au Bathonien terminal et au Callovien inférieur existent sans doute au sommet du Mont Jullard, avec les "calcaires grenus", calcaires finement oolitiques et graveleux et peut-être avec les calcaires et marno-calcaires à *Digonella divionensis*, niveaux bien développés sur la feuille voisine Chagny.

Du Callovien moyen est présent dans un tout petit secteur, limité par faille, au pied de la Montagne des Trois Croix. Il constitue le sommet de la "Dalle nacrée", calcaire finement oolitique et bioclastique brun ou rosé à rares rognons de chailles.

C'est dans ce seul secteur également, à cheval sur les feuilles Chagny et Le Creusot (voir agrandissement en encart), qu'on trouve l'Oxfordien.

Jurassique supérieur

j5. **Oxfordien moyen.** Oolite ferrugineuse et calcaires à *Balanocrinus subteres* (0 à 1 m). Calcaire roux à oolites ferrugineuses puis calcaires bruns et roux à entroques de grande taille qui fournissent quelques morceaux de périsphinctidés et de rares térébratules.

Oxfordien supérieur

j6a. Marnes blanches et marno-calcaires. Des marnes à petits bancs de calcaires argileux (marnes de Chagny ou marnes argoviennes), fournissant de rares *Terebratula bauhini* et *Somalirhynchia moeschi*, font le passage entre l'Oxfordien moyen et supérieur.

j6b. Calcaires de Nantoux. Calcaires micritiques beige clair ou gris en bancs décimétriques qui se chargent progressivement en fines oolites blanches et bioclastes et passent vers le sommet à des faciès franchement oolitiques et surtout bioclastiques.

Terrains superficiels et quaternaires

Eboulis sur substrat non déterminé. Immédiatement au Sud-Ouest de Saint-Emiland, des éboulis provenant du Trias gréseux recouvrent le socle sous-jacent sans que sa nature puisse être reconnue.

Eboulis de pied de corniche sur substrat identifié. Certains ressauts topographiques sont particulièrement bien marqués dans la morphologie des versants. En contrebas de falaises ou de simples corniches, s'accumulent des éboulis dont l'origine lithologique est facilement reconnaissable. Le plus souvent, ils masquent la limite inférieure de la formation responsable du ressaut et descendent beaucoup plus bas que cette limite. De tels éboulis de pied de corniche ont été cartographiés en surcharge.

Deux ressauts principaux ont alimenté des éboulis de pied de corniche suffisamment importants pour être cartographiés : celui du Trias gréseux et celui des calcaires du Bajocien.

Le Trias gréseux est à l'origine d'éboulis de pied de corniche particulièrement développés autour de la forêt des Igaux et sur le rebord du plateau d'Antully. Dans le second cas, des grès rhétiens peuvent s'ajouter à ceux du Trias.

Les calcaires du Bajocien sont à l'origine d'éboulis qui descendent très largement sur les pentes liasiques. Ils masquent une grande partie du Toarcién. Dans la région des Maranges, des vignobles sont installés sur ces éboulis largement étalés et peu épais. Le travail du vignoble a par ailleurs apporté des modifications anthropiques importantes.

H. Formations superficielles de plateau. Sur les plateaux sinémuriens dans la région d'Antully, de Couches-les-Mines et de Dennevy, les calcaires à gryphées sont masqués par de fins dépôts limoneux dont l'origine n'est pas bien connue. Des apports allochtones éoliens s'ajoutent-ils aux éléments résiduels provenant du substratum ou de formations actuellement décapées par l'érosion ?

Ces formations superficielles de plateau peuvent même glisser sur pentes en contrebas (1), comme c'est le cas près d'Antully.

Blocs, panneaux calcaires glissés. Au Nord de Saint-Gilles affleurent sur quelque 200 mètres de longueur des calcaires du Jurassique moyen directement superposés à des marnes du Lias inférieur. Ils représentent un énorme bloc glissé sur le versant liasique, venu des sommets situés à quelque 500 mètres sur la carte voisine Chagny. Un îlot glissé de

calcaires à gryphées géantes a été cartographié de même au pied de la butte du Teurot du Haut.

R/tG. Formations résiduelles (grès rhétiens sur Trias). Dans la forêt nationale de Planoise, le Trias gréseux est recouvert de dépôts résiduels argilo-gréseux épais de quelques décimètres, dans lesquels se reconnaissent en particulier des grès rhétiens. Ils témoignent du décapage de la couverture du plateau d'Antully dont les grès rhétiens sont les témoins résiduels les plus marquants.

FAD. Argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune, avec éléments calcaires au Nord de la vallée de la Cozanne. Sur la rive gauche de la Dheune, des argiles sableuses à cailloutis dominent les alluvions actuelles. En face de Dennevy où la basse plaine alluviale se trouve à la cote 230, cette formation plus ancienne monte jusqu'à 280 m (Le Vernoy), ce qui paraît être son altitude maximum. Depuis la vallée de la Dheune, toujours entre Dennevy et le Vernoy, la pente du toit présumé de la formation est très régulière et atteint 2 %.

Les argiles sableuses à cailloutis se présentent sous forme d'une juxtaposition de cônes très bas étalés au débouché des principaux affluents anciens de la Dheune. Les génératrices de ces cônes convergent en effet vers les ouvertures des vallées adjacentes. La formation est par contre brusquement tronquée vers l'aval par la Dheune actuelle. L'emboîtement est net et le raccordement avec la basse plaine alluviale se fait par un talus à pente raide. Les petits affluents de la Dheune actuelle entaillent nettement les argiles sableuses à cailloutis et les vallons ainsi creusés sont tapissés par des colluvions.

Les matériaux détritiques de cette formation varient du Nord au Sud. Au Nord de la Corcelles, les argiles sont très sableuses et de petits graviers s'y mêlent, formés de roches endogènes, de quartz filonien ou d'éléments de grès triasiques ou rhétiens. Quelques chailles s'ajoutent à ces détritiques essentiellement endogènes ou gréseux. Au Sud de la Corcelles, les chailles deviennent majoritaires parmi les éléments plus gros que les sables. Ces variations sont probablement liées aux différences d'origine des apports latéraux encombrant la rive gauche de l'ancienne Dheune. Toutes ces formations ont été exploitées pour des tuileries ; de nombreuses carrières abandonnées sont encore visibles, le plus souvent envahies par l'eau et la végétation.

Les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune sont très comparables par leur nature pétrographique aux sables de Chagny, également exploités pour la fabrication de tuiles. Les variations lithologiques y sont de même assez rapides ; elles portent sur le pourcentage de sables quartzeux et la nature des gros éléments. Dans les deux cas toutefois, des "sables feldspathiques" ont un cortège de minéraux lourds résistants et fragiles provenant des formations cristallines et cristallophylliennes de l'arrière-pays.

En l'absence d'affleurements en aval de Cheilly-les-Maranges, on ne peut pas relier directement le large éventail des sables et argiles de Chagny dans la plaine de Bresse, aux épandages de la rive gauche de la Dheune sur la carte Le Creusot. Leur parenté lithologique et des cotes compatibles permettent cependant de rapprocher ces deux formations,

même si elles ne sont pas exactement contemporaines. Des reprises de matériaux des argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune ont en effet pu enrichir secondairement les sables et argiles de Chagny et les épandages latéraux ont pu se prolonger plus longtemps en amont ? Quoiqu'il en soit, en l'absence de données paléontologiques et par seule analogie avec les sables et argiles de Chagny, l'âge probable des argiles sableuses à cailloutis de la vallées de la Dheune serait Pléistocène ancien (J. Bonvalot *et al.*, 1984 ; J. Bonvalot, L. Courel et P. Sénac, 1984).

Argiles sableuses de couverture du bassin de Montceau. Au Sud de la carte, dans la région d'Essertenne et du Creusot, affleurent des argiles sableuses. Ces dépôts se développent nettement vers le Sud où ils ont été récemment recoupés sur de grandes surfaces par les découvertes du bassin charbonnier. Des faciès fluviatiles et lacustres avec des argiles bleues finement laminées s'y interstratifient sur près d'une dizaine de mètres. Sur la carte à 1/50 000 Montceau-les-Mines, ils sont été regroupés avec les argiles, sables et graviers de la haute plaine charollaise, sous la désignation mp. Sur la carte Chalon à 1/80 000 (3e édition), ces lambeaux argilo-sableux exploités dans la région de Montchanin ont été hypothétiquement mis en corrélation avec les sables de Chagny.

Aucun argument ne permet encore de dater ces dépôts de couverture. Ils présentent pourtant d'étroites analogies en ce qui concerne la texture et donc la dynamique de la sédimentation, avec les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune. Comme dans cette formation, la surface du toit des dépôts de couverture pourrait s'abaisser depuis des hauts niveaux près du Creusot (350 m) jusqu'à des cotes nettement plus basses (275 m) à proximité de la Dheune, cotes proches de celle des argiles sableuses à cailloutis de la Dheune à quelques kilomètres au Nord, au bois de Perreuil.

Les argiles sableuses de couverture du bassin de Montceau et les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune seraient peut-être toutes deux la manifestation d'une reprise détritique importante dans le Villafranchien supérieur, contemporaine des sables de Chagny. Les premières correspondent à des épandages vers le Sud-Ouest et les secondes vers le Nord-Est. La ligne de partage des eaux se situerait approximativement dans le Sud de la carte, légèrement décalée vers le Nord-Est par rapport à la ligne actuelle, entre la Dheune et la Bourbince.

FA. Argiles sableuses de couverture du bassin d'Autun. Des argiles sableuses ont été cartographiées dans la partie méridionale du bassin d'Autun où elles forment un manteau discontinu de matériaux détritiques riches en quartz, feldspaths et micas fortement altérés et ferruginisés.

Classiquement rattachées sans arguments au Mio-Pliocène, ces argiles sableuses seraient sans doute plus récentes mais sans doute assez anciennes pour avoir subi une longue pédogenèse et quelques retouches périglaciaires (Fresse, 1978). Il n'est pas exclu qu'une telle reprise détritique soit plus ou moins contemporaine de celle des argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune.

FO. Alluvions anciennes de l'Orbise. Un témoin unique des alluvions anciennes de l'Orbise est localisé dans l'angle sud-est de la carte où il se raccorde à un affleurement plus étendu sur les feuilles Chagny et Chalon-sur-Saône. Ces alluvions anciennes, d'âge indéterminé, sont constituées pour l'essentiel, sur la feuille Le Creusot, de produits de démantèlement du Trias gréseux et dans une moindre part de granites, représentés par des blocs de toutes tailles, peu émoussés, dans une matrice de sable quartzeux.

De ces alluvions anciennes ne subsiste, sur la feuille Le Creusot, qu'un lambeau résiduel dominant nettement les alluvions récentes de l'Orbise. Pour les auteurs de la feuille Chagny, les alluvions anciennes de l'Orbise représenteraient un faciès local des sables et argiles de Chagny. Plus généralement, il s'agirait d'un cône d'épandage latéral du complexe de couverture nord-bressan occidental (Bonvalot, Courel et Sénac, 1984).

Fy. Alluvions anciennes. Terrasse de Marmagne (vallée du Mesvrin). Les dépôts sont strictement limités à la rive droite, à l'exception de très petits affleurements (carrefour de la D120, juste en sortie du val, au Sud-Ouest de la Vernée).

La morphologie de terrasse est souvent très dégradée mais encore identifiable ; elle commence à l'Ouest de Marmagne et s'étend vers l'Ouest pour se développer sur la feuille voisine (Autun) ; les coupes sont visibles le long de la voie ferrée ou le long de la D61 (Ouest de Marmagne) ou dans le cimetière de Marmagne. Cette terrasse n'est que légèrement étagée par rapport à celle du Bas du Marais ; elle culmine vers le cote 310 vers l'Ouest et 315 vers Marmagne. Sa largeur est au maximum de 200-250 m, elle correspond essentiellement à des prés (La Prairie, la grande Pâtur).

Les coupes sont rarement bonnes. On y voit un matériau alluvial, hétérogène, grossier, grossièrement stratifié. Les galets, souvent de grosse taille, sont bien arrondis ; ils sont composés de quartz, de grès-quartzites et de leucogranites. La matrice est de sable grossier (quartz de granite et éléments feldspathiques). La teinte générale est rougeâtre ; en surface on observe des concentrations de gros galets à patine rouille ainsi que des blocailles anguleuses ou émoussées. Vers le versant, des nappages de colluvions viennent empâter la terrasse et assurent le raccord avec la vallée.

FzM. Terrasse du Bas du Marais, vallée du Mesvrin (alluvions récentes ?). Le Mesvrin entaille une série alluviale constituée d'alluvions stratifiées grossières ; les éléments (granitiques) sont pris dans une matrice argilo-sableuse rougeâtre ; l'épaisseur de cette série est supérieure à 1,50 m ; elle est surmontée de limons de crue, sableux, gris, fins, meubles, d'épaisseur inférieure ou égale à 0,50-0,80 m. La partie inférieure de la série est inactuelle mais aucun élément de datation n'a été trouvé.

L'ensemble possède une morphologie de flat alluvial ; la rivière y est encaissée de 1 à 1,50 m environ.

La terrasse s'amorce au Sud-Ouest des Bonnardots, où elle fait suite à un verrou (vers l'Est) ; elle s'évase à partir de Marmagne mais n'excède jamais 250-300 m.

Fz. Alluvions récentes et actuelles. En l'absence de tranchées, de puits, de captages ou d'exploitations de matériaux dans les fonds de la vallée, la

cartographie est basée pour l'essentiel sur les photographies aériennes et les données morphologiques de terrain. Aucune rivière n'est vraiment importante et les alluvions actuelles sont probablement très colmatées, ce qui n'a pas permis d'exploiter les nappes aquifères.

Quelques grattages dans les vallons adjacents de la vallée de la Dheune ou de ses principaux affluents ont montré la faible importance des alluvions proprement dites. Elles disparaissent pratiquement dès que les ruisseaux affluents ne sont plus permanents. Les alluvions passent alors progressivement à des colluvions.

C. Colluvions de fond de vallons ou de pente. Des colluvions d'origine variée tapissent les fonds des vallons sans écoulement permanent et les bas versants. L'épaisseur est faible et irrégulière ; elle ne paraît pas dépasser quelques mètres. La composition et la texture des colluvions varient en fonction de la nature du substratum. L'amplitude de la migration du matériel colluvial dans les fonds de vallons paraît atteindre parfois plusieurs centaines de mètres. Vers l'aval, les colluvions passent insensiblement aux alluvions récentes et la limite C - Fz est donc arbitraire.

X. Terrains anthropiques. Les déblais sont importants dans la zone urbaine et industrielle du Creusot. Les déblais des anciennes exploitations de charbon ont été cartographiés.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Différentes régions naturelles se distinguent aisément :

- *Au centre, le plateau d'Antully et son prolongement oriental* jusqu'à Couches-les-Mines et Epertully forment une grande surface structurale, constituée par le Trias gréseux, localement recouvert par le Trias argileux, l'Hettangien ou le Sinémurien. La netteté de cette surface est liée à la régularité de la pénéplaine post-hercynienne. Elle tient surtout au fait que peu de modifications tectoniques sont intervenues depuis le Trias. Les quelques failles dessinées ont un rejet peu important et le pendage général vers l'Est est très faible ; il excède à peine 1 %. Les deux orientations principales des failles, SW-NE et SE-NW, rappellent les directions de fracturation du Morvan. Le plateau d'Antully ne serait que la bordure externe du socle morvandiau méridional dont la couverture aurait réagi tout à fait solidairement du soubassement. On peut rattacher à la zone centrale des plateaux le domaine d'affleurement du socle entre le rebord sud du plateau d'Antully et le bassin de Blanzly - Montceau. La couverture érodée laisse apparaître le socle dont la fracturation ne se distingue pas nettement de ce qu'elle est plus au Nord. Dès que l'on quitte les plateaux centraux, le changement est brutal.

- *Au Nord, le bassin d'Autun - Epinac* est séparé du plateau d'Antully par une zone de fracture très importante. La limite du bassin coïncide avec des broyages intenses dans le socle, des failles Est-Ouest au niveau de la couverture et un tracé linéaire de même direction, net sur les images de satellites (J.P. Gélard, 1978 ; le linéament nord-centralien de

G. Montjuvent et P. Sarrot-Reynauld, 1972 et commentaire sur l'interprétation des photographies aériennes de la coupure Le Creusot par J.Y. Scanvic - 78 SGN 379 GEO, 1978). La structure du bassin d'Autun n'apparaît pas sur la carte Le Creusot.

– *Au Sud des plateaux centraux, la terminaison septentrionale du bassin de Blanzay – Montceau* se manifeste par des failles varisques séparant le socle du Permien. De petits décrochements découpent les grands accidents bordiers en tronçons longs de quelques kilomètres qui se relaient en se décalant. Tout se passe comme si les structures hercyniennes, qui ont rejoint au Tertiaire, étaient décrochées par les accidents subméridiens de la vallée de la Dheune et des compartiments en lanières plus orientaux. Au Sud-Est de la carte, le socle appartient à la retombée nord-ouest du horst du Mont-Saint-Vincent.

– *A l'Est de la carte, des grands accidents d'orientation méridienne à Nord 30°* individualisent un domaine qui contraste singulièrement avec le reste de la feuille. Cette zone est découpée en lanières étroites allongées en direction S-N à SSW-NNE, comme sur la carte voisine Chagny. Ces compartiments subméridiens sont interrompus transversalement par de petites failles SW-NE dans le Nord et SE-NW dans le Sud. Les accidents principaux semblent s'infléchir du Sud vers le Nord de la carte, présentant ainsi une allure sigmoïde assez nette. Dans la partie méridionale, ils sont généralement SW-NE mais se rapprochent dans la partie septentrionale d'une direction méridienne. Il se rattachent alors apparemment aux accidents de la bordure de la Bresse comme on les observe sur la feuille Beaune. La vallée de la Dheune elle-même paraît jalonner un accident de même orientation que les failles voisines.

La carte Le Creusot se trouve à la charnière de différents domaines bien individualisés. La structure actuelle est l'aboutissement d'une histoire complexe et diversifiée, selon les régions, dont les étapes qui se sont superposées doivent être traitées séparément.

La structuration anté-stéphanienne

Les formations les plus anciennes qui constituent le socle cristallin ont été structurées en milieu métamorphique mésozonal à catazonal. Elles sont pauvres en éléments structuraux mesurables autres que les failles. Lorsqu'ils existent, ces éléments sont trop dispersés pour qu'il soit possible de mettre en évidence des structures détaillées. D'une façon générale, ces formations sont nettement foliées et on y observe localement des plis centimétriques à décimétriques post-foliaux. Elles présentent fréquemment une structure mylonitique.

Les affleurements de Carbonifère inférieur sont trop épars pour pouvoir faire l'objet d'une interprétation microstructurale. Ils sont peu ou pas métamorphiques et la stratification y est presque toujours observable. A l'échelle régionale, on sait que la couverture dévono-dinantienne a été déformée en un système de plis ouverts s'accompagnant d'une fracturation qui a préfiguré l'implantation des bassins houillers.

Les bassins stéphano-permiens

Le bassin d'Autun

Une partie seulement du Permien de ce bassin se trouve sur le territoire de la feuille Le Creusot. Sa bordure sud, presque rectiligne, est dominée par le socle granito-gneissique d'âge westphalien. En raison de sa structure dissymétrique, l'axe du bassin est proche de sa bordure sud, et se trouve en partie sur cette feuille.

Le bassin de Blanzy et du Creusot

Une surface non négligeable de la feuille est occupée par une partie du grand bassin carbonifère et permien de Blanzy – Bert – Le Creusot.

Le sillon de Blanzy est lié à une tectonique de compression. Cette tectonique contrôle le dépôt des sédiments houillers et leur répartition. Il n'existe pas un grand bassin unique, mais un ensemble complexe. Sur la *lisière sud-est*, le gisement houiller de Saint-Bérain apparaît sur cette feuille comme un chaînon de la bande presque continue allant de Perrecy à Charrency avant d'être sectionnée par l'effondrement de la plaine de la Saône. Mais bien au-delà, son prolongement vers Ronchamp est une évidence géométrique. La limite sud de ce gisement est constituée par le relèvement de socle sur lequel il est discordant par de gros conglomerats. Sur la *lisière nord-ouest*, il existe un chapelet de petits gisements houillers isolés. La feuille Le Creusot contient le plus important : celui du Creusot. On l'a souvent décrit comme un golfe parce qu'il semble installé dans une échancrure du socle. En réalité, la structure est plus complexe, c'est plutôt une fenêtre.

Des terrains rouges d'âge permien occupent toute la partie centrale du bassin de Blanzy – Bert – Le Creusot, délimitée par de grandes failles d'effondrement.

Le gisement du Creusot

Minutieusement reconnue par les travaux miniers, la Grande Couche est déformée par des plissements multiples et parfois intenses, dont le dessin objectif est plutôt celui de petites écailles.

Le gisement est chevauché à l'Ouest et au Nord par le Culm, si bien que le Houiller paraît se trouver au fond d'une gorge surplombée par le socle.

Vers le Sud, les grès rouges du Permien recoupent indistinctement toutes les structures du Houiller et du socle ; d'anciens travaux ont recoupé sur plusieurs mètres d'épaisseur des terrains broyés qui ont été interprétés comme le remplissage de la grande faille limite.

Le gisement de Saint-Bérain

Un schéma et des coupes du gisement sont présentés dans les figures 1 et 2. Au sommet on n'observe nulle part, dans les anciens travers-bancs, de faille entre ce Houiller et les "grès rouges" permien ; la ligne de séparation a même, le plus souvent, été inaperçue ; de telle sorte qu'elle n'a été qu'approximativement figurée sur les coupes. Mais il est clair que ces "grès rouges" sont successivement en contact avec des assises houillères différentes (inférieure, moyenne et supérieure).

Les assises houillères les plus anciennes sont proches et parallèles à la bordure cristalline. Les suivantes s'en écartent de plus en plus et lui sont de plus en plus obliques en allant vers le Nord-Est. C'est donc que le bassin se déformait en même temps que se déposaient les couches de houille.

La tectonique mésozoïque

Dans la base de la transgression mésozoïque, des arguments sédimentologiques témoignent du caractère pelliculaire de la tranche d'eau et de la très grande régularité de la pénéplaine post-hercynienne. La planation a sans doute été parachevée par la transgression elle-même mais la distension post-hercynienne est certainement responsable en partie de la transgressivité du domaine marin et de la répartition des accumulations évaporitiques liées aux zones plus subsidentes, limitées à la partie occidentale de la carte.

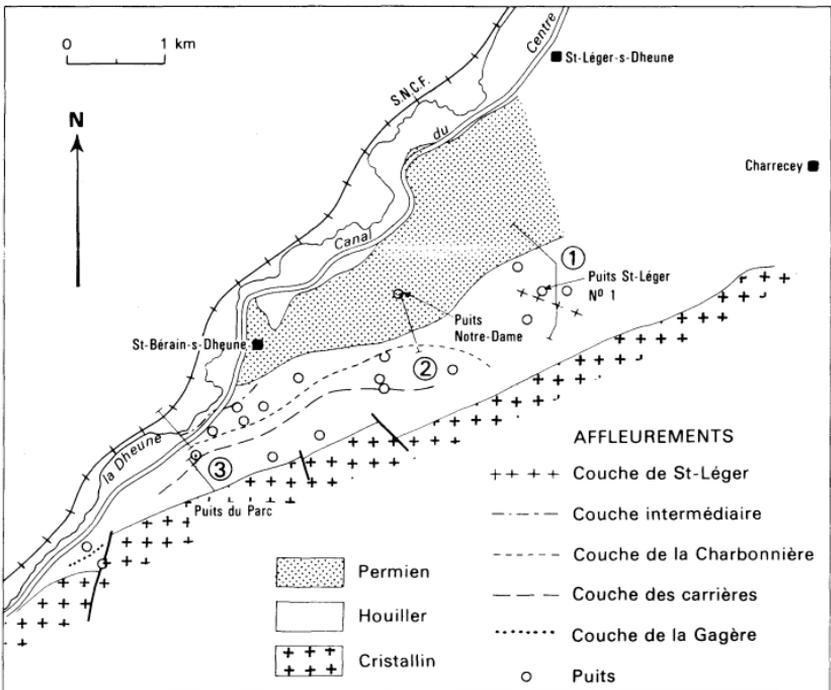
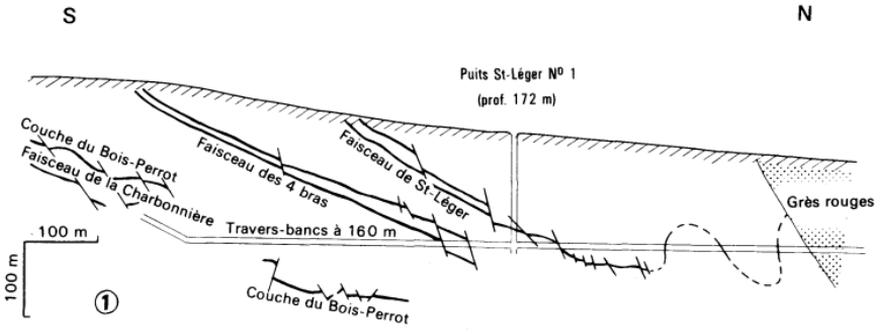
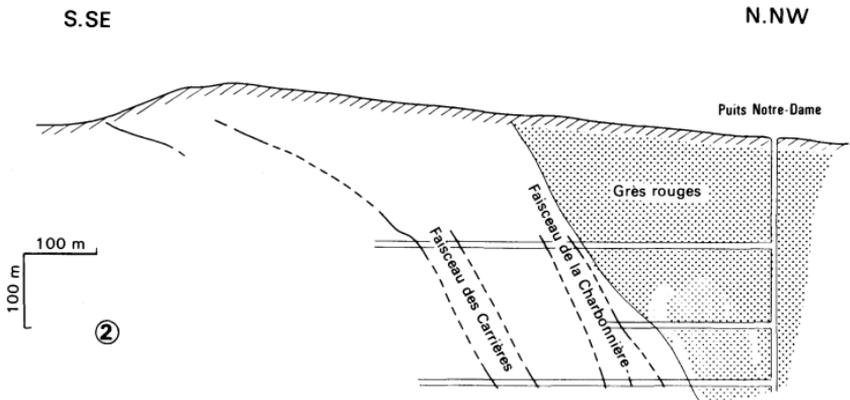


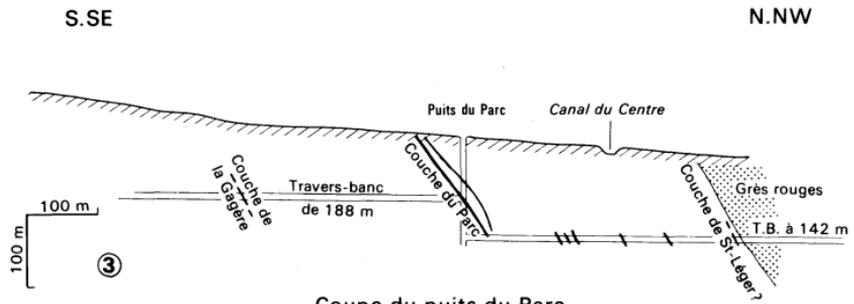
Fig. 1 - Carte schématique du gisement de Saint-Bérain-sur-Dheune



Coupe passant par les travers-bancs N et S du puits St-Léger N° 1



Coupe du puits Notre-Dame



Coupe du puits du Parc

Fig. 2 - Coupes de Saint-Bérain-sur-Dheune (feuille Le Creusot)

Des décharges détritiques dans le Trias supérieur seraient enfin liées à une certaine réactivation du socle à cette période, nettement plus sensible dans le Sud du Massif central.

Une fracturation locale s'est déroulée pendant la période d'arrêt de sédimentation caractéristique de la limite Lias – Dogger ; on peut donc la qualifier d'*anté-bajocienne*.

Au Sud-Ouest de Nolay, de part et d'autre du Mont de Rème, les terrains liasiques sont affectés par une faille importante dont l'orientation varie de N 20-30° à N 5-10° ; les calcaires bajociens du sommet de la colline ne sont, par contre, pas décalés par cette cassure. Elle abaisse le compartiment oriental par rapport à l'occidental ; son rejet est important : – 70 à 75 m au Sud du Mont de Rème entre Créot et Mazenay où les calcaires sinémuriens sont en contact avec la partie supérieure des marnes domériennes ;

– 90 à 95 m immédiatement au NNE du Mont de Rème où, au niveau du vallon descendant d'Epertully, les grès triasiques jouxtent la base des marnes domériennes ;

– 55 à 60 m près de Cirey-Les-Nolay (calcaires sinémuriens en vis-à-vis de la partie supérieure des marnes domériennes).

Le contact précis entre les calcaires bajociens du sommet du Mont de Rème et les formations liasiques sous-jacentes n'est presque jamais visible du fait des éboulis et de la végétation. Cependant on ne peut que constater que les premiers terrains qui apparaissent à la base des éboulis de calcaires bajociens sont, à l'Ouest et au Nord près de Viécourt et Epertully, les marnes domériennes, tandis qu'à l'Est près de Marcheseuil et au Sud près de Créot, ce sont les marnes toarciennes ; l'absence ou la présence du ressaut des calcaires domériens est très démonstrative à cet égard. Les calcaires bajociens ont donc scellé la fracture après nivellement des deux compartiments.

Au sommet du Mont de Rème, un réseau de diaclases, souligné par la végétation, affecte les calcaires bajociens ; les directions observées sont N 10°, N 120° et N 150°. Elles sont sans doute l'indice d'un très faible rejeu postérieur de cette fracture.

Au Nord de Cirey-les-Nolay, la falaise bajocienne qui domine le village semble également sceller la même fracture. Ici, les conditions d'observation sont encore plus difficiles, mais, entre les calcaires sinémurolotharingiens qui supportent le hameau de Quart Joly et le pied des calcaires bajociens, la dénivelée ne permet pas de placer les marnes domériennes puis les marnes toarciennes. La situation est de plus compliquée par la présence d'une autre faille plus ou moins parallèle à la précédente, qui se greffe sur elle au Sud, mais qui, contrairement à elle, affecte les calcaires bajociens.

Cette importante faille anté-bajocienne est doublée à l'Est par une seconde cassure plus ou moins parallèle qui se développe depuis Cromey-le-Haut au Sud jusqu'à proximité de Nolay en passant à l'Est de Créot et entre Marcheseuil et Change. De rejet beaucoup plus faible (15 à 20 m) elle joue en sens inverse de la principale et abaisse le compartiment occidental ; mais, comme la première, elle ne semble pas affecter les calcaires bajociens qui couronnent le Mont de Rome Château. Impossible à suivre au Nord de Nolay dans les marnes domériennes, cette cassure doit

néanmoins être présente car le ressaut des calcaires domériens est plus élevé sur le flanc oriental que sur le flanc occidental de la vallée de la Cosanne.

Pour terminer, il faut remarquer que c'est entre ces deux cassures, dans le compartiment effondré par rapport aux deux compartiments encadrants, que se localise le minerai de fer hettangien jadis exploité. On peut donc se demander s'il existe une liaison entre cette minéralisation locale de l'Hettangien et les failles anté-bajociennes.

La crise paléogène

Une phase importante de fracturation, responsable plus à l'Est de la formation du fossé bressan, affecte la feuille Le Creusot dans sa partie orientale. Il s'agit de failles réactivées ou de failles nouvelles. Au cours de cette phase, les vieilles structures varisques sont probablement rajeunies. Il est en effet vraisemblable que les failles de bordure des bassins d'Autun et de Blanzay - Montceau ont rejoué à cette époque en décrochement senestre (J.P. Gélard, 1977). Dans la région d'Auxy, la disposition des petites cassures SW-NE, par rapport à la faille E-W, suggère en tout cas un tel jeu. Les observations microtectoniques faites sur la feuille Chagny vont aussi dans ce sens.

Les deux bassins retrouvent aussi une tendance négative. On ne manquera pas d'observer la nette différence d'altitude qui existe entre le Trias du plateau d'Antully (510 m pour le Trias argileux) et celui du petit affleurement de Pauvray-le-Bas (440 m). La datation de ces mouvements verticaux est toutefois délicate et dans l'exemple cité ils pourraient être plus récents que le Paléogène.

L'histoire post-paléogène

Comme les plateaux calcaires bourguignons (P. Rat, 1976), la région a sans doute subi les effets modestes de la compression alpine, qui s'expriment sur un matériel fracturé et ont dû se traduire par des remobilisations.

A la limite du Quaternaire, l'histoire sédimentaire de la carte est marquée par le jeu de la subsidence de la dépression bressane et d'un petit ombilic de dépôt au débouché de la Dheune dans la Bresse. L'importance de la sédimentation villafranchienne dans la basse Dheune est probablement liée de la sorte à un appel de sédiments en aval, qui a permis de drainer vers Chagny une grande masse de matériel détritique provenant des plateaux.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme régional

La formation cristallophyllienne est affectée par un métamorphisme régional d'intensité mésozonale à catazonale avec des faciès présentant l'association : biotite + muscovite + sillimanite + cordiérite et des

faciès, où l'on note la disparition de la muscovite, présentant l'association : biotite + sillimanite + feldspath potassique + cordiérite.

Les formations sédimentaires et volcaniques attribuées au Carbonifère inférieur ne paraissent pas affectées par un métamorphisme régional appréciable (anchizone ?).

Métamorphisme de contact

On observe fréquemment un métamorphisme de contact localement bien développé dans les formations sédimentaires.

Ce métamorphisme n'est le plus souvent décelable qu'en lame mince. Il se traduit par une recristallisation totale ou partielle de la matrice et de certains minéraux de la roche affectée et par l'apparition de biotite et plus rarement de muscovite néoformées. A un stade plus avancé, on a des siltites tachetées, voire des cornéennes, dont les petites taches de forme elliptique ou sub-circulaire pourraient correspondre à d'anciennes andalousite ou cordiérite entièrement pseudomorphosées.

Ce métamorphisme s'observe bien au Creusot où les formations sédimentaires sont au contact avec le granite calco-alcalin porphyroïde du massif de Luzuy, au Nord et à l'Ouest. Vers Morlet, au Nord de la feuille, on observe aussi, localement, un métamorphisme induit, ici, par le granite alumineux à deux micas de Mesvres.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La localisation des nombreuses découvertes du XIXe siècle n'a pas toujours été possible faute de renseignements suffisamment précis. Le terrain actuel, où dominant la forêt, de vastes prairies et une zone de vignobles où tout est détruit par des labours profonds, rend difficile une prospection systématique qui ne peut être réalisée facilement que dans les zones de champs ouverts.

On situe cependant deux zones principales d'occupation, la première dans les terrains du plateau d'Antully, entre la vallée du Mesvrin au Sud, la vallée de la Drée au Nord, la forêt de Planoise à l'Ouest, et la dépression occupée par les étangs de Brandon, de Saint-Emiland et du Pont du Roi à l'Est ; la seconde de part et d'autre de la vallée de la Cozanne, dans la région de Nolay – La Rochepot – Cormot. Elle se poursuit au Nord par le plateau des Chaumes d'Auvenay.

Entre ces zones, on peut cependant noter quelques sites importants, notamment la source thermale de Grisy (Saint-Symphorien-de-Marmagne), qui a livré lors des fouilles pratiquées au XIXe siècle, de nombreux objets d'époque néolithique et gallo-romaine et le site d'Epoigny (Ouest de Couches) avec ses 7 menhirs dont 5 subsistent, (un sixième a été déposé au Pont de Vigny, commune de Couches et utilisé comme parapet de pont) (Lagrost, 1960, 1988). Un gisement de l'Age du Bronze Final, sur la commune de Sully (Marvelay) se rattache au peuplement de la vallée de la Drée et de l'Arroux que nous étudierons sur la carte Epinac.

Il n'existe aucun vestige du Paléolithique inférieur, le Paléolithique moyen et supérieur n'est connu que par quelques pièces éparses. L'histoire de cette région n'offre des documents assez nombreux qu'à partir de l'époque néolithique.

Sur le plateau d'Antully on a découvert, principalement à la fin du XIXe siècle, de nombreux objets en silex d'époque néolithique sur la commune d'Antully, vers la Ruée, les Cerisiers, la Croix Brenot, les Maulays, et des objets d'époque néolithique et paléolithique vers la Celle d'Auxy et Repas. Notons quelques mégalithes dont 2 menhirs encore en place entre Saint-Firmin et Brandon et un menhir – récemment détruit – qui se trouvait au bas d'Auxy.

La Plateau d'Antully a été peuplé d'une façon intense à l'époque gallo-romaine, et on retrouve de nombreuses traces d'exploitations de bancs rocheux, tant pour la construction de bâtiments que pour la fabrication de stèles, sarcophages, meules, boulets de balistes. On voit encore quelques fronts de taille remarquables et on a retrouvé des débris de sculptures en cours de fabrication (Bois des Cros). Ces secteurs de carrières ont été exploités généralement jusqu'au XIXe siècle.

Dans la région de Nolay nous retrouvons, sur les hauteurs de chaque côté de la Cozanne, une occupation néolithique importante. Elle se caractérise par quelques sites de hauteur fortifiés (Mont Julliard, Mont de Rème, Rome Château, Montagne des Trois Croix), de nombreuses allées couvertes, des sépultures en ciste et des tumuli qui sont les témoins de la richesse de ce secteur proche du camp de Chassay.

Au Bronze, nous y trouvons quelques habitats en grottes et de grandes nécropoles tumulaires qui continuent pendant le 1er Age du Fer. Il semble que cette région se divise alors en deux secteurs, l'un autour du Mont de Sène (ou Montagne des Trois Croix), le second en bordure sud du vaste ensemble des Chaumes d'Auvenay.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La *pluviométrie annuelle moyenne* pour une longue période (1951-1970), d'après une carte régionale à 1/1 200 000 réalisée à partir de moyennes établies sur les stations pluviométriques, permet de distinguer trois zones :

- de 800 à 1 000 mm sur la majeure partie de la feuille ;
- de 1 000 à 1 200 mm sur la plus grande part du quart nord-ouest (secteur Auxy, Saint-Emiland, Antully) ;
- inférieure à 800 mm sur la bordure est, à l'Est de la Dheune et de la Cosanne.

La *pluviométrie efficace moyenne annuelle*, calculée suivant les méthodes de Turc ou de Thornthwaite (pour l'estimation de l'évapo-

transpiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (ruissellement + infiltration) est de :

- pour la période 1946-1976 : 200 à plus de 300 mm du Nord-Est et Est à l'Ouest, d'après une cartographie à l'échelle nationale à 1/1 500 000 ;
- pour la période 1962-1976 : 250 à 300 mm pour la moitié est de la feuille, et plus de 300 mm pour la moitié ouest, avec un pic de 458 mm à Antully, selon une cartographie à 1/100 000 du bassin de l'Arroux.

Hydrométrie

Le territoire de la feuille Le Creusot est couvert par un réseau hydrographique de densité moyenne. Il s'étend de part et d'autre de la ligne de partage des eaux de la Loire et du Rhône :

- les deux tiers occidentaux correspondant au bassin de la Loire, et drainés surtout par la Drée (direction d'écoulement Sud-Nord) et le Mesvrin (écoulement Est-Ouest), qui rejoignent l'Arroux à l'Ouest de la feuille ;
- le tiers oriental situé dans le bassin du Rhône, représenté par la Dheune (écoulement SW-NE), qui atteint la Saône à l'Est de la feuille, et ses affluents, principalement la Cosanne (écoulement NW-SE).

En l'absence de stations hydrométriques sur le domaine de la feuille, pour préciser le faible débit de ces cours d'eau, lié à la moindre étendue des bassins versants, on peut cadrer les débits spécifiques entre ceux d'un bassin à plus faible pluviométrie efficace (L'Arroux à Voudenay, période 1970-1981) et plus forte (Le Ternin à Precharmoy, période 1968-1981) :

- débit spécifique moyen annuel entre 8,36 et 15,11 l/s/km² ;
- débit spécifique moyen mensuel minimum annuel entre 0,39 et 1,14 l/s/km².

Les deux dernières valeurs sont dans un rapport plus grand que les deux premières, ce qui indique qu'en étiage intervient la nature du sous-sol en plus de la pluviométrie efficace.

Ressources en eaux souterraines

Ressources actuellement exploitées

Eaux superficielles

La plus grande part des eaux prélevées sur la feuille Le Creusot correspond à des ressources en eaux superficielles utilisées, en majeure partie ou en totalité, surtout pour les besoins en eau potable publique des deux principales collectivités :

- *communauté urbaine Le Creusot - Montceau, zone nord* : 13 000 sur 19 200 m³/j (1985) proviennent de retenues et étangs (Martinet, Haut-Rançon, Saint-Sernin) qui fournissent en outre 12 500 m³/j à Creusot-Loire ;
- *Autun, Auxe* : 6 100 m³/j (1985), soit près de la totalité des besoins, proviennent d'étangs (Pont du Roi, 2 900 m³/j ; Paillands, Toison, Cloix, 3 200 m³/j) ;

ainsi que :

- *d'autres collectivités* approvisionnées en totalité par l'étang de Pont-du-Roi :
 - le syndicat intercommunal de Collonge-la-Madeleine : 310 m³/j en 1985 ;
 - la commune de Saint-Emiland : 40 m³/j en 1985 ;
- *des collectivités* alimentées par l'étang de Brandon :
 - syndicat intercommunal de Brandon : en totalité, soit 2 200 m³/j en 1984 ;
 - syndicat intercommunal de la Cosanne : en totalité, soit 170 m³/j ;
 - commune de Créot : 15 m³/j ;
 - communes fournies en appoint : Saint-Symphorien-de-Marmagne (30 m³/j), Nolay (40 m³/j), Saint-Martin-de-Commune (10 m³/j).

Eaux souterraines

Les aquifères utilisés sont par âge croissant des terrains :

- *terrains cristallins* (arènes de granite ou de gneiss) :
 - communauté urbaine Le Creusot - Montceau, zone nord, approvisionnement partiel par 4 sources (gneiss) totalisant environ 6 000 m³/j en 1985 ;
 - commune de Saint-Symphorien-de-Marmagne : approvisionnement principal par 3 sources (granite) totalisant 40 m³/j en 1985 ;
- *grès du Permien* (Autunien) :
 - commune de Curgy : approvisionnement partiel par 2 sources totalisant 90 m³/j en 1985 ;
- *grès du Trias* :
 - Autun, Auxy : approvisionnement partiel par 20 groupes de sources et drains totalisant 4 000 m³/j en 1985, sauf en étiage (200 m³/j) ;
 - commune d'Antully : source "Fontaine du Fou" fournissant 40 m³/j en 1985 ;
- *calcaires du Lias* (Hettangien) :
 - commune d'Antully : source "Les Garennes" (au sein de formations superficielles de recouvrement) fournissant 100 m³/j en 1985 ;
 - commune de Nolay : source Drouet/Saigny fournissant 8 m³/j en 1982 ;
- *calcaires du Jurassique moyen* (calcaires à entroques du Bajocien inférieur et moyen) :
 - commune de Nolay : sources Drouet/Cirey, Vauchignon et Cul de Pré, avec respectivement 25, 430 et 45 m³/j en 1982.

Ces eaux sont de bonne qualité physico-chimique. Les eaux des terrains cristallins et des grès sont plutôt agressives, et peuvent présenter localement des teneurs notables en fer.

On note la nécessité de traitement bactériologique avant distribution pour les sources des calcaires, et les sources trop superficielles des grès permien et triasiques.

Ressources restant à exploiter

Les ressources en eaux souterraines sont peu exploitées, et jamais par des forages, qui permettraient des débits unitaires plus élevés et une meilleure qualité bactériologique.

Les principaux réservoirs sont :

- *les terrains cristallins* (granite et gneiss), à l'Ouest, au Sud-Ouest et dans le coin sud-est de la feuille, pour lesquels le rapport débit souterrain/débit total des cours d'eau est le plus élevé parmi les différents aquifères du bassin de l'Arroux (0,8 %) ;
- *les grès du Trias*, à l'Ouest et au centre de la feuille, d'épaisseur pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres ;
- *les calcaires du Lias*, à l'Ouest, au centre, et au Nord de la feuille, fort étendus mais peu épais (environ 10 m) ;
- *les grès du Permien* (Autunien) en bordure nord à nord-ouest, d'étendue relativement limitée mais d'épaisseur pouvant excéder 100 m.

La prospection devra être guidée par l'étude détaillée de la fissuration.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Charbon

Gisement du Creusot

Le charbon creusotin est mentionné pour la première fois dans une charte établie en 1510, dans laquelle il est écrit qu'en "une place et montagne près du village de Crosot certaine charbonnière et oile de pierre a été trouvée...". Sa découverte semble remonter à 1502.

Le charbon a d'abord été "jardinné" beaucoup plus qu'on ne l'a exploité. On pratiquait des trous ou *crots* qui pouvaient atteindre 80 pieds de profondeur, environ 25 mètres, mais comme ces puits n'étaient pas étayés, les parois s'éboulaient régulièrement. Alors on creusait un nouveau crot à côté du précédent, si bien qu'au 18^e siècle «on pouvait regarder cette montagne comme un crible». Ce charbon était surtout utilisé par les maréchaux-ferrants. On se souvient qu'au 18^e siècle un sieur Dubois, propriétaire d'une découverte de plusieurs toises, laissait prendre "autant de houille que peuvent en trainer six chevaux, quatre boeufs, moyennant un écu de six livres et tout le vin que lui, Dubois, peut boire...".

A partir de 1836, en raison des besoins de la grande industrie naissante, le gisement fut activement exploité et plus de 10 500 000 tonnes de charbon furent ainsi prélevées du sous-sol creusotin entre 1838 et 1943, date à laquelle la mine fut fermée. Il reste des dépôts, mais inexploitable, sous la ville du Creusot.

Ce gisement est petit puisque de la Croix-du-Lot à l'Ouest jusqu'au pont de la Direction à l'Est, il mesure à peine 3 kilomètres. Sa plus grande largeur n'est que de 800 mètres. Sa surface ne dépasse pas 8 hectares ; son épaisseur varie d'Ouest en Est de quelques mètres à la Croix du Lot jusqu'à 436 m à l'aplomb du puits Saint-Laurent foncé en 1854. Et pourtant le grand nombre de galeries creusées pendant près de deux siècles à partir de 55 puits foncés, a permis une moisson d'observations géologiques qui furent consignées journellement, au moins à partir de 1870, par les mineurs dans les journaux des travaux. Il en résulte une connaissance précise et détaillée du bassin houiller.

Le charbon du Creusot était très pur avec une teneur en cendres de seulement 1 à 5 %. Il est d'intérêt historique que les anciens auteurs avaient ici vérifié la *loi de Hilt*, suivant laquelle le charbon s'amaigrit en profondeur. La Grande Couche contient :

- près de la surface, 20 à 26 % de matières volatiles ;
- de 120 à 200 m, 16 à 25 % id. ;
- sous 220 m, 12 à 16 % id.

Mais il s'amaigrit aussi vers la périphérie (charbons maigres anthraciteux sur la bordure sud et en profondeur, charbons gras au centre). Ce phénomène curieux a intrigué les anciens auteurs. Il s'explique par les contraintes mécaniques dont il a été question.

Gisement de Saint-Bérain-sur-Dheune

La *concession de Saint-Bérain*, après plusieurs avatars, a vu son exploitation cesser en 1928. En 1941, il y eut plusieurs tentatives de reprise sérieuses mais sans grande ouverture. Plus rien depuis 1950.

Le gisement houiller est long d'une douzaine de kilomètres, large de 300 m près du hameau de la Dheune, de plus de 1 000 m à l'Est de Saint-Bérain.

Tous les niveaux charbonneux se sont montrés discontinus et de composition très variable. Le charbon était de qualité médiocre. Il s'agissait toujours de flambants (M.V. : entre 33 et 46 %, cendres déduites) et de faible densité houillère. A l'Est des puits Saint-Léger, les couches se schistifient assez rapidement.

Toute la partie est du gisement reste inexploquée ; elle se prête mal à une cartographie précise en raison du couvert forestier.

Recherches de Charrecey

La bande houillère de Blanzay se prolonge au-delà du gisement de Saint-Bérain jusqu'aux environs de Mercurey où elle disparaît par faille sous le Jurassique. Vers 1854, des recherches furent entreprises sur l'affleurement d'une couche, mais sans grand succès.

Autres substances concessibles

Fluorine

La fluorine n'a pas encore été exploitée sur la carte Le Creusot. Elle est pourtant présente sous diverses formes :

- à l'état de minéraux isolés dans des filons ou des filonnets siliceux : plateau d'Antully, par exemple, au Sud du pont de Charbonnière ;
- dans des corps siliceux plus ou moins stratiformes au contact entre le socle et la base de la série mésozoïque : plateau d'Antully, la Coiffe au Diable ou Fragny. La silice paraît avoir épigénisé d'anciens carbonates ;
- avec la silice, sous forme de ciment intergranulaire des grès feldspatiques silicifiés du plateau d'Antully. Ce type de fluorine fait l'objet de recherches pour lesquelles la concession d'Antully a été instituée en 1973.

Sulfures

La fluorine accompagne généralement des minéralisations où la silice est majoritaire avec la barytine mais associée à de la galène, de la blende, de la pyrite et de la chalcoppyrite.

Fer

Dans les grès triasiques du plateau d'Antully (Bois de la Feuillée les Baumes...), l'existence de petits chapeaux de fer a permis au 18^e siècle l'installation locale de petits fourneaux (Le Martinet).

La présence de fer dans l'Hettangien au Nord de la carte est très importante sur le plan historique. Le voisinage de ce minerai et des mines de charbon est à l'origine du développement du centre industriel du Creusot.

La couche exploitée est généralement peu épaisse, de 20 à 30 cm mais atteignait 1,30 m à Chalency et jusqu'à 2,35 m à Change. Le minerai est calcaire, phosphoreux et pauvre.

Les quantités extraites sont les suivantes :

- concession de Chalency : 700 000 tonnes de 18 à 20 %, de 1837 à 1859 ;
- concession de Mazenay : 3 976 596 tonnes de 22 à 27 %, de 1852 à 1911 ;
- concession de Change : 2 951 390 tonnes de 25 à 30 %, de 1852 à 1914.

Les produits des trois concessions ont été entièrement absorbés par les hauts-fourneaux du Creusot. Des recherches ont été entreprises pour connaître les possibilités de l'Hettangien dans la région de Nolay. Elles ont été consignées dans un rapport (Y. Le Calvez, A. Lefavrais, O. Horon et D. de Torcy, 1962) qui donne des coupes détaillées de sondages à Etevous, Dennevy, Saint-Sernin-du-Plain, La Rochepot, Borgy et Vauchignon.

Minéraux radioactifs

Il est bon de rappeler que le terme d'autunite fut créé en 1852 pour des échantillons provenant de Saint-Symphorien-de-Marmagne. Le socle du Sud-Ouest de la carte a été activement prospecté dans les cinquante dernières années et des indices de minéraux uranifères ont été reconnus.

Matériaux de carrière

Gypse

La plâtrière de Mondelot au Sud de Saint-Sernin-du-Plain, qui a cessé son activité en 1966, a été la dernière exploitation de gypse de la carte Le Creusot. Le banc exploité était épais de 4,50 à 5 m, interstratifié dans des argiles aleuritiques noires. Des nodules de barytine ont été signalés à la partie supérieure de la veine (L. Courel, 1964). Au-dessus, un banc dolomitique servait de toit aux galeries souterraines.

Les exploitations anciennes de la vallée de la Dheune, connues par la littérature, extrayaient très probablement le gypse au même niveau, à la partie supérieure des Marnes irisées inférieures, sous les dolomies rapportées à la Dolomie de Beaumont. Parmi les anciennes exploitations connues, on peut citer celles de Chassey, Saint-Gilles, Dennevy, Charrecey, Saint-Léger-sur-Dheune.

La description des niveaux exploités et leur cote, se trouvent dans les travaux anciens de Manès (1847) et Levallois (1822) qui a décrit la dolomie du toit, tout en l'attribuant au Rhétien. Le banc dit "de galerie", donnant du plâtre de bonne qualité, était épais de 3 m et interstratifié dans du gypse mêlé d'argiles ou de marnes.

Matériaux concassés

Le socle cristallin ou cristallophyllien a été largement utilisé pour la ligne du Train à Grande Vitesse. Parmi les plus grandes carrières dans le socle on peut retenir celles du bois des Bordes (Charrecey) et de Marmagne. Dans celle du bois du Crot est exploité le Permien.

Le Trias gréseux est exploité au Pont d'Argent mais une multitude de petites carrières anciennes parsèment le plateau d'Antully.

Matériaux pour tuileries

Les argiles sableuses à cailloutis de la vallée de la Dheune ont fait l'objet de nombreuses extractions pour la fabrication de tuiles, au même titre que les argiles de Chagny ou les argiles permienes de Montchanin. Aucune carrière n'est encore en activité. Des excavations et des plans d'eau témoignent de leur importance passée.

Matériaux pour fours à chaux

Les calcaires à gryphées du Sinémurien ont été fréquemment utilisés pour des petits fours à chaux communaux dont certains sont encore visibles (Les Braux au Nord-Est de Saint-Jean-de-Trézy).

Matériaux pour verrerie

En plusieurs endroits du plateau d'Antully (Le Marquisat et la Verrerie, au Nord de Saint-Sernin-du-Bois) mais également plus à l'Est (Bois de la Rêpe près des Foisons), les grès inférieurs du Trias furent utilisés par des verreries.

Pierre de taille

Le Trias gréseux du plateau d'Antully a été largement utilisé pour la fabrication de pavés, à la fin du siècle dernier, au profit de grandes villes et spécialement de Paris. Les pierres de constructions ont été extraites dans presque toutes les formations favorables : grès permien, grès du Trias et du Rhétien ; calcaires hettangiens, sinémuriens, bajociens. Les calcaires à gryphées du Sinémurien ont été toutefois de beaucoup les plus utilisés dans la région. Ils permettent la fabrication de linteaux de cheminées, de seuils...

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Bourgogne, Morvan*, par P. Rat, 1986, Masson, Paris :

- itinéraire 2C : du bassin d'Autun au bassin de Blanzay.

BIBLIOGRAPHIE

Formations sédimentaires

ADLOFF M.C., DOUBINGER J. (1979) - Etude palynologique dans le Mésozoïque de base de la bordure nord-est du Massif central français. 7e Réunion ann. Sci. Terre, Lyon, 1 p., Soc. géol. Fr.

ADOLPHE J.P., DESMANEGES-LORENZ J. (1971) - Géologie buissonnière en Morvan. Supplément *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, 112 p., 66 fig., 1 carte.

BERGERAT F. (1977) - Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhénan. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 195-198, 2 fig.

BONTE A. (1951) - Contribution à la stratigraphie du Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. I, p. 319-331.

BONVALOT J., COUREL L., SENAC P. (1984) - Etude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse. *Géologie de la France*, 3, p. 197-220.

BONVALOT J., CAMPY M., CAVELIER C., CHALINE J., CLAIR A., COUREL L., FARJANEL G., FLEURY R., MONTJUVENT G., PUISSEGUR J.J., RAT P. (1984) - Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pléistocène bressan. *Géologie de la France*, 3, p. 309-314.

CAIRE A. (1977) - Interprétation unitaire des Limages, de la Bresse et du Rhin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285, p. 1279-1281, 1 fig.

LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS A., HORON O., de TORCY D. (1962) - Recherches pour minerai de fer dans l'Hettangien de la région de Nolay (Côte d'or); étude stratigraphique des sondages effectués. Rapport BRGM, D.S. 62 A 60.

CAYEUX L. (1922) - Etude des gîtes minéraux de la France : les minerais de fer oolitique. Fasc. II, Minerais de fer secondaire, p. 34-64.

CORNET J., PUTALLAZ J. (1978) - Bassin de l'Arroux. Ressources potentielles en eaux souterraines et carte générale d'alimentation en eau potable des collectivités. BRGM, 78 SGN 074 JAL.

COUREL L. (1964) - Barytine sédimentaire dans le Trias de la bordure nord-est du Massif central. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 147.

COUREL L. (1973) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. *Mém. Soc. géol. Fr.*, LII, 118, p. 1-152, pl. 1-VIII.

COUREL L. (1977) - La micropaléontologie dans le Trias de France en dehors des domaines alpin et provençal. Inventaire, possibilités et limites. *Bull. BRGM*, (2), sect. IV, n° 3, p. 265-268.

COUREL L., DEMATHIEU G., GALL J.C. (1979) - Figures sédimentaires et traces d'origine biologique du Trias moyen de la bordure orientale du Massif central. Signification sédimentologique et paléoécologique. *Géobios*, n° 12, fasc. 3, p.379-397, 2 fig., 5 pl.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125.

DEMATHIEU G. (1970) - Les empreintes de pas de vertébrés du Trias de la bordure nord-est du Massif central. *Cahiers de Paléontologie*, éd. CNRS, Paris, 211 p., 76 fig., 83 tabl., 8 pl.

DEMATHIEU G., GAND G. (1972) - Les pistes dinosauroïdes du Trias moyen du plateau d'Antully et leur signification paléozoologique. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, nouvelle série, n° 62, p. 4-18, 6 tabl., 4 pl.

DEMATHIEU G. (1977) - La palichnologie des Vertébrés. Développement récent et rôle dans la stratigraphie du Trias. *Bull. BRGM*, 2, IV, 3, p. 269-278.

FRESSE J.C. (1978) - Contribution à l'étude des formations superficielles détritiques de l'Est de la France. Les sols hydromorphes à profil différencié du bassin d'Autun. Thèse 3e cycle, université de Dijon, 135 p.

GAND G. (1971) - Découverte de documents ichnologiques nouveaux dans les carrières de la Pissoire (plateau d'Antully, Saône-et-Loire). *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, nouvelle série, n° 58, p. 3-14, 7 fig., 2 pl.

GAND G. (1975) - Sur les traces des premiers dinosaures morvandiaux. Marcelin, Autun, 71 p., 31 fig.

GAND G. (1978) - Interprétation paléontologique et paléoécologique d'un sixième assemblage à traces de reptiles des carrières triasiques de Saint-Sernin-du-Bois (Autunois, France). Conclusions générales à l'étude du gisement fossilifère. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, n° 87, p. 9-29, 3 pl. 3 tabl., 3 pl. ph.

GAND G. (1979) - Stratigraphie du plateau d'Antully (excursion géologique du 4 juin 1978). *Bull. Soc. Hist. nat. du Creusot*, t. 26, p. 17-26, 6 pl.

GAND G. (1987) - Les traces de vertébrés tétrapodes du Permien français ; paléontologie, stratigraphie, paléoenvironnements. Thèse université de Bourgogne, 341 p., 85 fig. 105 tabl., 7 pl.

GÉLARD J.P. (1977) - Rejeu en coulissement senestre des accidents varisques prolongeant vers la Bresse le fossé de Blanzay - Montceau-les-Mines ? *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 32-34, 1 fig.

GÉLARD J.P. (1977) - Arguments en faveur de l'existence d'un linéament La Serre-Aloxe-Corton-Decize. 5e Réunion. ann. Sc. Terre, Rennes, résumés, p. 242.

GÉLARD J.P., RAT P. (1977) - Vues actuelles sur les grandes lignes de la structure de la Bourgogne en relation avec l'évolution post-hercynienne. 5e Réunion. ann. Sc. Terre, Rennes, résumés, p. 243.

GÉLARD J.P. (1978) - La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, (2), vol. XX, fasc. 1, p. 5-28, 9 fig., Paris.

GÉLARD J.P. (1980) - Observations à la communication de N. Debégliat et S. Debrand-Passard : "Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrains (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris". *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 4, p. 646.

JACCARD J. (1966) - Géologie du nord de la côte chalonaise. D.E.S., Fac. Sciences, Dijon, 162 p., 40 coupes, 28 pl., 1 carte.

LAGROST L. (1960) - Que reste-t-il des menhirs d'Epoigny ? *Le Physiophile*, n° 53, p. 2-7.

LAGROST L. (1988) - Domens et menhirs de Bourgogne. *Archeologia*, n° 238, p. 52-59.

LEVALLOIS (1822) - Mémoire sur les carrières et les fours à plâtre de Saint-Léger-sur-Dheune (Saône-et-Loire). *Annales des mines*, 1ère série, t. VII, p. 403-414.

LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) - France. Précipitations efficaces, moyennes annuelles (1946-1976). BRGM, 83 SGN 003 EAU.

MANES W. (1847) - Statistiques minéralogiques, géologique et métallurgique du département de Saône-et-Loire. Dejussieu, Mâcon, 242 p., 1 carte.

MONTJUVENT G., SARROT-REYNAUD J. (1972) - Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif central et du bassin de Paris. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), vol. XIV, fasc. 3, p. 297-303.

MOUSTERDE R. (1952) - Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif Central français. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 236, 50.

NECTOUX P. (1964) - Géologie de la route de Couches. *Revue F.F.S.S.N.*, 3e série, t. 3, n° 11, p. 74-76.

PELLAT E. (1865) - La zone à *Avicula contorta* et le bone bed (étage rhaetien) au Sud-Est d'Autun dans les environs de Couches-les-Mines (Saône-et-Loire), t. XXII, p. 546-565.

PELLAT E. (1876a) - Sur la présence de fossiles dans le Keuper des environs de Couches-les-Mines (Saône et Loire). *Bull. Soc., géol. Fr.*, 3e série, t. IV, p. 369-370.

PELLAT E. (1876b) - Compte-rendu de l'excursion à Auxy, la Coudre, Antully et Drevin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. IV, p. 738-749.

RAT P. (1976) - Structure et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le Nord-Ouest du fossé bressan (France). *Géol. Rund.*, Stuttgart, t. 65, n° 1, p. 101-126.

RAT P. (1978) - Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du Fossé bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosions et de sédimentation. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 231-234, 3 fig.

RAT P. et coll. (1986) - Bourgogne, Morvan. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, 216 p., 123 fig., VII pl.

SAUVAGE M.E. (1883) - Recherches sur les Reptiles trouvés dans l'étage Rhétien des environs d'Autun. *Ann. Soc. géol. Nord*, XIV, 9 p. 1-43, 9 pl.

SCANVIC J.Y. (1978) - Commentaire sur l'interprétation des photographies aériennes de la coupure Le Creusot, France. Rapport BRGM, 78 SGN 379 GEO.

WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris, d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM*, sect. II, n° 3, p. 219-292, 2 pl. et n° 4, p. 293-343, 1 pl.

Bassins houillers et permien

BURAT A. (1867) - Les Houillères de France en 1866. Imp. J. Gaudry, Paris.

DELAFOND F. (1899) - Bassin houiller et permien d'Epinaç et d'Autun. *Gîtes minéraux*, Paris.

DELAFOND F. (1902) - Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot. Stratigraphie et Atlas. *Gîtes minéraux*, Paris.

DESROUSSEAU J. (1938) - Bassin houillers et lignitifères de la France. *Mém. annexe statistiques ind. minérale*.

FEYS R., GAND G. (1983) - Gisement houiller du Creusot. Une tectonique de serrage dans le sillon permio-houiller de Blanzay - Creusot. *Géologie de France* (2), I, n° 1-2, p. 97-122, 19 fig.

FEYS R., GREBER C. (1958) - Le bassin houiller de Blanzly et du Creusot. *Rev. Ind. minérale*, juin-juillet 1958 et *Public. BRGM*, n° 21, 41 p., 34 fig.

FOURNET (J.J.) - Mémoire sur le bassin houiller de Saône-et-Loire. Manuscrit, Archives Schneider.

GAND G. (1981) - Découverte de traces de reptiles cotylosauriens dans le Permien du bassin de Blanzly - Le Creusot (Saône-et-Loire, France). Une étape dans la succession des palichnofaunes de vertébrés tétrapodes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, III, p. 163-167.

GAND G. (1982) - L'importance du charbon dans le développement industriel du Creusot. *Bull. S.H.N. du Creusot*, p. 6-13.

GRAND'EURY C. (1877) - Flore carbonifère du département de la Loire et du centre de la France. *Mém. Acad. Sci.*, II.

NECTOUX P. (1969) - Le terrain houiller creusotin. *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, p. 11-19.

NECTOUX P. (1974) - Terrains primaires du Creusot. *Bull. Soc. Hist. nat. du Creusot*, p. 23-28.

OLLAGNIER P. (1946) - Note sur le bassin houiller du Creusot-Montchanin. *Ibid.*, 4, p. 59-71.

ROIDOT E. (1942) - Etude sur le bassin permo-houiller de Saône-et-Loire et les plissements hercyniens du plateau central. *Rev. ind. min.*, n° 440 Saint-Etienne.

SCHNEIDER E. (1945) - Le charbon - son histoire, son destin. Libr. Plon, Paris 350 p.

TERMIER P. (1926) - Etat actuel de nos connaissances sur la tectonique du Plateau central français. *XIII Congr. géol. intern.*, Bruxelles 1922, I, p. 585-595.

ZEILLER R. (1905) - Bassin houiller et permien de Blanzly et du Creusot, fasc. II : Flore fossile. *Gîtes minéraux*, Paris.

Formations métamorphiques et magmatiques

BROUSSE R., NATIVEL P. (1964) - Le volcanisme récent de la Bourgogne et du Charollais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, p. 678-690.

CARRAT H.G. (1965) - Sur les relations entre les différents stades de la granitisation hercynienne dans le socle granitique du Morvan septentrional et ceux du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 261, n° 3, p. 5153-5156.

CARRAT H.G. (1969) - Le Morvan cristallin - Etude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse, Nancy, 379 p.

CARRAT H.G. (1971) - Relations entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan. *Mineral. Deposita*, n° 6, p. 1-22.

DUBOIS M., MATHIEU Y. (1969) - Pétrologie du socle cristallin du barrage du Pont du Roi. D.E.S., Besançon.

METTETAL J.P. (1967) - Etude pétrographique du socle cristallophyllien de la région de Dezize-les-Maranges (Saône-et-Loire). D.E.S., Besançon.

MICHEL-LÉVY A. (1907-1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 120, t. XVIII.

MOREL B. (1976) - Les formations éruptives dévono-dinantiennes de la bordure ouest du bassin d'Autun. Thèse 3^e cycle, Lyon.

ROSSY M. (1967) - Etude pétrographique du socle cristallophyllien de la région de Nolay (Côte d'or). D.E.S., Besançon.

SCANVIC Y. (1981) - Etude de la photofracturation de la feuille Le Creusot à 1/50 000. Rapport BRGM 78 SGN 379 GEO.

SEDDOH F.K. (1968) - Les granites du massif de Luzy - Morvan méridional : pétrographie, altérations. Thèse, Dijon, 138 p.

VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la terre*, t. 10, n° 3-4, p. 369-382, 6 fig., 6 tabl.

VIALETTE Y. (1973) - Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 15, n° 3-4, p. 260-270, 1 fig.

Ressources minérales

CARRAT H.G. (1964) - Les minerais uranifères français (Morvan et Autunois). Presses universitaires de France. Paris.

CAYEUX L. (1922) - Les minerais de fer oolithique de France.

DESROUSSEAUX (1938) - Bassins houillers et lignitifères de la France. Imp. Nat. Paris.

SOULE DE LAFONT D., LHEGU J. (1980) - Les gisements stratifères de fluorine du Morvan. Publications du 26^e Congrès géologique international, Paris. Fascicule E₂, 39 p., 18 fig.

Cartes géologiques à 1/80 000

- Feuille *Autun* (136) : 3^e édition, 1968
- Feuille *Chalon-sur-Saône* (137) : 3^e édition, 1965
- Feuille *Beaune* (125) : 3^e édition, 1963
- Feuille *Château-Chinon* (124) : 3^e édition, 1965

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Bourgogne, 32 bd du maréchal Joffre, 21100 Dijon ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Parmi les fossiles récoltés sur le territoire de la carte Le Creusot, l'ichnofaune triasique d'empreintes de reptiles tient une place privilégiée par son originalité et l'abondance des pièces. Les empreintes du plateau d'Antully peuvent être observées dans la collection Demathieu à l'Institut des sciences de la Terre de l'université de Dijon et dans la collection Gand du Muséum d'Histoire naturelle d'Autun. D'autres fossiles remarquables, rhétiens (en particulier des reptiles marins) et jurassiques ont été rassemblés dans les deux musées cités plus haut.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- L. COUREL, G. GAND et J.C. MENOT pour les formations superficielles et quaternaires et les formations sédimentaires secondaires ; en particulier J.C. MENOT pour la tectonique anté-bajocienne (inédit) ;
- R. FEYS pour les formations sédimentaires primaires ;
- J. ARÈNE pour les formations éruptives et cristallophylliennes ;
- J. CORNET pour l'hydrogéologie ;
- J.P. GUILLAUMET pour l'archéologie.

Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- pour la carte : FOURNIGUET J., COUREL L., GAND G., MENOT J.C., FEYS R., ARÈNE J., GUILLAUMET J.P. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille LE CREUSOT (552) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
Notice explicative par COUREL L., ARÈNE J., FEYS R., GAND G., MENOT J.C., CORNET J., GUILLAUMET J.P. (1989), 54 p.
- pour la notice : COUREL L., ARÈNE J., FEYS R., GAND G., MENOT J.C., CORNET J., GUILLAUMET J.P. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille LE CREUSOT (552) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 54 p.
Carte géologique par FOURNIGUET J., COUREL L., GAND G., MENOT J.C., FEYS R., ARÈNE J., GUILLAUMET J.P. (1988).

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 1er trimestre 1989
N° ISBN 2 - 7159 - 1552 - 7