

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

PARAY-LE-MONIAL

par

M. DONZEAU, P. CHÈVREMONT,
P. MARTEAU

PARAY-LE-MONIAL

La carte géologique à 1/50 000
PARAY-LE-MONIAL est recouverte par les coupures
suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000 :
au Nord : AUTUN (N° 136)
au Sud : CHAROLLES (N° 147)

| | | |
|--------------------------|-----------------------|------------------------|
| Bourbon- Lancy | Toulon- sur-Arroux | Montceau- les-Mines |
| Dompierre- sur-Besbre | PARAY- LE-MONIAL | Bonnét- de-Jour |
| Le Donjon | Charolles | Cluny |

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PARAY-LE-MONIAL À 1/50 000**

par

M. DONZEAU, P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU

avec la collaboration de

**P.-J. DEBRIETTE, D. JAUFFRET, J. LAMBERT, R. MOUTERDE
D. THIÉBLEMONT, R. WERNLI, R. WYNS**

2001

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille **Paray-le-Monial** (600). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, P. Chèvremont, P. Marteau, avec la collaboration de P.-J. Debriette, D. Jauffret, J. Lambert, R. Mouterde, D. Thiéblemont, R. Wernli, R. Wyns (2000), 152 p.

– *pour la notice* : DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. avec la collaboration de DÉBRIETTE P.-J., JAUFFRET D., LAMBERT J., MOUTERDE R., THIÉBLEMONT D., WERNLI R., WYNS R. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Paray-le-Monial** (600). Orléans : BRGM, 152 p. Carte géologique par M. Donzeau, P. Chèvremont, P. Marteau (2001).

© BRGM, 2002. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1600-0

SOMMAIRE

| | Pages |
|---|-------|
| RÉSUMÉ | 7 |
| ABSTRACT | 8 |
| INTRODUCTION | 11 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 11 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 13 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i> | 19 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 21 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 23 |
| <i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i> | 23 |
| LE BASSIN CHARBONNIER STÉPHANIEN | 23 |
| <i>TERRAINS AFFLEURANTS</i> | 28 |
| SOCLE VARISQUE | 28 |
| PERMIEN | 56 |
| SECONDAIRE | 59 |
| DOGGER | 68 |
| TERTIAIRE | 71 |
| PLIO-QUATERNAIRE | 74 |
| STRUCTURATION TECTONIQUE | 80 |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 81 |
| <i>SOCLE VARISQUE</i> | 81 |
| <i>STÉPHANIEN</i> | 93 |
| <i>PERMIEN</i> | 93 |
| <i>SECONDAIRE</i> | 95 |
| <i>TERTIAIRE</i> | 97 |
| <i>PLIO-QUATERNAIRE</i> | 97 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 99 |
| <i>ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i> | 99 |
| <i>OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)</i> | 99 |
| <i>PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE</i> | 103 |

| | |
|--|------------|
| <i>PHÉNOMÈNES ALPINS</i> | 103 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 105 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 105 |
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i> | 115 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 116 |
| <i>RISQUES NATURELS</i> | 119 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 119 |
| <i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i> | 119 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 125 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 125 |
| AUTEURS | 135 |
| ANNEXES | 138 |
| <i>ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES MAGMATIQUES ET MÉTAMORPHIQUES DU SOCLE VARISQUE DE LA FEUILLE PARAY-LE-MONIAL (tabl. 1)</i> | 139 |
| <i>ANNEXE 2 - MICROFAUNES DU CARIXIEN (tabl. 2)</i> | 142 |
| <i>ANNEXE 3 - MICROFAUNES DU DOMÉRIEN (tabl. 3)</i> | 143 |
| <i>ANNEXE 4 - MICROFAUNES DU TOARCIEN (tabl. 4)</i> | 144 |
| <i>ANNEXE 5 - SONDAGES EFFECTUÉS PAR LE BRGM POUR L.F. LEVÉ DE LA FEUILLE PARAY-LE-MONIAL (tabl. 5)</i> | 145 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|-----------|
| Fig. 1 - Position géologique de la feuille Paray-le-Monial dans la partie nord-est du Massif central | 12 |
| Fig. 2 - Position des entités anté-triasiques de la feuille Paray-le-Monial dans la partie nord-est du Massif central | 14 |
| Fig. 3 - Diagramme Al tot - Mg pour les biotites de roches plutoniques et de roches métamorphiques | 34 |
| Fig. 4 - Coupe d'une petite carrière abandonnée située au sud de Pré- Bedot et de la D51 (x = 725,25 ; y = 2 178,90) au sein du massif granitique de Luzy | 52 |
| Fig. 5 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Mésozoïque (hors texte) | |

| | |
|---|------------|
| Fig. 6 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988), tracé pour les seuls éléments incompatibles non mobiles, pour l'éclogite amphibolisée de Ciry-le-Noble (4B01) | 84 |
| Fig. 7 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ pour l'éclogite amphibolisée de Ciry-le-Noble (4B01) | 84 |
| Fig. 8 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial pour les gneiss de la série métamorphique du Charollais | 85 |
| Fig. 9 - Diagramme Zr vs. (Nb/zr) pour deux gneiss et un granitoïde de la partie orientale de la feuille Paray-le-Monial | 85 |
| Fig. 10 - Diagramme P-Q pour les granitoïdes de la feuille Paray-le-Monial | 88 |
| Fig. 11 - Spectre multi-éléments normé au manteau primordial pour deux granitoïdes orientés (diatexites, 8A27 et 8B04) et une enclave de monzonite (8A11) de la partie orientale de la feuille Paray-le-Monial | 90 |
| Fig. 12 - Spectre multi-éléments normé au manteau primordial pour le granite de Champlecy (7D01) et un microleucogranite (1A21) du batholite de Luzy | 90 |
| Fig. 13 - Modèle d'évolution géodynamique du Nord-Est du Massif central, du Silurien au Tournaisien | 98 |
| Fig. 14 - Plan des concessions de Blanzay et Perrecy-les-Forges (hors texte) | |
| Fig. 15 - Points d'affleurements intéressants | 120 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|------------|
| Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches magmatiques et métamorphiques du socle varisque de la feuille Paray-le-Monial (annexe 1) | 138 |
| Tabl. 2 - Microfaunes du Carixien (annexe 2) | 141 |
| Tabl. 3 - Microfaunes du Domérien (annexe 3) | 142 |
| Tabl. 4 - Microfaunes du Toarcien (annexe 4) | 143 |
| Tabl. 5 - Sondages effectués par le BRGM pour le levé de la feuille Paray-le-Monial (annexe 5) | 144 |

RÉSUMÉ

La feuille Paray-le-Monial se situe aux confins de la Bourgogne (département de la Saône-et-Loire) et de l'Auvergne (département de l'Allier), à l'extrémité sud-ouest du bassin houiller de Blanzy-Montceau-les-Mines.

La série stratigraphique comporte des terrains allant du socle cristallin varisque au Plio-Quaternaire.

– Le socle varisque est constitué de roches métamorphiques et de roches magmatiques, et plutoniques à subvolcaniques. Les roches métamorphiques appartiennent à la série du Charollais. Ce sont des paragneiss à deux micas et fréquente sillimanite dans lesquels s'intercalent des orthogneiss œillés et une relique d'éclogite amphibolitisée. Les gneiss présentent un remarquable gradient d'anatexie croissant du Nord vers le Sud. Les roches plutoniques appartiennent au massif de Luzy d'une part, et à celui du Charollais d'autre part. Ce sont des granites porphyroïdes à biotite, de chimisme calco-alcalin potassique, datés du Carbonifère inférieur et recoupés par des leucogranites peralumineux d'âge probablement namuro-westphalien. Les roches subvolcaniques sont des microgranites et un lamprophyre. Ce socle varisque encaisse quelques filons de quartz dont l'âge de mise en place serait, *pro parte* du moins, liasique.

– Au-dessus de ce socle, la succession des terrains est discontinue : le Stéphanien houiller, n'affleure pas, mais est connu en profondeur grâce aux travaux miniers. Il est recouvert en discordance par la série mésozoïque. Le Permien est en contact faillé avec le socle varisque. Quant à la série mésozoïque, les leviers cartographiques ont permis de déterminer que la succession classiquement connue dans la région (Trias-Dogger) s'étend probablement dans la base du Malm. Il lui succède les terrains tertiaires de l'Éocène (Sidérolitique) et de l'Oligo-Miocène, eux-mêmes surmontés par le Plio-Quaternaire (Formation du Bourbonnais).

Les terrains sont découpés par un réseau de failles délimitant des panneaux sub-horizontaux peu déformés, sauf au voisinage des accidents cassants. Les deux directions de failles principales sont celles du graben permo-houiller tardi-varisque (NE-SW) et des Limagnes, d'âge oligocène (N-S à NNW-SSE).

L'hydrogéologie de la région est discutée en détail dans le chapitre « Ressources en eau » de la notice.

Aucune ressource minérale n'est actuellement en exploitation. La ressource minière principale a été le charbon, dont l'exploitation s'est définitivement arrêtée en 1986. Le fer a été exploité anciennement, comme en témoignent les vestiges d'une mine datant du Moyen Âge.

Les ressources en substances utiles sont les granulats, le calcaire, le grès, l'argile et les arènes sableuses ou sablo-argileuses développées sur les roches du socle varisque. Au cours du Moyen Âge, le calcaire a été très exploité pour la construction et pour la fabrication de chaux. Seuls les granulats, l'argile et les arènes sont de nos jours exploités, en faibles quantités.

ABSTRACT

Introduction

The map sheet Paray-le-Monial straddles the limit between two regions : Bourgogne (Saône-et-Loire Department) and Auvergne (Allier Department). It is located at the SW end of the Blanzly-Montceau-les-Mines coal basin.

In the area covered by the map sheet five main geological units crop out:

- the Variscan basement;
- the Permian Blanzly basin;
- the Mesozoic cover;
- the Cenozoic sediments;
- the Plio-Quaternary formations.

The Carboniferous sedimentary formations, and notably the coal-bearing horizons, do not crop at the surface. They are known to exist at depth from bore-hole and mining data.

Stratigraphic succession

The Variscan basement is made of metamorphic rocks intruded by different types of plutonic to subvolcanic rocks:

- Metamorphic rocks crop out in the eastern quarter of the map. They consist of paragneiss with intercalations of orthogneiss and of one amphibolitized eclogite, which is the only relic of the Eovariscan stage of high pressure – high temperature metamorphism known in the Charollais region. Within gneisses anatexis increases from the north to the south where it leads to biotite \pm amphibole granitoids (quartz-monzonite to granodiorite) and to the Champlecy biotite porphyroid granite. This granite displays a magnesio-potassic calc-alkaline chemistry and belongs to the large Charollais massif which has been dated at 345 Ma (Lower Carboniferous) by a Rb/Sr isochrone (Valette, 1985). Dikes and other small bodies of peraluminous leucogranite are intrusive into the porphyroid granites and into the metamorphic rocks. The latter are also cross-cut by quartz veins and by at least one lamprophyre dike.

– In the northwestern corner of the map appears a small part of the large and composite Luzy granite batholite which is made of biotite granodiorite and granite intruded by peraluminous leucogranite and different types of microgranite. Biotite porphyroid granite is predominant, displays a magnesian-potassic calc-alkaline chemistry and has been dated at 348 ± 6 Ma (Lower Carboniferous) by U/Pb on zircon and uraninite (Supply, 1985). A major fault separates the Luzy batholith from the Blanzay sedimentary basin.

The Permian formations comprise the Autunian series (conglomerate with basement pebbles, claystone and black shaly siltites, in a lateral transition) and the Saxonian series: the so called alternating series (intercalated claystone-sandstone and conglomerate of red, grey and white colours) overlain by the red series (claystone and psammite with sandy conglomerate horizons).

The Mesozoic cover was classically known to extend from the Triassic up to the middle Jurassic, based on the studies by Mouterde (1953), Le Calvez (1960) on the Lower-Middle Jurassic and Courel (1970) on the Triassic. New field evidence (ammonite dating), discovered in the course of the mapping, has enabled to extend it to the base of the upper Jurassic.

The stratigraphic succession begins with Muschelkalk arkosic sandstones overlain by variegated carbonate-bearing Keuper clays (30-50 m). These are overlain by Raethian sandstones and clays (10 m), which in turn are followed by ammonite-bearing Lower-Jurassic limestones and marls (140 m). The Middle-Jurassic consists of echinoderm limestones (50-70 m) which include at their base the upper part of the Lower Jurassic. They are overlain by three superimposed horizons : sandy cherts, ferruginous oolite-bearing marly limestones, cream-coloured marly limestones and marls (approximately 30 m). The summit of the oolite-bearing limestone and the cream-coloured limestones and marls were dated respectively Callovian and top of Lower Oxfordian, based on ammonite data.

The Cenozoic succession comprises the Eocene Siderolithic fluvialite series, consisting of cream-coloured claystones and sandstones, locally capped by a silcrete formation, and the Oligo-Miocene fluvialite-lacustrine formation, comprising marls and reef limestone patches.

The Plio-Quaternary consists of the so called Bourbonnais series, which comprise a lower conglomerate member with pebbles of dominantly cherty composition and an upper sandy fluvialite member with claystone intercalations.

Alteration. The above lithostratigraphic succession is heavily altered. Notably, most of the Variscan basement is covered by an horizon of altered and decayed rock, clay or sand. The thickness of this horizon is impossible

to estimate at ground level. The carbonate-bearing Mesozoic and Cenozoic formations are irregularly decarbonated to a depth of 15-20 m. The resulting destruction of fossils and production of residual clay greatly hampers the geologic mapping. 218 mechanical screw auger holes to a maximum depth of 37.5 m were drilled by the BRGM in the course of the mapping; they are located on the map.

Structuration

Tectonic deformations are expressed by a pattern of faults which outline undeformed, horizontal or gently dipping blocks. These are generally deformed along their margins, close to the bounding faults. Two main fault directions are apparent :

- NE-SW, the direction of the faults bounding the Permo-Carboniferous coal basin graben;
- N-S to NNW-SSE, the so-called Limagnes direction, which corresponds to the Oligocene faulting event.

The structural evolution of both sets of faults is complex:

- The NE-SW faults formed during Lower Carboniferous times as right-lateral ductile shears, together with the emplacement of the porphyroid biotite granite batholiths (Luzy and Charollais massifs); some of them were reactivated late in the Variscan orogeny as right-lateral transcurrent faults, controlling the formation of the Permo-Carboniferous Blanzey-Montceau coal basin graben, as discussed in Debriette and Genna (in prep.). They were subsequently deformed, by compressive and distensive events, resulting in an overall left-lateral cartographic pattern, and later reactivated during alpine events, notably bringing into contact Mesozoic with earlier formations.

- The « Limagnes » faults were formed in Oligocene times during an extensional event following the early alpine Pyrenean compressive phase. They belong to the West-European rift system which extends around the Alpine arc. In the broad area surrounding the region under study, they are responsible for the formation of the Limagnes grabens, which extend to the West and East of the area under study. Only replicas of the main Limagnes faults are seen in the area covered by the map sheet. These faults were subsequently reactivated a number of times : during the Miocene Alpine compressive phase as strike slip faults, thus displacing earlier tectonic features, notably the Permo-Carboniferous graben faults, as can be seen on the map sheet ; and during the Quaternary as testified by the cartographic shape of the Bourbonnais plio-quaternary formation which locally appears limited by the « Limagnes » direction of faulting.

Environmental geology

The hydrogeology of the region is discussed in detail in the chapter dealing with the water resources.

No mineral resource is presently exploited. Coal was actively mined since the second half of the 19th century until 1986. Iron was mined in the ancient times, as testified by traces of a Middle-Ages iron pit-mine.

Construction materials comprise granite, gneiss, limestone, sandstone, alluvial granulates and clay. Two varieties of limestone were quarried probably since Roman times: the « Blue Stone » (Sinemurian limestone) and the « Yellow Stone » (Middle Jurassic echinodermic limestone). They are found in old city buildings and in numerous churches and castles dating from the Middle-Ages. Limestone was also used for chalk making. Sandstone was quarried for house building. It was less widely used than limestone and is found in the walls of some old farm buildings. Nowadays, only alluvial granulates (for road construction), clay (for tiles and chinaware) and arenated gneiss or granite (for embankment) are exploited, albeit on a small scale.

Additional data

Additional data pertaining to the Paray-le-Monial map sheet are stored in the BSS (Banque de données du sous-sol) run by the BRGM. Notably, the logs of the auger holes drilled during the mapping campaign, together with other data are available as printed matter in Dijon and Orléans. They are also available at the Internet BRGM site Infoterre, at <http://www.brgm.fr/infoterre> or <http://infoterre.brgm.fr>.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située dans la partie nord-est du Massif central français, la feuille Paray-le-Monial se partage inégalement entre les régions Bourgogne (département de la Saône-et-Loire) et Auvergne (département de l'Allier). Leur limite suivant le cours de la Loire, seul l'angle sud-ouest concerne le département de l'Allier.

La feuille recouvre une région faiblement vallonnée à morphologie de plateaux mollement entaillés par de nombreux cours d'eau. La topographie, peu accentuée, s'étage entre les altitudes de 224 m à la confluence de l'Arroux et de la Loire (à Digoin, ouest de la feuille) et 451 m près du lieu-dit les Loges (centre du bord est de la feuille) dans les collines triasiques.

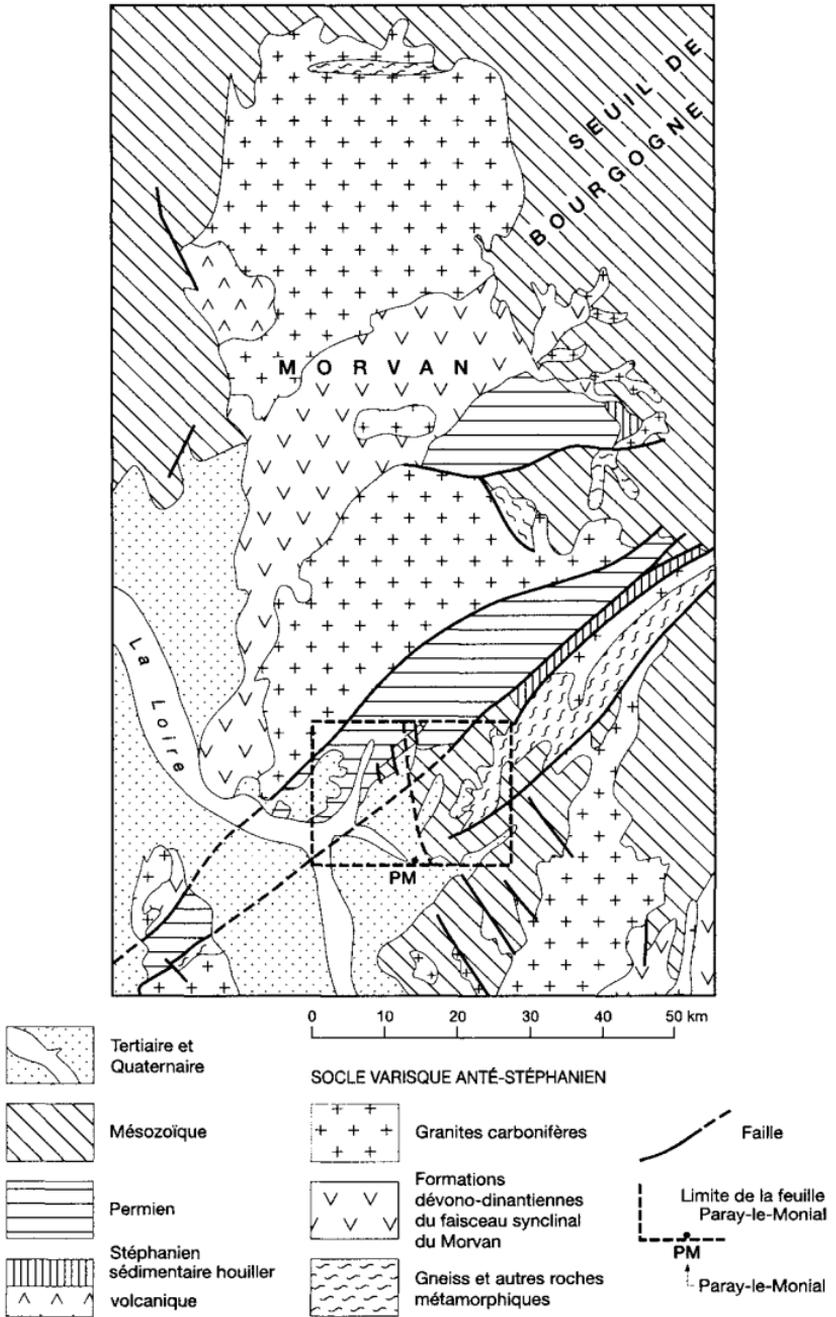


Fig. 1 - Position géologique de la feuille Paray-le-Monial dans la partie Nord-Est du Massif central

L'aspect du paysage est régi par l'occupation humaine, principalement l'élevage des bovins du Charollais, qui définit un pays de bocage : les prairies d'élevage entourées de clôtures et de haies basses occupent environ 65 % de la surface, le reste étant pris par des bois sur les sommets des plateaux (environ 20 % de la surface), quelques cultures et le peuplement humain (villes dans les vallées, villages et habitat agricole dispersé).

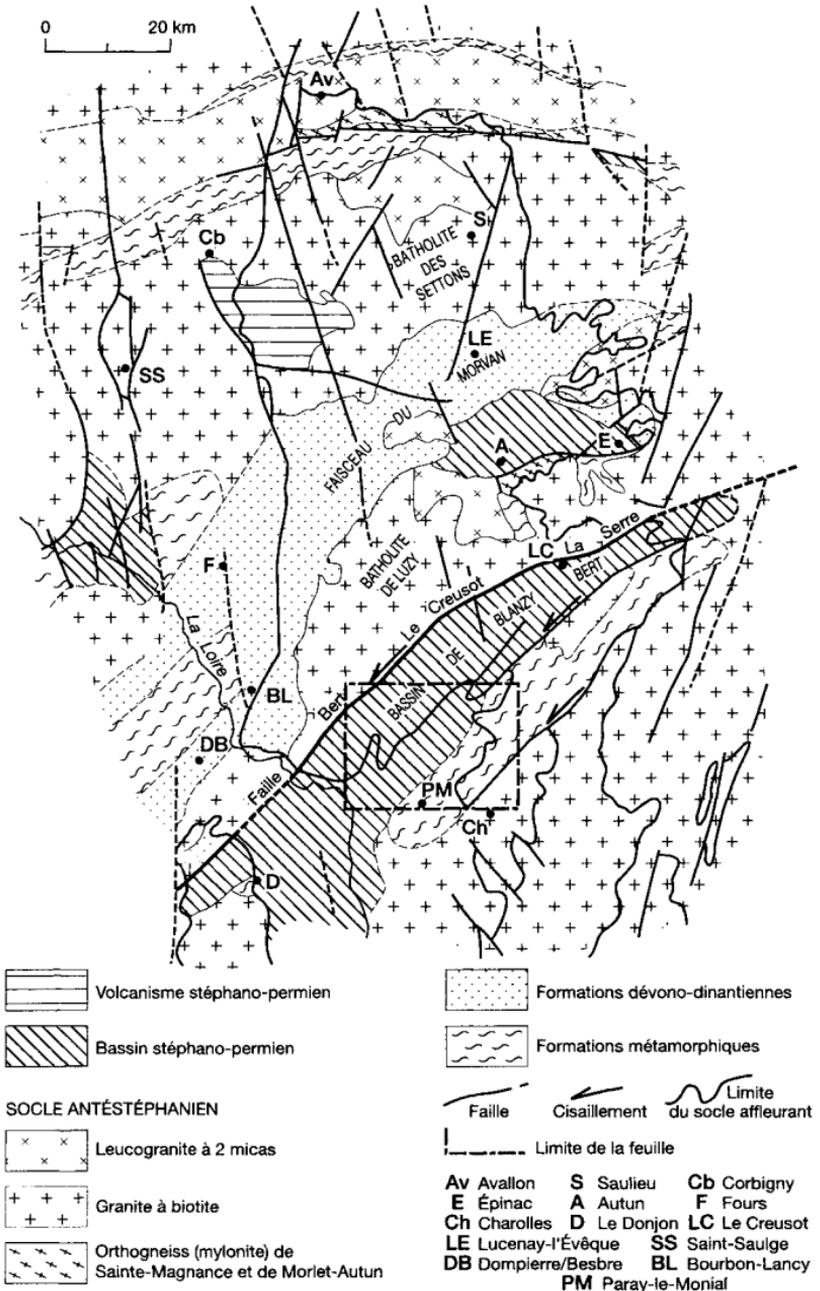
Plusieurs cours d'eau drainent le territoire de la feuille. La Loire, dans l'angle sud-ouest, reçoit l'Arroux sur sa rive droite. Cette dernière, orientée Nord-Est à NNE, participe à un ensemble de trois vallées parallèles qui s'écoulent du Nord-Est vers le Sud-Ouest ; les deux autres étant, de l'Ouest vers l'Est, celles de l'Oudrache et de la Bourbince. Cette dernière, après avoir effectué un coude à angle droit vers le Nord-Ouest, se jette dans l'Arroux sur sa rive gauche, environ trois kilomètres en amont de sa confluence avec la Loire, après avoir recueilli l'Oudrache sur sa rive droite. L'angle Sud-Est de la carte est écorné par l'Arconce, qui disparaît de la carte à l'Est pour réapparaître à l'Ouest et confluer en rive droite de la Loire.

Le peuplement humain consiste en plusieurs villes de moyenne importance qui s'alignent grossièrement selon les bords sud et nord de la feuille. Sur le bord sud, on rencontre d'Ouest en Est la ville de Digoin, bâtie à la confluence de la Loire avec l'Arroux et la Bourbince, en vis à vis de La Motte-Saint-Jean, puis Paray-le-Monial bâtie sur la Bourbince, et enfin la frange nord de l'agglomération charolaise. Depuis l'angle Nord-Ouest de la feuille, on rencontre successivement vers l'Est la ville de Gueugnon bâtie sur l'Arroux, puis Perrecy-les-Forges arrosée par l'Oudrache, et enfin, le long de la Bourbince les villes de Palinges, Gênelard et Ciry-le-Noble. Plusieurs villes et villages de moindre importance et de nombreuses exploitations agricoles, groupées ou isolées, sont dispersés sur l'étendue du territoire.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire de la feuille Paray-le-Monial renferme cinq entités géologiques principales comme le montrent la figure 1 et le schéma structural. Celles-ci sont, de la plus ancienne à la plus récente :

- le socle varisque, anté-stéphanien pour l'essentiel ;
- le bassin permo-stéphanien de Blanzey-Montceau-les-Mines ;
- la couverture sédimentaire mésozoïque ;
- les formations tertiaires ;
- les formations plio-quadernaires.



La structure du socle caché sous la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque est interprétée d'après les données des diverses prospections géophysiques et des sondages (Weber, 1975) et d'après la synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Fig. 2 - Position des entités anté-triasiques de la feuille Paray-le-Monial dans la partie Nord-Est du Massif central

(d'après Delfour *et al.*, 1995, modifié pour la feuille Épinac par Chèvremont *et al.*, 1999)

Socle varisque (fig. 2)

Sur le territoire de la présente carte le socle varisque n'apparaît en surface que dans deux zones :

- d'une part dans le quart oriental, où se trouve un ensemble de roches métamorphiques à plutoniques, présentant globalement un gradient d'anatexie (fusion partielle) croissant du Nord au Sud et appartenant au domaine du Charollais ;
- d'autre part dans l'angle nord-ouest, où affleure une petite partie du vaste massif granitique composite de Luzy, qui se développe plus largement sur les feuilles à 1/50 000 adjacentes.

Ce socle est anté-stéphanien à l'exception des filons les plus tardifs qu'il encaisse et qui sont constitués soit de lamprophyre probablement autunien, soit de quartz en partie au moins liasique.

• **La série métamorphique du Charollais et les massifs de roches plutoniques associés.** La série métamorphique du Charollais est constituée de paragneiss feldspathiques à deux micas et fréquente sillimanite, dérivant de sédiments de type grauwackes et de plus en plus anatectiques vers le Sud, dans lesquels s'intercalent, sous forme de corps lenticulaires de taille variable :

- des paragneiss micaschisteux également à deux micas et fréquente sillimanite, mais nettement plus chargés en micas, dérivant de pélites ;
- des orthogneiss œillés à biotite, fréquente muscovite et parfois sillimanite, dérivant d'un granite porphyroïde peralumineux ;
- une éclogite amphibolitisée, dérivant d'une lave ou d'un tuf basaltique et observée uniquement à l'extrémité nord-est de la carte.

Sur cet ensemble de roches métamorphiques s'est développé un important manteau d'altérites au sein duquel de simples leviers de surface ne permettent pas de différencier la nature exacte du substrat rocheux, de sorte que des surfaces relativement importantes sont cartographiées en « altérites, remaniées ou non, développées sur des gneiss et migmatites indifférenciés ».

La présence d'une relique d'éclogite amphibolitisée est importante pour l'histoire géologique de la région. En effet, dans toute la série du Charollais, c'est actuellement le seul témoin connu du métamorphisme de haute pression – haute température (HP-HT) qui a eu lieu au début du cycle orogénique varisque.

La série métamorphique présente par ailleurs un remarquable gradient d'anatexie (fusion partielle), croissant du Nord au Sud sur le territoire de la carte. Dans la partie la plus septentrionale de la carte, dans le secteur de

Ciry-le-Noble, les gneiss ne sont pas ou peu anatectiques. Au Sud de Ciry-le-Noble les paragneiss se chargent en leucosomes et passent corrélativement à des métatexites à deux micas ou à biotite seule. Plus au Sud, entre le hameau de Champvigny et Saint-Aubin-en-Charollais, apparaissent des diatexites à deux micas, qui correspondent à une anatexie intense des paragneiss et sont très proches de granites par leur texture et leur composition minéralogique.

Au Sud-Est d'une ligne allant de Saint-Aubin-en-Charollais à Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne, ces diatexites à deux micas sont relayées par des roches plutoniques à biotite et parfois amphibole ayant une fabrique planaire généralement très nette et une composition hétérogène allant d'une monzonite quartzifère à une granodiorite. L'hétérogénéité de ces roches plutoniques, cartographiées avec le symbole γ^M , peut être expliquée par un mélange de magmas et/ou par une anatexie très intense d'un protolite de composition complexe dans lequel les leviers de la carte ont permis de découvrir deux petits corps résistants : l'un de gneiss rubané riche en clinopyroxène, l'autre de chlorito-amphibolite.

Ces roches sont recoupées par des filons de leucogranite aplitique et/ou pegmatitique, de plus en plus abondants vers le Sud, lorsque nous nous rapprochons du granite porphyroïde à biotite qui affleure dans le secteur de Champcecy et se trouve dans le prolongement ouest (*cf.* schéma structural) du massif granitique du Charollais daté à 345 Ma par isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973).

Deux petits stocks leucogranitiques sont cartographiés par ailleurs au sein des métatexites, à l'Est de Palinges. Juste en amont de l'étang du Fourneau, des travaux d'aménagement du cours d'eau permettent de voir l'un des deux, constitué d'un leucogranite orienté à grain moyen recoupé par de minces filons de leucogranite à grain fin, également à deux micas, le tout étant recouvert en discordance angulaire, par des sédiments détritiques du Trias.

Quelques filons de quartz, de direction variable recoupent les deux types de diatexites.

Enfin, au Nord-Est de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne, un filon de lamprophyre altéré recoupe des paragneiss micaschisteux. D'autres filons de lamprophyre sont très probablement présents dans le socle varisque de la partie orientale de la carte, mais les conditions d'affleurement sont si médiocres que seuls des travaux tels que tranchées, talus de route, sondages, etc. pourraient permettre de les observer.

• **Le massif granitique de Luzy.** Dans l'angle nord-ouest de la carte, le bassin permien de Blanzay-Montceau-les-Mines repose, en contact faillé,

sur la bordure sud-est du vaste batholite granitique composite de Luzy (fig.1) pour lequel les datations radiométriques donnent 348 ± 6 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) pour le granite de Grury et 350 ± 31 Ma par une isochrone Rb-Sr (Roques et *al.*, 1971) pour le granite d'Issy-l'Évêque, faciès situés respectivement sur les territoires des cartes à 1/50 000 de Bourbon-Lancy (n° 576) et Toulon-sur-Arroux (n° 577).

Dans le cadre de la présente carte, nous avons distingué un granite porphyroïde à biotite recoupé par quelques filons de leucogranite et par un faisceau de filons de microgranite porphyrique de direction SW-NE. Le granite porphyroïde est cataclaté le long de la faille majeure qui le sépare du bassin permien de Blanzay – Montceau-les-Mines.

Sur l'ensemble de la carte, une arénisation importante affecte les différents types de roches plutoniques. Les zones fortement arénisées, sans aucun affleurement rocheux, sont prédominantes et sont distinguées par la teinte atténuée du substrat et le symbole \mathcal{A} suivi de celui du granitoïde correspondant : par exemple $\mathcal{A}p\gamma^3L$ pour les arènes développées sur le granite porphyroïde à biotite de Luzy.

En résumé, sur la feuille Paray-le-Monial, le socle varisque est représenté par les roches suivantes :

| Roches métamorphiques | Roches plutoniques | Roches subvolcaniques |
|--|---|--|
| Paragneiss et anatexites associées : métatexites et diatexites Orthogneiss œillés Éclogite amphibolitisée | Leucogranites divers Granites porphyroïdes à biotite Monzonites quartzifères – granodiorites orientées à biotite et parfois amphibole | Lamprophyre Microleucogranite à petits phénocristaux |

Les quelques filons de quartz, qui recoupent des roches métamorphiques ou plutoniques, posent le problème de leur(s) âge(s) de mise en place : à la fin de l'orogénie varisque, il y a quelque 280 Ma, au Lias (Baubron et *al.*, 1980) ou plus tard ?

Bassin permo-stéphanien de Blanzay – Montceau-les-Mines

Il affleure dans la partie nord-ouest de la carte en une bande diagonale orientée NE-SW. Sa limite nord-ouest présente un contact faillé et cataclaté par endroits avec le socle varisque anté-stéphanien, tandis qu'à l'Est il est recouvert par les formations mésozoïques ou en contact faillé avec elles.

Le bassin présente un plongement axial vers le Sud-Ouest, les niveaux les plus anciens affleurent donc dans le Nord de la carte.

On observe du NNE au SSW la succession lithologique suivante :

- l'Autunien grés-conglomératique à galets polylithologiques de socle (WNW de Gueugnon) ;
- l'Autunien argilo-pélimitique et gréseux (Ouest et Nord de Gueugnon) ;
- la série alternante du Saxonien : série argilo-gréseuse à niveaux conglomératiques rouge, grise et blanche (Ouest de Gueugnon) ;
- le Saxonien rouge qui couvre la plus grande surface du bassin (depuis Gueugnon jusqu'à La Motte-Saint-Jean).

Le Stéphanien n'affleure pas sur la carte. Il est connu en sondages dans la région de Perrecy-les-Forges (cf. « Terrains non affleurants » ci-dessous).

Couverture sédimentaire mésozoïque

Elle occupe la partie centrale de la feuille. À l'Est, elle repose sur le socle varisque et à l'Ouest sur le Permien du bassin de Blanzay-Montceau-les-Mines avec lequel elle peut être localement en contact faillé. La série mésozoïque, qui s'étend du Trias à l'Oxfordien, affleure très inégalement. On repère dans la morphologie du paysage les trois horizons durs constitués des grès du Trias, des calcaires à gryphées du Sinémurien et des calcaires à entroques de l'Aaléno-Bajocien. Les grès du Trias affleurent à l'Est de la carte où ils reposent sur le socle varisque en formant les reliefs les plus élevés. Le calcaire à gryphées affleure principalement dans une bande Nord-Sud en rive gauche de la vallée de la Bourbince où il s'observe dans de nombreuses carrières abandonnées, parfois réaménagées, ainsi que dans les murs des maisons anciennes (ces derniers ne représentant pas un critère strict de cartographie !). On en trouve des lambeaux près d'Oudry, Marly-sur-Arroux et Clessy. Le calcaire à entroques affleure dans un synclinal d'axe NE-SW dans l'angle sud-est de la feuille ; il constitue notamment une falaise en rive droite de l'Arconce, à l'entrée nord de Charolles. On connaît aussi ce calcaire au Sud-Ouest de Perrecy-les-Forges, à Bragny et à Chassy. Comme l'horizon précédent, on le retrouve dans les murs des édifices anciens. Les pendages sont généralement très faibles, sauf localement à proximité des failles.

Tertiaire

Il comporte deux unités stratigraphiques distinctes sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial :

- **Le Sidérolitique** affleure en une bande NNE-SSW entre Bourbince et Oudrache, depuis le Nord de Paray-le-Monial jusqu'à Perrecy-les-Forges. Il forme aussi une série de petites terrasses disséquées en rive gauche de la

Bourbince. Il consiste en une série sablo-argileuse couleur beige mastic caractéristique, couronnée en un point par une silcrète (*cf.* ci-dessous).

• **L'Oligo-Miocène** s'étend dans le quart sud-ouest de la feuille. Il est représenté par une série lacustre marno-calcaire en contact faillé à l'est contre la série mésozoïque. Les difficultés d'affleurement ne permettent pas de voir de contact stratigraphique avec les unités sous-jacentes.

Plio-Quaternaire

Il est représenté par les Sables et argiles du Bourbonnais, bien développés dans la moitié ouest de la feuille, ainsi que dans l'angle sud-est au Nord de Charolles. Il forme le sommet des plateaux et constitue le niveau stratigraphique le plus élevé reconnu sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille Paray-le-Monial à 1/50 000 est à cheval sur deux coupures à 1/80 000 : Charolles pour l'essentiel et Autun pour sa partie la plus septentrionale.

La feuille Charolles à 1/80 000 (n° 147) a fait l'objet de 2 éditions :

- en 1890 par Aug. Michel-Lévy et F. Delafond ;
- en 1940 par Alb. Michel-Lévy.

La feuille Autun à 1/80 000 (n° 136) a fait l'objet de 3 éditions :

- en 1881 par Aug. Michel-Lévy et F. Delafond ;
- en 1940 par Alb. Michel-Lévy et P. Lemoine ;
- en 1968 sous la coordination de H. Sanselme et R. Feys.

L'assemblage géologique de la région a fait l'objet d'une première description générale dans l'explication de la Carte géologique de la France de Dufrénoy et Élie de Beaumont (1848).

• **Le socle varisque** du Charollais a été reconnu lors des premiers levés géologiques à 1/80 000 par Aug. Michel-Lévy et F. Delafond (1876-1879) puis étudié plus en détail par Alb. Michel-Lévy (1908). J. Barrère (1955) a effectué une étude pétrographique des terrains métamorphiques dans lesquels G. Godard (1990) a mis en évidence l'existence d'éclogites. Y. Vialette (1973) a daté le granite de Mary, qui fait partie du massif du Charollais, à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr.

Sur le batholite granitique de Luzy, le CEA (Commissariat à l'énergie atomique) a procédé à une prospection pour uranium, qui a abouti à la

découverte du gisement de Grury (feuille Bourbon-Lancy, n° 576), et à un lever géologique à 1/50 000 qui a servi au mémoire inédit de J. de Geoffroy (1951). Ensuite H.-G. Carrat a réalisé une étude pétrographique et géochimique (1966) qu'il a reprise dans sa thèse qui porte sur l'ensemble du Morvan cristallin (1969). Enfin, Roques et *al.* (1971) ont daté le faciès d'Issy-l'Évêque à 350 ± 31 Ma par une isochrone Rb-Sr et J.-P. Supply (1985) a daté le faciès de Grury à 348 ± 6 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite.

• **Le Permien**, après le « Houiller », a attiré l'attention des géologues par la présence des « schistes bitumineux » et des formations de grès qui affleurent largement. M. Rozet (1840) évoque les « terrains houillers de l'Arroux », tandis que A. Dufrénoy et E. Élie de Beaumont (1841) les rapportent au « Grès bigarré ». En 1844, W. Manès publie une synthèse et dans son échelle stratigraphique divise le « Grès bigarré » en deux étages, dont l'inférieur est difficile à distinguer du Houiller. C'est H. Coquand (1857) qui classe définitivement ces formations dans le Permien et X. Manigler (1860) qui le divise en trois étages. La première monographie du fossé carbonifère et permien est due à F. Delafond (1890, 1902).

Le problème de la limite entre Stéphanien et Autunien soulève de nombreuses propositions. Pour P. Pruvost (1949) l'étage le plus élevé du « Houiller » est « stéphano-permien » et pour J. Louis (1954) la sédimentation est continue du Stéphanien au Permien supérieur. R. Feys et C. Greber (1958) intègrent les données des derniers sondages réalisés et proposent une nouvelle échelle stratigraphique du Permo-houiller, avec un découpage des « Grès Rouges » en formations lors du levé de la carte à 1/50 000 de Montceau-les-Mincs (n° 578) (Feys, 1976).

La stratigraphie de R. Feys et C. Greber est toujours en vigueur pour le Stéphanien, mais contestée pour le Permien par J. Doubinger (1973) et G. Gand et *al.* (1992), qui ont établi un découpage calqué sur les formations marines du Permien stratotypique.

En 1992, G. Gand, L. Courel et P. Debriette proposent pour l'ensemble du bassin un découpage en deux groupes de formations : le groupe de Vendennesse – La Folie, avec à sa base la « Formation grise », puis la « Formation alternante », surmontée par le « Groupe des Grès Rouges ». Cette distinction pratique a été reprise en 1994 pour la cartographie de ces formations sur la feuille de Toulon-sur-Arroux (n° 577) par P. Marteau (sous presse) et maintenue pour la feuille de Paray-le-Monial.

Stratigraphiquement et de manière relativement arbitraire c'est l'échelle de R. Feys qui est maintenue, la « Formation grise » représentant l'Autunien, par ses nombreuses analogies avec l'Autunien du bassin d'Autun

(dont la limite supérieure n'est pas calée), la « Formation alternante » et les « Grès Rouges » correspondant au Saxonien.

• **Le Mésozoïque** du Charollais a fait l'objet de premières reconnaissances en 1879-1880 et 1904-1907 lors des campagnes de levés des deux éditions de la feuille à 1/80 000 Charolles. Par la suite, la thèse de R. Mouterde (1953) sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français, les travaux des HBCM (Houillères des Bassins du Centre et du Midi) sur le bassin houiller de Blanzay-Montceau et notamment la synthèse du Lias par Y. Le Calvez et *al.* (1960) et celle de R. Feys et C. Gréber (1958) sur le bassin houiller de Blanzay-Montceau (contenant des données sur le Lias), puis la thèse de L. Courel (1970) sur le Trias et le Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français, constituent les ouvrages fondamentaux concernant le Mésozoïque de la région. On trouve par ailleurs *in* R. Mouterde (1953) et L. Courel (1970) une bibliographie exhaustive sur les travaux de l'époque. Citons enfin la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard et *al.*, 1984) qui traite des terrains post-varisques et dont la limite occidentale de la zone concernée englobe tout juste la feuille Paray-le-Monial.

• **Le Tertiaire** n'a pas fait l'objet d'études dans la région couverte par la feuille Paray-le-Monial. Il a été étudié sur le territoire des grands bassins tertiaires situés plus à l'Ouest et au Nord, qu'il s'agisse de l'Éocène sidérolitique (Thiry, 1988) ou de l'Oligo-Miocène des Limagnes qui a fait l'objet de nombreux travaux (Dolfus, 1894, 1910, 1923 ; Giraud, 1902 ; Dangeard, 1933 et plus récemment Bertrand-Sarfati et *al.*, 1966 ; Rey, 1964, 1967, 1970, 1971, 1972 ; Bussière et Pelletier, 1973 ; Gorin, 1974, 1975 ; Etienne, 1977, 1981).

• **Le Plio-Quaternaire** (Sables et argiles du Bourbonnais) a été étudié plus à l'Ouest (région de la Loire et de l'Allier) par J. Tourenq, en association avec divers auteurs (Clocchiati et Tourenq, 1971 ; de Ribault et Tourenq, 1972 ; J. Tourenq et *al.*, 1978 ; Tourenq et Turland, 1982). Ces études, qui succèdent à celles, plus anciennes, notamment de A. Perreau (1950), Y. Dewolf (1962), ont, entre autres résultats, permis de dater les formations du Bourbonnais grâce à l'étude de leur contenu minéralogique (*cf.* plus bas). Il convient enfin de citer la remarquable cartographie de L. Clozier (*in* Delfour et *al.*, 1989) sur la carte voisine Dompierre-sur-Besbre (n° 599) qui a permis d'orienter nos propres travaux de cartographie sur Paray-le-Monial.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrain et le tracé des contours géologiques ont été effectués entre 1997 et 1999 par les géologues du BRGM suivants :

– P. Chèvremont (1998) pour les formations métamorphiques et magmatiques du socle varisque et leurs altérites ;

– M. Donzeau (1997 à 1999) pour les autres terrains, avec la participation de P. Marteau pour le Permien. M. Donzeau a en outre assuré la coordination des contours.

La nature de l'occupation des sols (prairies d'élevage entourées de bocages, bois, rareté des champs cultivés), les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogénèse, l'altération météorique ancienne concourent à créer une pénurie et une mauvaise qualité des affleurements. L'observation des contacts entre formations différentes reste partout l'exception. Les levés ont été réalisés de façon classique en examinant les données antérieures, en « balayant » le terrain de façon systématique et en recueillant des informations auprès des habitants rencontrés au hasard des campagnes de levés. Les photos aériennes ne se sont pas révélées d'une grande utilité en raison du parcellement anthropique qui masque les limites géologiques.

- **Socle varisque.** Au fond des vallées les affleurements rocheux sont relativement fréquents mais généralement dispersés et de petite taille. Lorsqu'on remonte les flancs des vallées le développement des formations superficielles augmente et des rochers n'apparaissent que très sporadiquement, et dans certains secteurs seulement. Dans la partie la plus orientale de la carte, entre Ciry-le-Noble et Baron, les grès du Trias couronnent les reliefs et les formations de versants qui en résultent masquent complètement, dans des zones boisées, le contact avec le socle du Charollais.

- **Permien.** Il est surtout représenté par le Saxonien rouge (r2R), sauf dans le Nord-Ouest de la carte en grande partie altéré. Sa couleur caractéristique reste un bon marqueur, avec cependant risque de confusion avec les argiles du Trias, le colluvionnement généralisé et l'occupation du sol aggravant la situation. Pour les autres formations du Permien (Saxonien alternant et Autunien gris), l'altération des affleurements pose problème.

- **Cénozoïque et plus récent.** À l'exception des trois horizons durs du Trias basal, Sinémurien et Aaléno-Bajocien, les autres formations affleurent très mal. La pénurie des faunes dans les zones d'altération et les formations continentales a rendu difficile l'interprétation et la corrélation des affleurements isolés.

- **Sondages.** Pour pallier le manque ou la mauvaise qualité des affleurements, il a été procédé à 218 sondages avec les deux mototarières du BRGM : 140 sondages avec la mototarière Bonne-Espérance (Ø 20 cm, profondeur maximale atteinte 37,5 m) montée sur camion et 78 avec la mototarière légère (Ø 10 cm, profondeur maximale atteinte 13 m) montée sur 4 x 4.

Diverses techniques de déterminations ont été menées sur les échantillons : micropaléontologie et microfaciès (Prof. R. Wernli, Université de

Genève avec l'aide du Dr. R. Sauvagnat, Université de Genève, pour les ostracodes et du Prof. J.-P. Berger, Université de Fribourg, pour les characées), minéralogie et palynologie (respectivement P. Jézéquel et G. Farjanel, BRGM). Les rares ammonites récoltées ont été déterminées par MM. les Professeurs Enay et Mangold (Université Claude Bernard, Lyon I) et par M. l'Abbé Mouterde (Institut catholique de Lyon). Malheureusement, une partie des sondages n'a pu traverser la zone d'altération. Les échantillons recueillis dans cette zone sont inutilisables pour les déterminations paléontologiques, en raison notamment de la décarbonatation météorique.

Les sondages sont reportés sur la carte géologique afin d'argumenter les interprétations effectuées. Les logs complets sont archivés à la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM où ils sont consultables à Dijon, Orléans et sur Internet, ainsi que d'autres données du sous-sol concernant la feuille géologique Paray-le-Monial.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

LE BASSIN CHARBONNIER STÉPHANIEN

Sur le territoire de la carte, le Carbonifère est masqué en surface par les dépôts du Mésozoïque. Les sondages effectués par les HBCM dans la concession de Perrecy-les-Forges montrent que le Permien manque ici entre la base du Trias et le Carbonifère. Les dépôts de ce dernier, épais d'environ 2 000 m, appartiennent au Stéphanien et sont représentés par des termes grossiers (brèches, conglomérats, grès) et fins (silts, charbon). L'organisation sédimentaire est guidée par une structuration précoce, stéphanienne.

On distingue trois aires de dépôts : Rozelay, Perrecy-les-Forges, Champéroux, qui constituent le prolongement du gisement de Montceau-les-Mines. Attribué au Stéphanien B-C, ce niveau est représenté dans son intégralité à Rozelay par les grandes unités (formations de Montceau, des Carrières, du Ponsard, Bariolée) définies par R. Feys et C. Greber (1958).

Lithostratigraphie

• **Formation de Montceau** (1 000 m, voire plus). Le conglomérat basal est très mal connu. Dans le sondage du Russaulet (x : 744,5 ; y : 179,962), il correspond à un ensemble stérile épais de 600 m, constitué de conglomérats à galets et blocs de gneiss, de micaschistes très peu altérés, de grès grossiers arkosiques et de rares filets silto-charbonneux. La « brèche bordière » située

à proximité du socle est constituée par le même matériel, en plus grossier et plus pauvre en matrice : micaschistes plissotés, micaschistes à sillimanite, gneiss, granite gneissique, granite à 2 micas, granite à biotite, blastomylonite de granite porphyroïde (Vaysse, 1955). Elle dessine une bande allongée, stérile, de 1 à 1,6 km de large, parallèle à la faille bordière. Son épaisseur est supérieure à 850 m à Blanzay et 500 m dans le sondage du Marot (x : 744,0 ; y : 176,587). Cet ouvrage recoupa également de 233,5 à 251,5 m, des brèches à « gros éléments » mal dégrossis de roches éruptives (Feys, 1955).

Les termes inférieurs à la 4^e couche sont essentiellement silto-gréseux. Les 8^e, 7^e, 6^e et 5^e couches sont réduites à quelques filets de charbon ou de schistes charbonneux. Au toit de la 4^e couche, les stériles sont à prédominance gréseuse. Des cinérites sont associées aux 4^e et 2^e couches.

La 4^e couche à Rozelay fait 5 à 10 m d'épaisseur. La 3^e couche est très irrégulière, riche en intercalaires stériles. Elle dépasse rarement 1,5 m. La 2^e couche est très épaisse : plus de 20 m. Son toit correspond à des grès grossiers arkosiques à passées conglomératiques, fréquemment associés à des érosions, partielles ou totales de la couche. La 1^{ère} couche est réduite, n'excédant jamais 5 m. La « couche du Toit » se résume à 2 bancs de charbon de quelques décimètres.

• **Formation des Carrières** (260 m environ). L'ensemble compris entre la « couche du toit » et la « 1^{ère} couche supérieure » est très épais, 200 m, silto-gréseux. La 1^{ère} couche fait au plus 3 m d'épaisseur. Les 2^e et 3^e couches sont formées de filets de quelques décimètres de charbon. Les termes sus-jacents : « Couche 0 », « Durix », et « de la Groseille », sont absents.

• **Formation du Ponsard** (200 à 300 m). Série stérile, observée seulement en sondages, elle est définie par Grangeon et *al.* (1955) à partir des sondages du Ponsard (hors de la carte) et du Crié (x : 744,52 ; y : 180,725). Elle est formée de conglomérats polygéniques à galets de granite et de gneiss sains, à grosses orthoses saumon, très souvent maclées, de petits galets verdâtres, d'arkoses à feldspaths roses, de siltites et grès fins homogènes, verdâtres, stériles, d'importantes passées de grès fins à moyens, riches en matrice silto-argileuse à reflets verdâtres vers la base de la série.

Par sa macroflore, Grangeon et *al.* (1955) l'attribuent au Stéphanien et de par sa situation, elle comble la lacune stratigraphique entre Stéphanien B et Autunien. Elle correspondrait à un Stéphanien supérieur, Stéphanien C (Feys et Greber, 1958).

Elle témoigne d'une reprise d'érosion dans un environnement fluvio-torrentiel.

• **Formation bariolée** (200 à 300 m, Feys et Greber, 1958). Cette assise est mal caractérisée, sans fossiles, formée de conglomérats polygéniques souvent à ciment d'argilite chocolat riches en galets de gneiss, granite peu altéré et phénocristaux de feldspath saumon. Les intercalaires sont des argilites bariolées, vert et chocolat.

Cette formation passe progressivement vers sa base à la Formation du Ponsard et vers le sommet à la Formation grise, partie inférieure de la série permienne.

Gisements

• **Perrecy-les-Forges**. Le gisement de Perrecy-les-Forges est en prolongement de celui de Rozelay dont il est séparé par faille. La base de la série, au mur de la 4^e couche, est très grossière voire conglomératique. Dans les sondages Bois-de-Chaume 3 (x : 745,562 ; y : 180,600) et Romagne (x : 745,3 ; y : 180,737), une grande partie de la série est constituée par une alternance de grès, de conglomérats et des niveaux riches en matrice. Dans la partie orientale, la 5^e couche pourrait être représentée par 50 cm de charbon schisteux, avec à son mur deux niveaux de gore assimilés au « gore Victor ». Au Sud, les 5^e et 6^e couches sont absentes. La 4^e couche se stérilise vers l'Ouest : 30 cm dans le sondage Bois-de-Chaume 3, filets charbonneux dans celui de Romagne, absence dans ceux de Russaulet et Valtreize 2.

Cette série correspond à des apports torrentiels et de coulées boueuses. Elle indique un environnement instable avec d'importants couloirs de transit de matériels détritiques (sondages Russaulet et Valtreize 2). Le secteur compris entre Valtreize 2 et la zone sud-ouest peut s'interpréter comme un vaste cône de déjection torrentiel au débouché d'une importante vallée. Ce cône est plus étalé au niveau de la 4^e couche que de la 2^e (Branchet, 1983).

La stampe entre la 4^e couche et la « Grande couche de Perrecy » (2^e couche de Montceau) varie beaucoup de l'amont (130 m dans Bois-de-Chaume 2, en direction du socle) vers le Sud-Ouest (170 m dans Bois-de-Chaume 3) et vers le centre du bassin (210 m dans Bois-de-Chaume 1, x : 746,0 ; y : 181,07).

La 3^e couche est réduite à de petits niveaux charbonneux. La « Grande couche de Perrecy » se schistifie rapidement en direction de Rozelay (1 à 2,50 m dans Bois de Chaume 1, avec 2,40 % de cendres) et en direction de l'Ouest (quelques filets dans Bois de Chaume 3). La « Grande couche », parfois très épaisse (plus de 12 m), se ramifie vers le Sud-Ouest en « couche du Mur » (1,2 à 2 m), couche de « l'Entre Deux » ou « du Centre » (8 m dont 2 m d'intercalaires) et « couche du Toit » (1,80 à 2,50 m). Localement, elle

forme un amas, « la Masse ». À son toit, la « Petite couche d'anthracite » se digite en 4 filets anthraciteux.

Les couches flambantes recoupées par les travaux de Romagne pourraient correspondre aux couches de la Formation des Carrières, mais en l'absence de marqueurs stratigraphiques, il est risqué d'établir des corrélations entre des horizons recoupés par des ouvrages éloignés, dans un milieu aux variations de faciès rapides liées à la dynamique structurale.

• **Champéroux.** Ce gisement fut mis en évidence dans la fin des années 1920 par le puits de Chatzeau, puis reconnu par les sondages CDF (Charbonnages de France) dans les années 1950. C'est un gisement dont la stratigraphie est mal connue et la structuration complexe (Branchet, 1981). Le gisement semble se stériliser graduellement vers le Sud-Ouest. Au puits de Chatzeau, les couches ont rarement plus de 3 m d'épaisseur. Dans le sondage de Fautrenne, ce ne sont que des filets charbonneux. La présence de nombreuses zones de failles dans les sondages indique la présence de plusieurs accidents dont il est difficile de déterminer les rejets.

Le secteur de Champéroux est une zone instable : couches de charbon cendreuse (21,5 à 32 % de cendres), stampes riches en petites couches de charbon, variations constantes et rapides entre sédiments fins et grossiers, présence d'un couloir de détritiques entre les secteurs de Perrecy et Champéroux :

Trois couches principales ont été reconnues :

- couche 1 (1^{ère} de Montceau), 1 à 4 m ; intercalaire stérile de 1,50 m ;
- couche 2 (2^e de Montceau), 1 à 12 m ; dans ce dernier cas, c'est une formation avec alternances de bancs de 0,6 à 0,85 m de charbon et de silts ;
- couche 4 (4^e de Montceau) 1,4 à 3 m ; intercalaire médian de 1 m.

Structuration

Les assises stéphaniennes sont limitées du côté socle (SE) par une faille bordière, à jeu normal, orientée N 45-50°, pendage 60-70° nord-ouest dont le rejet est supérieur à 850 m à Blanzy. Côté nord-ouest, la faille de l'Est, faille normale orientée N 45-55°, pentée 70-80° nord-ouest présente un rejet de 800 m (Vallé, 1984). Elle a été reconnue à l'Ouest du puits de Romagne.

La faille de Romagne, N 40°, pendage 80° sud-ouest a un rejet de 80 à 150 m. Elle fut souvent confondue avec la faille de l'Est, ce qui fit dire à certains que cette dernière avait fonctionné en faille inverse au Tertiaire. La faille de Rozelay est orientée N 120°, à pendage 50-55° Nord-Est, son rejet de 100 à 180 m augmente d'Est en Ouest. La faille Nord de Perrecy, N 130°,

pendage 50-55° NE et 250 m de rejet est une faille normale à composante décrochante. Elle sépare les gisements de Rozelay et de Perrecy. La faille Sud-Ouest de Perrecy, N 135° (pendage 50-55° SW) est à jeu normal de 50 m. Elle constitue la limite sud-ouest d'exploitation du champ de Perrecy.

À Rozelay, le gisement est penté ouest. Un pli anticlinal, N 30°, de faible importance (200 m de long) a été observé en 4^e couche (Vallé, 1984). La « Grande couche de Perrecy » forme un système de plis : anticlinal N 80°, anticlinal et synclinal N 110-120°, dont les plans axiaux convergent vers l'Ouest. À Champéroux, les couches sont faiblement pentées, 10-20° NW, sauf à l'approche du passage de la faille de Romagne : 40-60° NW.

Caractéristiques des charbons

La teneur en matières volatiles des charbons du secteur Rozelay – Champéroux varie de 8 à 40 %.

La loi de l'évolution de l'indice de M.V. (matières volatiles) au sein d'une même couche dans un gisement (loi de Hilt) est l'appauvrissement en matières volatiles en fonction de la profondeur d'enfouissement. Cependant à Rozelay, on constate une évolution inverse en 2^e couche : 8 à 25 % de M.V. sans changement dans la pétrographie des charbons (Berquer-Gaboreau, 1982).

Dans le secteur de Champéroux, la qualité des charbons est très variable, du cannel-coal - sondage du Russaulet - (Grangeon et *al.*, 1951) aux anthraciteux. Une anomalie thermique apparaît centrée sur le sondage de Champéroux 3. Les coupes font apparaître une évolution de la matière organique des charbons à haute teneur en M.V. aux anthracites sur une hauteur de 600 à 700 m.

Il existe cependant une exception : le sondage Vellette 1 (Golitsyn et *al.*, 1997). La structuration précoce contrôlait la distribution des fluides caloporteurs. Le degré de houillification est plus élevé dans les zones faillées et dans les zones de remontée du socle. Des courants de convection assuraient le transfert thermique du manteau vers la surface, principalement par le drain que constitue la faille bordière sud-est. La zone de la faille de l'Est était plus « froide » que la faille bordière.

Les schistes bitumineux forment de minces horizons à Champéroux. Ils se rencontrent sur toute la hauteur de la série : à la base (sondage du Crié) ; au toit des couches 4 (Fautrenne et Velette 1) ; couche 1 (Champéroux 1).

Ils sont fréquemment associés à des écailles de poissons : (sondages Champéroux 2, 3 ; Russaulet) ou du cannel-coal, boghead (Russaulet) (Grangeon et *al.*, 1951).

TERRAINS AFFLEURANTS

SOCLE VARISQUE

Ce socle, sur lequel reposent les formations sédimentaires stéphaniennes, permiennes et/ou mésozoïques, apparaît dans deux parties de la carte :

- d'une part, dans le quart oriental où il comprend des roches métamorphiques appartenant à la « série cristallophyllienne du Charollais » (Barrère, 1955) et des roches plutoniques, ainsi que les filons tardifs de lamprophyre et de quartz qu'il encaisse ;
- d'autre part, dans l'angle nord-ouest de la carte où apparaît une petite partie de la bordure sud-est du massif granitique de Luzy, partie constituée d'un granite porphyroïde à biotite recoupé par des filons et autres petits corps de leucogranites ainsi que par des filons de microleucogranite à petits phénocristaux.

Roches métamorphiques (série du Charollais)

M². **Diatexites à deux micas.** Elles sont dues à une anatexie nettement plus intense que dans les métatexites, ce qui se traduit par :

- d'une part, un estompage voire une disparition totale de la foliation tectono-métamorphique des gneiss dont elles sont issues ;
- d'autre part, un développement plus important des parties grenues pouvant aboutir localement à la formation de petits stocks de granitoïdes.

Le gradient de fusion crustale est croissant dans l'ordre métatexites-diatexites-granitoïdes. Dans la partie orientale de la carte ce gradient croissant va globalement du Nord au Sud, de sorte que les diatexites apparaissent dans une bande SW-NE allant de Saint-Aubin-en-Charollais à Champvigny en passant par Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne. Cependant, les limites cartographiques sont quelque peu subjectives car, d'une part les passages entre les différents faciès anatectiques sont généralement progressifs, et d'autre part les affleurements sont dispersés.

Une diatexite présentant encore des vestiges de la foliation du gneiss originel peut être observée par exemple à Nérot, à l'extrémité nord-est de Saint-Aubin-en-Charollais, où elle constitue une barre rocheuse que le ruisseau de Tilly franchit en cascade. La roche renferme quelques gros cristaux de feldspath potassique rose pâle de 1 à 3 cm de long enchâssés dans un fond formé de schlierens de biotite plus muscovite subordonnée, qui cloisonnent - de façon anarchique - de petits amas quartzo-feldspathiques de teinte rose et à texture grenue, équante, avec une taille de grain de 1 à 2 mm.

Les gros cristaux de feldspath potassique correspondent probablement à des « yeux » relictuels ce qui laisse supposer que la diatexite s'est formée aux dépens d'un orthogneiss œillé.

Plus en amont, à l'Ouest de Pré-Salé, sur les deux rives du ruisseau, affleurent des diatexites rose pâle à rares reliques de foliation et à bouffées de granite porphyroïde à deux micas présentant une fabrique planaire plus ou moins nette.

Encore plus au Nord-Est, des faciès très proches de granites de grain fin à moyen (1 à 3 mm), leucocrates à mésocrates, à deux micas, apparaissent dans un secteur allant du bourg de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne jusqu'à la ferme de Champvigny à l'Est de laquelle le socle varisque disparaît sous des formations de versant à blocs de grès du Trias. Un faciès typique est, par exemple, visible sur un petit affleurement situé au Sud-Est de la ferme de Champvigny ($x = 749,74$; $y = 2\ 173,55$). Son examen en lame mince montre une texture hypidiomorphe grenue, équante et une composition modale de leucogranite à deux micas, qualitativement caractérisée par la paragenèse suivante :

- plagioclase acide (sub)automorphe, renfermant quelques bourgeons myrmékittiques sporadiques en bordure et des inclusions de quartz ;
- feldspath potassique xénomorphe à subautomorphe, présentant le quadrillage du microcline, à inclusions de quartz, plagioclase, rare biotite ;
- quartz xénomorphe, interstitiel aux feldspaths, à extinction onduleuse et sous-grains ;
- biotite brun-rouge (~ 5 %) en lamelles isolées ou plus fréquemment groupées en amas cloisonnants, à inclusions de zircon ;
- muscovite primaire (1 à 2 %) en lamelles accolées à de la biotite ou indépendantes ;
- zircon et apatite accessoires.

Les analyses de minéraux à la microsonde électronique confirment le caractère acide du plagioclase (An11-12) et montrent que la biotite est particulièrement riche en aluminium ($Al_2O_3 = 18,4$ à $19,6$ %) et pauvre en magnésium ($MgO = 5,4$ à $5,8$ %), ce qui la situe dans le champ des leucogranites peralumineux (*cf.* plus loin). Le feldspath potassique est à Or 90-92, Ab 8-10.

Enfin, à environ 2 km à l'Est du bourg de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne, dans les prés situés au Nord de l'intersection de routes de la cote 346 ($x : 749,05$; $y : 2\ 171,62$), plusieurs affleurements montrent une diatexite nettement plus sombre, à fabrique planaire fruste et à cristaux de quartz et de feldspaths de taille variant entre 1 et 8 mm. Son étude en lame mince révèle une composition modale de granodiorite tendant vers une tonalite, à

abondante biotite (~ 15 %), muscovite subordonnée et petits amas phylliteux qui correspondent probablement à des rétro-morphoses de cordiérite. Par sa richesse en biotite ce faciès constitue un terme de transition avec les monzonites quartzifères à biotite qui apparaissent en allant vers le Sud-Est.

M¹. Métatexites à deux micas ou à biotite seule. Ces roches correspondent à des paragneiss qui ont subi une anatexie (fusion partielle) relativement peu intense, se traduisant par la présence de leucosomes, c'est-à-dire de minces rubans clairs à texture grenue et à composition de granitoïde, plissés le cas échéant. Elles apparaissent dans les vallées de la partie orientale de la carte, dans une zone assez vaste allant du Sud-Ouest de Ciry-le-Noble jusqu'à Saint-Aubin-en-Charollais.

La présence de leucosomes granitoïdiques rend ces métatexites nettement plus résistantes à l'érosion que les paragneiss non ou très peu anatectiques. Aussi les affleurements rocheux sont-ils plus fréquents et parfois assez étendus ; les plus spectaculaires se trouvent :

– à mi-distance entre Ciry-le-Noble et Gévelard, 500 m à l'Ouest du hameau des Bussières, sur les deux flancs de la vallée du ruisseau de Solat, où les métatexites présentent d'abondants microplis et des plans de micro-cisailllements ayant une orientation proche de 60°E et un pendage de 60° vers le Nord-Ouest et portant une linéation de 30° au 60 ; localement une anatexie plus intense se traduit par un faciès nébulitique ;

– à l'Est de la ferme de Limand (x : 750,3 ; y : 2 176,5) où les rochers sont particulièrement nombreux et montrent une foliation très redressée avec un pendage variant entre 70 et 90° ; par ailleurs à environ 300 m à l'WSW de la ferme, se trouve un faciès renfermant quelques « yeux » feldspathiques dont la dissymétrie indique une cinématique vers l'Ouest comme dans le cas des orthogneiss œillés (*cf. supra*).

Au Nord de Saint-Aubin-en-Charollais, juste en aval de l'étang implanté sur le ruisseau de Tilly (x : 744,3 ; y : 2 168,3), se trouve un autre affleurement remarquable : des grès du Trias reposent, en surplomb et en discordance angulaire, sur des métatexites plus ou moins arénisées.

L'étude pétrographique en lames minces permet de préciser la composition des paléosomes, parties gneissiques qui n'ont pas fondu et ont conservé leur foliation soulignée par une texture granolépido-blastique et des leucosomes, parties à texture grenue néoformées au cours de l'anatexie.

Les paléosomes ont en général une composition de paragneiss quartzo-plagioclasiques à biotite ou à deux micas, avec parfois des reliques de sillimanite. Cette composition est donc identique à celle des paragneiss non

migmatitiques de type $p\xi$. Localement les paléosomes sont plus riches en quartz et micas, avec parfois de très abondantes aiguilles de sillimanite en inclusions dans le quartz et/ou la muscovite, ce qui les rapproche des paragneiss micaschisteux de type ξ . Cet ensemble d'observations permet de conclure que les métatexites se sont développées aux dépens d'une entité de paragneiss plus ou moins alumineux tout à fait analogues à ceux qui affleurent dans l'angle nord-est de la carte. En outre il est à signaler que la biotite renferme parfois de petites amandes de feldspath potassique.

Les leucosomes se singularisent à la fois par leur texture, hypidiomorphe grenue, équante ou à fabrique planaire, de grain fin à moyen (1 mm à 1 cm) et par leur composition modale qui varie, selon les échantillons, dans la gamme suivante : tonalite, granodiorite, granite.

Dans les leucosomes tonalitiques, le feldspath potassique est par définition (Streckeisen, 1973) absent ou nettement moins abondant que le plagioclase. De la biotite brun-rouge est toujours présente, seule ou accompagnée de muscovite et parfois de tourmaline. Des reliques de sillimanite de type fibrolite ont été observées dans une leucotonalite à deux micas. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants : zircon, apatite, oxydes de fer et/ou titane.

Dans les leucosomes granitiques à granodioritiques, quartz, plagioclase et feldspath potassique cohabitent en proportions variables. Le feldspath potassique présente généralement le quadrillage du microcline et constitue des plages de taille variable dont les plus grandes peuvent englober de petits cristaux de plagioclase, quartz et/ou biotite. Le plagioclase acide renferme parfois des bourgeons myrmékites en bordure au contact du feldspath potassique. La biotite brun-rouge est toujours présente, accompagnée de muscovite ou non. Apatite et zircon sont des minéraux accessoires.

$\zeta\xi$. Paragneiss micaschisteux à deux micas et fréquente sillimanite. Ces roches alumineuses se trouvent en petits corps lenticulaires au sein des paragneiss communs et des métatexites associées, dont ils se distinguent par une charge en micas nettement plus élevée. Seuls les corps les plus importants sont figurés sur la carte. Ces corps se trouvent l'un dans l'angle nord-est de la carte, immédiatement à l'Ouest de la lentille d'éclogite amphibolitisée et les autres au Nord de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne.

Les meilleurs affleurements rocheux se situent :

– à l'Est de la ferme de Fougère (x : 748,3 ; y : 2 173,2) dans le talus d'une nouvelle piste ; ce talus permet d'observer un faciès à tendance micaschisteuse avec, par endroits, de la sillimanite de type fibrolite bien visible lorsqu'elle se trouve en placages sur des plans de foliation ; à l'WSW de cet

affleurement ce faciès ne s'observe que sous forme de « pierres volantes » dans les champs labourés ;

– dans le hameau de Vieille-Vigne et à l'Est ; à l'intersection de la cote 361 (x : 749,15 ; y : 2 172,45) un talus de route montre un paragneiss plus ou moins altéré, constitué d'un fond gris micaschisteux à biotite chloritisée, muscovite et sillimanite locale, sur lequel se détachent des rubans clairs quartzo-feldspathiques, lenticulaires, de 1 mm à 1 cm de puissance ; dans le pré situé un peu plus à l'Est se trouve un faciès bréchifié et silicifié, constitué de fragments micaschisteux de quelques mm à quelques cm de long, enchâssés dans une matrice siliceuse.

L'examen microscopique en lames minces permet d'observer une texture grano-lépidoblastique. Dans un échantillon de la cote 361 les minces rubans clairs correspondent à des leucomes à composition de leucogranite à deux micas, tandis que le reste de la roche est constitué de l'assemblage minéral suivant : quartz en rubans avec inclusions sporadiques de biotite fraîche ; rare plagioclase ; amas de biotite entièrement chloritisée plus mica blanc avec reliques locales de sillimanite en fines aiguilles ; hydroxydes de fer accessoires.

Dans le faciès bréchifié et silicifié de Vieille-Vigne, les fragments de micaschistes se singularisent par la fraîcheur de la biotite, de teinte brun rouge. De la silice cryptocristalline imprègne ces éléments et constitue l'essentiel de la matrice.

οζ. Orthogneiss œillés à biotite, fréquente muscovite et parfois sillimanite. Qualifiés de gneiss « glanduleux » sur la carte adjacente de Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère et *al.*, 1971), ils se distinguent très aisément, sur le terrain, des paragneiss gris par la présence « d'yeux » de teinte rose saumon correspondant à des cristaux de feldspath potassique de 0,5 à plusieurs cm de long, en forme d'amandes par suite de la déformation synfoliale. Ces cristaux, dont les plus gros atteignent 6 cm × 3 cm en section, se détachent au sein d'un fond gris constitué de quartz, feldspaths et micas : biotite et parfois muscovite.

Ces orthogneiss constituent plusieurs petits corps dans le quart nord-est de la présente carte. Ils affleurent beaucoup mieux que les paragneiss, sous forme de petites barres rocheuses d'extension variable ou de rochers isolés. Les deux affleurements rocheux les plus spectaculaires se situent l'un dans le talus de la voie ferrée au Nord-Est du passage à niveau de Ciry-le-Noble (x : 750,5 ; y : 2 180,2), l'autre juste au Sud-Est de la ferme de Montchanin (x : 747,5 ; y : 2 175,3), sur la commune de Gévelard. À l'Ouest de Ciry-le-Noble, de nombreux rochers se trouvent au Nord de la D 60 et sont visibles depuis cette route, tandis qu'au Sud-Est du bourg une petite carrière

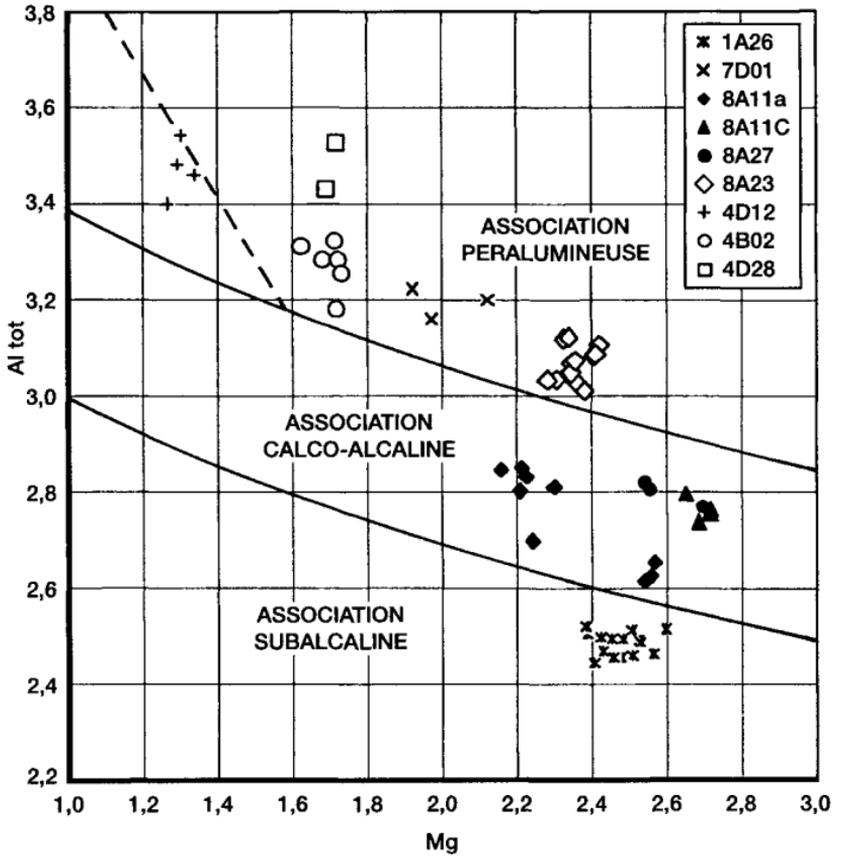
abandonnée, située juste au Sud de la D 60a (x : 750,65 ; y : 2 180,68), près de la ferme de la Roche, montre un faciès fortement arénisé.

Ces orthogneiss sont homogènes dans leur ensemble, les variations concernant surtout l'abondance et la taille des « yeux » de feldspath potassique. Par exemple sur l'affleurement de la ferme de Montchanin, ces cristaux ont une longueur variant entre 1 et 5 cm et une teinte généralement rose, mais gris nacré localement, alors que la seule autre hétérogénéité notable est la présence d'une mince intercalation lenticulaire, de longueur métrique et de puissance ne dépassant pas 4 cm, constituée d'un gneiss gris à grain fin, relativement riche en biotite.

La foliation des gneiss se moule sur les « yeux » et a corrélativement un aspect bosselé qui rend délicate voire impossible l'observation de la linéation d'étirement qu'elle porte. Cependant sur quelques rares affleurements nous avons pu observer une linéation fruste oscillant autour de la direction Est-Ouest et parfois des critères cinématiques indiquant un déplacement des nappes vers l'Ouest, comme par exemple 300 m à l'Ouest de Villars (x : 749,35 ; y : 2 175,05).

L'observation microscopique montre une texture œillée caractérisée par des « yeux » feldspathiques de taille ≥ 5 mm enchâssés dans un fond granolépido-blastique à grain moyen. Ces « yeux » sont en fait constitués d'un assemblage de petites plages de feldspath potassique, présentant le quadrillage du microcline et finement perthitique, englobant de petits cristaux d'un ou plusieurs des minéraux suivants : feldspath potassique analogue (parfois auréolé de quartz), plagioclase, quartz, biotite, mica blanc. D'abondants bourgeons myrmékites apparaissent en bordure des cristaux de plagioclase inclus dans les « yeux », à la périphérie de ces mêmes « yeux » et au sein du fond granolépido-blastique. Ce dernier est en outre constitué des minéraux suivants :

- quartz, abondant sous forme d'une part d'amas polycristallins se moulant sur les « yeux » et englobant fréquemment d'une part de petites lattes de plagioclase et/ou des paillettes de mica(s) et d'autre part de petits cristaux dispersés au milieu de feldspaths ;
- plagioclase parfois zoné (oligoclase, albite en bordure) et feldspath potassique subordonné, étroitement associés sous forme de petits amas ;
- biotite brun-rouge à inclusions sporadiques d'apatite et/ou de zircon avec auréole de radioactivité, sous forme d'amas de paillettes très allongés, cloisonnant la phase quartzo-feldspathique ;
- mica blanc, renfermant parfois de fines aiguilles de sillimanite, nettement moins abondant que la biotite avec laquelle il est en étroite association.



Limites des champs des associations d'après H. Nachit *et al.* (1985).

| | | |
|-------|---------------|---|
| 1A26 | $p\gamma^3_L$ | Granite porphyroïde à biotite de Luzy |
| 7D01 | $p\gamma^3_C$ | Granite porphyroïde à biotite de Champlecy |
| 8A11a | γ^M | Monzonite quartzifère orientée à biotite |
| 8A11c | γ^M | Diorite quartzifère orientée à biotite et amphibole (enclave) |
| 8A27 | γ^M | Monzonite quartzifère orientée à biotite |
| 8A23 | γ^M | Tonalite orientée à biotite |
| 4D12 | M^2 | Diatexite à deux micas |
| 4B02 | $\sigma\zeta$ | Orthogneiss œillé à deux micas |
| 4D28 | $p\zeta$ | Paragneiss micaschisteux à deux micas et sillimanite |

Fig. 3 - Diagramme Al tot - Mg pour les biotites de roches plutoniques et de roches métamorphiques

Dans la notice de la carte de Saint-Bonnet-de-Joux, les auteurs (J. Barrère et al., 1971) donnent (p. 4) la précision suivante : « une étude aux rayons X effectuée au BRGM par C. Jacob sur un œil de feldspath provenant de Ciry-le-Noble, ayant au microscope les caractéristiques du microcline, a montré la présence indiscutable d'orthose et de microcline ».

La coexistence de biotite et de muscovite primaire à reliques de sillimanite dénote un caractère peralumineux, confirmé par les analyses à la microsonde électronique qui montrent que la biotite est riche en aluminium (environ 18 % Al_2O_3) et pauvre en magnésium (7 % MgO), comme cela est illustré par la figure 3. Les analyses de feldspath potassique permettent de calculer une composition variant dans la gamme Or 90-100, Ab 0-10.

• **Faciès mylonitique.** Dans l'angle nord-est de la carte, nous avons mis en évidence, au sein des orthogneiss œillés, deux bandes mylonitiques d'orientation SW-NE parallèle à la foliation synmétamorphe des gneiss. Ces deux bandes affleurent de part et d'autre du bourg de Ciry-le-Noble :

– l'une à l'Est, à la faveur d'une petite carrière abandonnée (x : 751,17 ; y : 2 180,50) située en rive gauche du canal du Centre, 250 m à l'WSW d'une écluse, qui permet d'observer un faciès gris, fortement laminé et plus ou moins silicifié, montrant d'une part de petites plages feldspathiques de taille \approx 2 mm et de teinte blanc laiteux et d'autre part, sur certains plans de foliation, de petites paillettes de mica blanc ; ce faciès renferme quelques minces lits surmicacés ;

– l'autre à l'Ouest, au Nord-Est du hameau de Valteuse, sur les deux rives du ruisseau du Moulin Neuf et notamment sur la rive droite où un petit grattage récent (x : 748,80 ; y : 2 180,25) montre un faciès rose avec une linéation de 10° au N 235 portée par un plan d'orientation N 45° E avec un pendage de 70° vers le Nord-Ouest ; les critères cinématiques indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers le Nord-Est. Ce déplacement correspond vraisemblablement à un **cisaillement dextre** ; en effet, l'hypothèse d'un décro-chevauchement vers le Nord-Est est peu probable car d'une part elle n'est possible que si le plan de foliation a été redressé par la suite et d'autre part une cinématique vers le Nord-Est serait de sens opposé à celle que nous avons observée par ailleurs dans les orthogneiss non mylonitiques.

Vers le Nord-Est la bande ouest disparaît sous la couverture mésozoïque puis réapparaît sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux à 1/50 000. Vers le Sud-Ouest, sur la rive gauche (sud) du canal du Centre, au Nord-Est de Civry, se trouve un faciès très clair, riche en mica blanc.

En lame mince ce faciès hololeucocrate présente la même composition du stock quartzo-feldspathique que les orthogneiss œillés : quartz, plagioclase, feldspath potassique sous forme soit de petits « yeux » relictuels, soit

de cristaux dans le fond mylonitique. Le mica blanc est abondant sous forme d'amas allongés parallèlement à la fabrique planaire ; les lamelles qui renferment des traînées opaques correspondent à d'anciennes biotites complètement rétro-morphosées lors de la mylonitisation. Il s'agit donc probablement d'un orthogneiss œillé qui a subi une mylonitisation et, en même temps, une altération en mica blanc.

Un échantillon provenant du grattage situé au Nord-Est de Valteuse montre au microscope une texture mylonitique oblitérant une texture granolépido-blastique œillée soulignée par des reliques de petits « yeux » de 0,1 à 1 cm de long avec des « ombres de pression » constituées de quartz ± feldspaths et dont la dissymétrie est compatible avec un cisaillement dextre. La biotite, plus ou moins altérée en mica blanc + minéraux de fer et/ou titane, forme avec la muscovite (*pro parte* primaire) des traînées de petites lamelles et/ou très fines paillettes soulignant les plans C.

L'étude en lame mince d'un échantillon provenant de la carrière abandonnée de la bande orientale révèle une déformation mylonitique très intense avec une extinction onduleuse du quartz et des feldspaths. Les petites plages laiteuses correspondent à de petits « yeux » constitués soit de feldspath potassique, soit plus rarement de plagioclase fortement argilisé. Ils présentent des « ombres de pression » quartzieuses et symétriques et sont noyés – en compagnie de quelques lamelles flexueuses de muscovite à rares reliques de sillimanite en très fines aiguilles – dans un fond très riche en quartz sous forme d'amas de microcristaux engrenés et étirés, renfermant de très fines traînées de mica blanc et/ou de minéraux ferro-titanés plus ou moins opaques. Il est donc possible de qualifier ce faciès d'ultramylonite silicifiée.

δψ. **Éclogite amphibolitisée.** Un seul affleurement de ce type de roche est connu dans tout le Charollais ; il se situe dans l'angle nord-est de la présente carte, entre la petite route qui longe la Bourbince – sur sa rive gauche – et la voie ferrée, juste à l'Ouest du passage à niveau (x : 751,53 ; y : 2 181,86).

Il s'agit d'une roche de teinte gris sombre, à grain fin, aux plans de fracturation souvent enduits d'hydroxydes de fer. L'observation macroscopique permet de distinguer deux faciès :

- l'un massif avec de petits cristaux de grenat rose, arrondis, qui ne sont bien visibles qu'à l'aide d'une loupe en raison de leur diamètre qui ne dépasse pas 1 mm ;
- l'autre avec un rubanement fruste se traduisant par des lits d'épaisseur centimétrique qui se distinguent les uns des autres par l'abondance et la taille des cristaux de grenat dont le diamètre peut atteindre 2 mm localement.

Dans les deux faciès les grenats se détachent sur un fond sombre renfermant de petits amas de plagioclase et parfois de sporadiques plages de pyrite.

L'étude en lames minces révèle une texture granoblastique et coronitique. Le grenat, parfois abondant (20 à 25 % en volume), constitue de petits porphyroblastes avec une couronne réactionnelle constituée soit uniquement de plagioclase, soit d'une association symplectique (auréole kelyphitique) de plagioclase et de silicate(s) ferromagnésien(s) et calcique(s) : hornblende verte et/ou clinopyroxène opacifié par des produits cryptocristallins. Dans le grenat G. Godard (1990) a observé des inclusions de zoïsite, d'amphibole et surtout de quartz. Le fond granoblastique est composé essentiellement d'une part d'amphibole brune, partiellement à totalement déstabilisée en amphibole verte de type actinote, et d'autre part de plagioclase plus ou moins opacifié. Le quartz n'est généralement qu'accessoire, mais est relativement abondant dans certains échantillons, sous forme de plages interstitielles. Les minéraux opaques, accessoires, sont de la pyrite en petits amas et des oxydes (ilménite, rutile) disséminés, parfois auréolés de leucoxène.

Les analyses de minéraux à la microsonde électronique montrent que le plagioclase est du labrador (An₆₄₋₆₆) dans les symplectites et de l'oligoclase – andésine (An₂₆₋₃₈) dans le fond. L'amphibole primaire est une hornblende magnésienne tandis que les amphiboles secondaires ont une composition variable : actinote, hornblende tschermakitique ou édénitique, pargasite. La composition du grenat varie dans la gamme suivante : almandin 49-57, grossulaire 21-27, pyrope 13-20, andradite 3-8, spessartite 1-2.

La présence de grenat avec une couronne de plagioclase ou une auréole kelyphitique permet d'affirmer avec certitude que la roche a subi un métamorphisme de haute pression de type éclogitique, suivi d'une rétro-morphose dans le faciès amphibolite. Lors de cette rétro-morphose l'omphacite a disparu et a été remplacée par la symplectite à clinopyroxène II plus plagioclase (Godard, 1990).

Une analyse chimique (tabl. 1, annexe 1) est commentée dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ». La roche dérive d'une lave ou d'un tuf basaltique à chimisme de tholéiite continentale. La teneur en TiO₂ (1,9 %) est relativement élevée.

Cette dernière observation et la nature éclogitique permettent de supposer que la roche appartient à l'unité supérieure des gneiss telle qu'elle est définie sur l'ensemble du socle varisque du Massif central.

Pζ. Paragneiss feldspathiques à deux micas et fréquente sillimanite.
Des affleurements rocheux de ces paragneiss, non ou peu anatectiques, n'apparaissent que dans l'angle nord-est de la carte, dans le secteur de Cyrille-Noble, où ils sont en étroite association spatiale avec des orthogneiss ceillés et sont recouverts localement par des grès du Trias.

Il s'agit de gneiss gris à grain fin ou moyen, présentant une alternance de lits clairs, quartzo-feldspathiques et de lits micacés plus ou moins sombres suivant leur teneur modale en biotite. La biotite, chloritisée ou non, est fréquemment accompagnée de muscovite et parfois, dans les lits les plus alumineux, de sillimanite de type fibrolite. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer les variations de faciès qui vont probablement d'un gneiss homogène à grain fin jusqu'à un micaschiste franc, comme cela est le cas sur le territoire de la feuille Montceaux-Mines (Feys et *al.*, 1976). Cependant nous avons distingué, dans l'angle nord-est de la présente carte, une intercalation lenticulaire de paragneiss alumineux à tendance micaschisteuse.

Les analyses à la microsonde électronique montrent que la biotite est encore plus alumineuse ($Al_2O_3 = 18,7$ à $18,9$ %) que dans les orthogneiss œillés, comme cela est illustré par la figure 3. L'échantillon analysé contient du feldspath potassique à composition d'orthose pure (Or 100).

Il est généralement admis que ces paragneiss dérivent de sédiments détritiques de type grauwackes.

§. Altérites, remaniées ou non, développées sur des gneiss et migmatites indifférenciées. Sur les plateaux l'ensemble des roches métamorphiques du Charollais est recouvert par un manteau d'altérites d'épaisseur variable, impossible à estimer sans travaux d'investigation en profondeur, tels que des tranchées ou des sondages.

Localement des talus de route montrent des **isaltérites**, c'est-à-dire des roches complètement transformées en une arène sableuse ou sablo-argileuse dans laquelle on peut encore observer – de façon plus ou moins nette – la texture et parfois des variations lithologiques. C'est par exemple le cas au Sud de Ciry-le-Noble, juste à l'Est de La Juliette où les talus d'une petite route montrent une arène en place développée aux dépens d'un orthogneiss œillé recoupé par des filons d'aplite ; au fond des fossés subsistent quelques passages de roches en voie d'arénisation.

Cependant un tel cas est rare et en général les arènes sont soit remaniées naturellement et/ou par les labours, soit colluvionnées sur les versants de sorte qu'il n'est plus possible d'identifier la nature exacte de la roche métamorphique sous-jacente : paragneiss, orthogneiss, métatexite, diatexite à deux micas ? Aussi des surfaces relativement grandes sont-elles figurées en §.

Roches plutoniques en massifs

Sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, les diatexites de type M_2 et les leucogranites filoniens appartiennent à l'association magmatique

peralumineuse, mésocrate à leucocrate. Les autres roches plutoniques, qui constituent des massifs d'extension variable, ont des caractères chimico-minéralogiques calco-alcalins potassiques et se divisent en deux types :

– des monzonites quartzifères – granodiorites orientées à grain moyen, à biotite et parfois amphibole, de caractère hétérogène, constituant un massif d'allongement SW-NE, qui est cantonné dans la partie sud-est de la carte, au Sud-Est des diatexites à deux micas ;

– des granites porphyroïdes à biotite appartenant à deux massifs bien distincts :

. le petit massif de Champlecy, situé dans la partie sud-est de la carte, au Sud du massif de monzonites quartzifères – granodiorites précédent et dans le prolongement sud-ouest du vaste massif du Charollais, bien développé sur le territoire de la feuille Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971) et plus au Sud (feuille Cluny) ;

. le vaste batholite de Luzy dont seule une petite partie de la bordure sud se trouve sur le territoire de la présente carte, dans son angle nord-ouest.

Les figures 1 et 2 ainsi que le schéma structural montrent la disposition relative de ces différentes entités de granitoïdes.

γ^M . **Monzonites quartzifères – granodiorites orientées à grain moyen, à biotite et parfois amphibole, fréquemment arénisées (γ^M)**. Ces roches constituent un massif d'allongement SW-NE et d'environ 4 km de large, limité au Nord-Ouest par la bande de paragneiss migmatitiques SW-NE allant de Saint-Aubin-en-Charollais à Champvigny et au Sud par le petit massif de granite porphyroïde à biotite de Champlecy et la faille majeure SW-NE qui limite le socle varisque.

Vers l'Est ce massif disparaît sous la couverture sédimentaire mésozoïque, puis réapparaît, comme le montre le schéma structural, sur les territoires des feuilles Saint-Bonnet-de-Joux et Montceau-les-Mines où les roches correspondantes sont considérées (Barrère *et al.*, 1971) comme des blastomylonites, développées aux dépens du granite porphyroïde de Mary et, pour une faible part, de gneiss. Cependant, cette interprétation est discutable car sur le territoire de la présente carte :

– d'une part, l'hétérogénéité lithologique semble être due bien plus au mode de genèse – qui est discuté plus loin dans les « conditions de formation des entités géologiques » – qu'à une déformation cisailante ;

– d'autre part, le contact avec le granite porphyroïde de Champlecy, probablement intrusif, est brutal au seul endroit où nous avons pu l'observer, c'est-à-dire à la faveur d'une entaille anthropique récente (en 1998) située juste à l'Est d'un pavillon à l'extrémité nord de Champlecy (x : 746,20 ; y : 2 165,30).

Les principales hétérogénéités observées sont les suivantes :

- à toutes les échelles – depuis celle du massif jusqu'à celle de l'affleurement voire du simple échantillon – apparaissent des variations, progressives ou non, de la texture et de la composition minéralogique ;
- autour d'enclaves sombres, riches en biotite plus parfois amphibole, présentes localement, les monzonites quartzifères – granodiorites montrent une variation de texture et un enrichissement en ces mêmes minéraux ferromagnésiens hydroxylés ;
- sur la plupart des affleurements apparaît tout un réseau de minces filons leucocrates aux épontes soit franches, soit diffuses.

En dehors de ces hétérogénéités, les monzonites quartzifères – granodiorites se distinguent aisément des diatexites à deux micas par une fabrique planaire généralement nette, par l'absence totale de mica blanc primaire et surtout par leur teinte gris sombre due à leur relative richesse en biotite. Ce mica noir est sporadiquement accompagné d'amphibole, reconnaissable à son aspect plus fibreux et à sa teinte vert foncé.

Les variations de texture concernent essentiellement la taille de grain qui n'est que rarement homogène et peut varier de 1 mm à plusieurs cm dans un même échantillon notamment dans le cas des passages porphyroïdes. Ces derniers apparaissent sporadiquement sous forme de bandes de puissance décimétrique au sein du faciès commun à grain moyen (1 à 5 mm en général) ; ils se singularisent par la présence de tablettes de feldspath potassique, de teinte blanchâtre à rose pâle et de 1 à 4 cm de long, qui se détachent sur un fond sombre par suite de sa richesse en biotite.

De bons affleurements rocheux, permettant d'observer ces hétérogénéités, se trouvent le long des principales vallées, notamment aux endroits suivants :

| n° | localisation géographique | x | y |
|------|---|--------|----------|
| 8A11 | 600 m au N de Grandvaux, rive gauche de la Longe | 747,92 | 2 170,53 |
| 8B04 | 500 m au N de la ferme de Longpérier | 748,82 | 2 170,65 |
| 8A23 | 600 m au NE de la Vallière, rive gauche du ruisseau | 774,05 | 2 168,10 |

En 8A11, tout un alignement de rochers montre des roches mésocrates de grain moyen à grossier, localement porphyroïdes, avec d'abondantes « enclaves » sombres à grain fin riches en biotite, accompagnée d'amphibole ou non. L'étude en lame mince d'un passage porphyroïde montre une texture hypidiomorphe grenue, orientée, avec d'abondants cristaux de microcline perthitique de 0,5 à 1 cm de long, à inclusions de biotite, apatite, rare plagioclase. Ces cristaux, plus ou moins arrondis, sont enchâssés dans une matrice constituée des minéraux suivants :

- plagioclase (sub)automorphe sous deux habitus : d'une part en cristaux d'environ 5 mm de long, avec parfois des bourgeons myrmékittiques au contact de microcline et d'autre part en amas de petits cristaux ;
- quartz peu abondant, en plages interstitielles par rapport aux deux feldspaths, présentant de très nombreux sous-grains ;
- biotite brun-vert en amas à tendance cloisonnante, représentant 8 à 10 % de la roche en volume ;
- minéraux accessoires, associés à la biotite : sphène, relativement abondant, apatite, zircon, allanite.

La composition modale est celle d'une monzonite quartzifère à biotite. Les analyses de minéraux à la microsonde électronique montrent que les feldspaths ont la même composition dans la roche et ses enclaves sombres : An 35-37 pour le plagioclase, Or 90-94 Ab 6-10 pour le feldspath potassique. En revanche, la biotite est nettement plus magnésienne dans les enclaves (*cf.* plus loin) qui renferment en outre une hornblende magnésienne, partiellement altérée en actino-hornblende.

En 8A23 les enclaves sont beaucoup plus rares mais les diatexites sont recoupées par tout un réseau de minces (1 à 10 cm de puissance) filons d'orientation variable, constitués de leucogranites de grain fin, moyen ou même grossier (> 1 cm). Un gros bloc situé en bas de pente montre une enclave très aplatie avec une longueur de 1,60 m pour une épaisseur de 5 cm.

L'étude pétrographique révèle une texture hypidiomorphe orientée et une composition de tonalite à biotite. Le quartz a subi une très forte déformation ductile se traduisant par une recristallisation intense. La biotite a une teinte brun-rouge et forme des amas cloisonnant très nettement les cristaux de feldspaths ; d'après les analyses à la microsonde elle a un chimisme nettement plus alumineux (fig. 3) que celle de l'échantillon 8A11. Le plagioclase est de l'andésine (An 35-42).

En 8B04 apparaît un superbe rubanement souligné par des passages porphyroïdes dans lesquels les tablettes de feldspath potassique ont des sections rectangulaires atteignant 4 cm × 2 cm et une orientation N 30° E avec un pendage subvertical (80° W).

Un peu plus au Nord-Est (x : 748,98 ; y : 2 170,70), dans le lit du ruisseau, un bloc déplacé montre un faciès à tendance œillée : sur un fond sombre, riche en biotite, se détachent des cristaux de feldspath potassique blancs de 1 à 3 cm de long, dont la plupart présentent une dissymétrie et dont certains ont une forme nettement œillée. L'étude en lame mince montre une texture à tendance granolépido-blastique œillée. Les « yeux » de microcline ont environ

1 cm de long, présentent des « ombres de pression » riches en quartz et englobent de petits cristaux de plagioclase, quartz, biotite, voire allanite. Le feldspath potassique apparaît en outre sous forme de petits plages sporadiques dans la matrice constituée par ailleurs de plagioclase en cristaux de taille variable (1 mm à 1 cm), quartz interstitiel aux feldspaths et fortement recristallisé, biotite brun-rouge en amas – en association avec du quartz ou non – cloisonnant les feldspaths. Zircon, apatite, oxydes métalliques et rare sphène sont les minéraux accessoires.

En conclusion, un caractère commun à toutes les roches de ce type est une forte déformation planaire, ductile, se traduisant par un aspect fréquemment gneissique et, en lame mince, par une importante recristallisation du quartz et un cloisonnement plus ou moins net des cristaux de feldspath(s) par des amas de biotite. En revanche la composition modale du stock quartzo-feldspathique est hétérogène et peut varier, parfois très rapidement, dans la gamme suivante : monzonite quartzifère, qui semble être le faciès globalement prédominant, tonalite, granodiorite, voire granite.

Enclaves

Dans les monzonites quartzifères – granodiorites orientées se trouvent sporadiquement des enclaves qui se distinguent aisément sur le terrain grâce à deux critères : leur grain nettement plus fin et leur enrichissement en minéraux colorés. Sur le plan lithologique nous avons pu différencier d'une part des monzonites – diorites, quartzifères ou non, à biotite et fréquente amphibole, observées en plusieurs points non indiqués sur la carte et d'autre part deux roches beaucoup moins communes, observées chacune en un seul endroit : une roche grise rubanée riche en clinopyroxène et une roche verte composée d'amphibole, chlorite et oxydes métalliques. En raison de leur originalité nous avons figuré ces deux roches sur la carte.

• **Monzonites – diorites, quartzifères ou non, à biotite et fréquente amphibole.** Un faciès à grain fin, se présentant sous forme d'enclaves de longueur généralement inframétrique, peut être observé par exemple au point 8A11 (cf. ci-dessus). Lorsqu'elle est présente, l'amphibole constitue des cristaux fibreux de teinte verdâtre ce qui permet de la distinguer aisément de la biotite.

L'étude en lames minces montre une texture à tendance granolépido-blastique avec un grain fréquemment hétérogène par suite de la présence de quelques xénocristaux de feldspath(s) de 2 à 5 mm de long se détachant sur un fond dont la taille de grain est proche de 1 mm dans l'ensemble. La composition modale du stock quartzo-feldspathique varie dans la gamme suivante : diorite, diorite quartzifère, monzonite, monzonite quartzifère. Le feldspath potassique est presque toujours présent et peut être aussi abondant

que le plagioclase dans les monzonites qu'elles soient quartzifères ou non. Les bourgeons myrmékittiques sont très rares. La biotite brune se présente en lamelles de taille variable et à orientation planaire plus ou moins nette selon les échantillons. Elle est toujours plus abondante que l'amphibole verte qui forme des plages de taille variable (0,2 à 5 mm). Les minéraux accessoires sont les suivants : sphène, apatite sous forme de nombreux petits prismes et/ou de fines aiguilles, zircon, oxydes de fer et/ou titane.

Un faciès à grain moyen (1 à 6 mm) affleure sur la berge du ruisseau de Repentir à 1,5 km au Nord-Est de Champlecy (x : 747,07 ; y : 2 166,40). La taille de grain permet de distinguer facilement, à l'aide d'une loupe ou même à l'œil nu, les minéraux cardinaux : plagioclase, quartz se singularisant par sa teinte bleue, biotite en lamelles, amphibole.

Son observation en lame mince montre une texture hypidiomorphe grenue sans orientation planaire et une composition de diorite quartzifère (le plagioclase, subautomorphe, étant nettement plus abondant que le quartz, xénomorphe) à biotite brun-rouge et amphibole. Cette dernière est plus ou moins opacifiée et forme des amas fibreux. Apatite, zircon et allanite sont les phases accessoires.

ζ_p. **Gneiss rubané à clinopyroxène abondant.** À 300 m au SSW du hameau de Fressard, dans le talus d'une piste (x : 748,75 ; y : 2 170,85) se trouve un bloc d'une roche grise à patine brun clair, finement rubanée et à grain fin. Un examen attentif à la loupe sur une cassure fraîche montre la présence de minces lits lenticulaires riches en quartz, gris ou bleu et d'un peu de pyrite en microamas de longueur de quelques mm de long.

L'observation en lame mince révèle une texture granoblastique à grain fin (0,1 à 2 mm ; 0,2 mm en moyenne) et permet de préciser que le rubanement est dû à une alternance de lits de 1 mm à 1 cm de puissance, les uns mafiques, riches en clinopyroxène, les autres clairs, riches soit en feldspath potassique, soit en quartz et dans ce cas lenticulaires. Dans les lits mafiques, le clinopyroxène représentant 25 à 40 % de la composition modale, n'est que très rarement altéré en amphibole verte et est accompagné de plagioclase très fin de composition proche de la limite andésine – labrador d'après des mesures optiques. Le feldspath potassique présente le quadrillage du microcline et n'apparaît que dans certains lits où il est très abondant. Le quartz forme, en association avec plus ou moins de plagioclase, des rubans lenticulaires d'épaisseur ne dépassant pas 3 mm. Sphène, oxydes de fer et/ou titane et pyrite sont des minéraux accessoires.

δ. **Chlorito-amphibolite.** À 500 m WSW des Buissons Bonnots, en rive droite du ruisseau de la Vallière (x : 747,78 ; y : 2 167,90), un petit affleurement montre une roche verte : sur un fond vert clair se détachent des

minéraux sombres. L'examen en lame mince confirme qu'il s'agit d'une roche ultramafique à grain proche du millimètre, constituée d'environ 10 % d'oxydes métalliques dispersés dans un enchevêtrement de silicates ferromagnésiens hydroxylés : 1) - amphibole incolore à vert pâle – de type trémolite ou actinote probable – prédominante, et 2) - chlorite également incolore à vert très pâle, formant de petits amas entourant les minéraux opaques ou indépendants.

Par sa composition minéralogique cette roche est proche des amphibolo-chloritoschistes qui se trouvent au sein de l'unité inférieure des gneiss dans le Limousin, comme par exemple sur le territoire de la feuille Rochechouart à 1/50 000 (Chèvremont et Floc'h, 1996).

• **Les zones complètement arénisées** (γ^M) sont nettement prédominantes sur celles où subsistent quelques affleurements rocheux ou des « pierres volantes ». Aussi sont-elles cartographiées.

$\rho\gamma^3C$. **Granite porphyroïde à biotite de Champlecy, fréquemment arénisé** ($\rho\gamma^3C$). Au Nord de Champlecy, dans la partie sud-est de la carte, apparaît un petit massif de granite porphyroïde à biotite se situant dans le prolongement sud-ouest du massif du Charollais, largement développé sur la feuille Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère et al., 1971). En profondeur il y a probablement continuité entre ces deux massifs alors qu'en surface ils sont séparés par la couverture de sédiments mésozoïques sous laquelle le massif de Champlecy disparaît également à l'Ouest et au Sud alors qu'au Nord il est limité par la bande de monzonites quartzifères – granodiorites orientées.

De nombreux petits affleurements rocheux se trouvent à l'Ouest de Champlecy, le long de la vallée du ruisseau de Lavaux et notamment au Nord de la ferme de Bussière où les tablettes de feldspath potassique sont irrégulièrement réparties, ont des dimensions variant de 1 à 9 cm pour la longueur et de 0,3 à 2,5 cm pour la largeur et présentent localement une orientation planaire nette : 70° E avec un pendage de 75° vers le Nord. Ces tablettes, de teinte gris clair à rose pâle, sont enchâssés dans un fond gris plus ou moins sombre en fonction de la teneur modale en biotite. Aucune enclave n'a été observée sur l'ensemble des affleurements.

L'étude en lame mince de l'échantillon MP 7D01, prélevé pour géochimie (tabl. 1, annexe 1) au Nord de Bussière, révèle une déformation ductile du quartz relativement forte. Le feldspath potassique apparaît sous deux habitus : d'une part en grands cristaux (sub)automorphes, présentant le quadrillage du microcline et des inclusions de plagioclase zoné, quartz, biotite et d'autre part en petites plages xénomorphes à subautomorphes, quadrillées ou non, dans la matrice à grain moyen. Cette dernière est en outre constituée des minéraux suivants :

- plagioclase acide (oligoclase) en cristaux (sub)automorphes, rarement brisés et ressoudés par du quartz, à zonage plus ou moins récurrent et inclusions sporadiques de biotite ;
- quelques bourgeons myrmékittiques en bordure de cristaux de plagioclase, au contact de feldspath potassique ;
- quartz interstitiel aux feldspaths sous forme de plages présentant d'innombrables sous-grains et un étirement plus ou moins net, parallèle à l'orientation planaire des grands cristaux de feldspath potassique ;
- biotite brun-rouge, localement chloritisée, en lamelles isolées ou en petits amas ayant tendance à cloisonner les feldspaths de la matrice ;
- rare mica blanc (en partie primaire ?) associé à de la biotite ;
- zircon et apatite accessoires en inclusions dans de la biotite pour l'essentiel.

D'après les analyses à la microsonde électronique, le plagioclase (An 26-30) est de l'oligoclase proche de l'andésine, le feldspath potassique est à Or 92 - Ab 28 et la biotite est relativement riche en Al et pauvre en Mg ce qui la situe dans le domaine des granitoïdes peralumineux mésocrates (fig. 3).

• **Zone cataclasée.** Elle se situe le long de la faille majeure SW-NE qui limite le socle varisque entre Champlecy et Baron. Juste à l'Ouest du bourg de Champlecy, sur la rive droite du ruisseau de Lavaux, une barre rocheuse allongée N 65° E est constituée d'un faciès cataclastique à feldspaths roses et biotite chloritisée. En allant vers l'ENE ce même faciès se suit à la faveur de travaux anthropiques récents (en 1998) : une carrière située à l'Ouest du virage de la D 25 (x : 746,1 ; y : 2 165,2), où l'arénisation est intense et un petit grattage se trouvant à 1 km au Nord-Est de Champlecy (x : 747,13 ; y : 2 165,88) et montrant une transition vers une arène.

• **L'arène granitique** ($\rho\gamma^3C$) apparaît dans le champ situé juste au Nord du grattage ; elle consiste en un sable grossier de teinte rose violacé renfermant d'abondants petits débris anguleux de feldspath potassique rose et quelques petits blocs de leucogranite.

À l'Est de la Nicaise, au Sud de la route de Champlecy à Bussière, les champs montrent une arène granitique remaniée renfermant de petits blocs de calcaires jurassiques. À 200 m au Sud de Bussière le talus d'une piste permet d'observer une arène granitique recoupée par un filon de quartz indiqué sur la carte et décrit plus loin.

Au Sud-Ouest de Baron l'arène renferme des blocs épars constitués de leucogranite à grain fin (aplite) ou moyen. Ces blocs proviennent du démantèlement de filons ou autres petits corps intrusifs dont il n'est évidemment pas possible d'appréhender la géométrie. Aussi les zones correspondantes sont-elles cartographiées en « zones à intrusions de leucogranite ».

$\rho\gamma^3L$. **Granite porphyroïde à biotite de Luzy, fréquemment arénisé** (~~$\rho\gamma^3L$~~). Dans l'angle nord-ouest de la carte se trouve un granite porphyroïde à biotite, macroscopiquement analogue à celui de Champlecy, mais appartenant, comme le montrent la figure 1 et le schéma structural, à la partie sud-ouest du vaste batholite composite de Luzy. Sur sa bordure sud-est ce batholite est fortement cataclaté le long de son contact faillé avec le bassin de Blanzay - Bert.

Des affleurements rocheux ne se trouvent, sporadiquement, que le long des cours d'eau ; sur les plateaux apparaît une arène plus ou moins remaniée, ne renfermant que rarement de petits blocs résiduels.

Le faciès type peut être observé par exemple en bordure nord de la D 60, à l'Est de Pré-Bedot au point x : 725,55 ; y : 2 179,01. Il est constitué de grands cristaux de feldspath potassique de teinte gris clair à rose pâle, avec des sections rectangulaires de 1 à 5 cm de long pour 0,5 à 2,5 cm de large, enchâssés dans une matrice à grain moyen (1 mm à 1 cm) dans laquelle il est possible de distinguer macroscopiquement 1) - du quartz vitreux, 2) - deux feldspaths : du plagioclase se singularisant par sa teinte rouge brique et du feldspath potassique de teinte gris clair à rose pâle et 3) de la biotite chloritisée.

En lame mince ce granite montre par rapport à celui de Champlecy les différences notables suivantes :

- la déformation ductile est faible, ne se traduisant que par une extinction faiblement onduleuse du quartz ;
- la biotite, chloritisée, ne cloisonne pas les feldspaths de la matrice.

Les minéraux cardinaux sont analogues à ceux du granite de Champlecy, abstraction faite des phénomènes d'altération qui sont importants dans l'échantillon prélevé à l'Est de Pré-Bedot : d'une part la biotite est entièrement pseudomorphosée en chlorite verte plus minéraux de fer et/ou titane et d'autre part le plagioclase est fortement à complètement envahi par des microphyllites de type « séricite » et pigmenté par des hydroxydes de fer qui expliquent sa teinte rouge brique. Les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, zircon, sphène, allanite.

De la biotite fraîche n'a été observée que sur un affleurement situé près du coin nord-ouest de la carte (x : 724,48 ; y : 2 181,27) et sur lequel nous avons prélevé une enclave sombre à grain fin de forme ovoïde avec des dimensions de 10 × 7 × 4 cm. Cette enclave est constituée d'un fond finement grenu de teinte gris-vert sur lequel se détachent quelques cristaux de quartz et de feldspath de 3 à 5 mm de long. L'étude en lame mince montre qu'il s'agit de xénocristaux de quartz et de plagioclase alors que le fond a une texture hypidiomorphe à grain fin (≤ 1 mm) et une composition de diorite

quartzifère à biotite et hornblende verte. Le plagioclase est subautomorphe et zoné. Le quartz est, en dehors des xénocristaux, interstitiel au plagioclase. La biotite est abondante (25 à 30 % en volume) et fortement pléochroïque : brun pâle à marron foncé ; elle a d'ailleurs la même teinte dans le granite entourant l'enclave. La hornblende verte se présente en plages xénomorphes à inclusions de plagioclase et est parfois piquetée de paillettes de biotite. De l'apatite cribble toute la roche sous forme d'innombrables petites aiguilles. La magnétite est un autre minéral accessoire.

Les analyses à la microsonde électronique permettent de préciser que le plagioclase est plus basique dans cette enclave que dans le granite porphyroïde : An26-40 contre An15-31. En revanche, la biotite a dans les deux cas une composition identique, relativement pauvre en Al et riche en Mg ce qui la situe dans le domaine de l'association subalcaline ou calco-alcaline potassique (fig. 3).

D'une façon générale le granite porphyroïde de Luzy est très pauvre en enclaves sombres à grain fin.

• **Zone cataclisée.** Elle jalonne la bordure sud-est du batholite de Luzy, tout le long de son contact faillé avec le bassin de Blanzy-Montceau-les-Mines. Comme pour le granite « normal » des affleurements rocheux se trouvent sporadiquement au fond des thalwegs, comme par exemple (x : 725,95 ; y : 2 179,15) sur le flanc sud-est du vallon venant des Grands-Monts où se trouve un faciès cataclastique avec de minces passages micro-bréchiques et des veinules de quartz en peigne de puissance millimétrique. L'examen de ce faciès en lame mince révèle les altérations suivantes : le plagioclase est opacifié par des produits cryptocristallins, la biotite est décolorée et/ou chloritisée, du mica blanc est présent.

À 250 m à l'ENE de la ferme de Naubry (x : 724,9 ; y : 2 177,8), un gratage récent est implanté dans un granite cataclisé et en voie d'arénisation.

Une cataclase plus faible et d'extension beaucoup plus limitée apparaît aux épontes des principaux filons de microgranite porphyrique

• **L'arène granitique** ($\varnothing_p \gamma^3 L$) est fortement développée sur les plateaux et entre les barres rocheuses des vallées. Elle consiste en un sable grossier dans lequel il est facile de distinguer d'une part des débris de feldspath potassique de teinte grise, rose ou rouge et de taille variant entre 5 mm et plusieurs cm et d'autre part des cristaux de quartz vitreux dont le diamètre ne dépasse pas 1 cm. La proportion de fraction argileuse varie en fonction des endroits et du degré de remaniement de l'arène. De petits blocs rocheux résiduels apparaissent dans certains champs labourés.

L'absence d'entailles anthropiques suffisamment profondes ne permet pas de connaître l'épaisseur de cette arène qui varie probablement en fonction des critères habituels : géomorphologie, degré de fracturation, etc. En revanche des talus et/ou fossés de routes permettent parfois d'observer la transition entre une arène sableuse et un granite altéré mais ayant encore conservé sa texture ; c'est par exemple le cas en limite ouest de la carte, à l'intersection des D 60 et D 51 et juste au Sud le long de la D 51. Au sein de l'arène se trouvent localement des blocs épars constitués de leucogranite à grain fin (aplite) ou moyen, analogues à ceux des filons de type γ^2 . Comme dans le cas du granite de Champlecy, ces zones sont cartographiées en « zones à intrusions de leucogranite ».

Roches en filons et autres petits corps

N³. Granite à grain fin, légèrement porphyrique et relativement riche en biotite. Ce faciès particulier n'a été observé, au sein du batholite de Luzy, qu'en deux endroits de la partie la plus septentrionale de la carte :

- sur un affleurement rocheux situé à 250 m au Nord-Est du Vernet (x : 726,00 ; y : 2 181,18) ;
- dans une petite carrière abandonnée se trouvant à 300 m au Sud-Est du Vernet (x : 726,06 ; y : 2 180,85).

Ces deux points jalonnent-ils un filon recoupant le granite porphyroïde de Luzy ? c'est une hypothèse envisageable mais non une certitude en raison de la lacune d'affleurement et du manque d'observation des relations avec le granite porphyroïde.

Macroscopiquement cette roche se distingue très aisément du granite porphyroïde environnant par sa texture beaucoup plus fine et sa relative richesse en biotite. En effet quelques phénocristaux de plagioclase et de biotite de 2 à 3 mm de long sont dispersés dans un fond à grain fin, inframillimétrique, de teinte gris vert par suite de l'abondance de paillettes de biotite altérée. Dans la petite carrière abandonnée le granite à grain fin est recoupé par des filonets de leucogranite rose.

L'observation en lame mince montre une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique et légèrement porphyrique. Les phénocristaux, qui représentent au plus 10 % de la roche en volume, sont constitués de plagioclase « séricitisé » prédominant et biotite chloritisée. La mésostase comprend les minéraux suivants :

- plagioclase (sub)automorphe, zoné avec un cœur opacifié ;
- feldspath potassique en plages subautomorphes à xénomorphes, englobant parfois de petits cristaux de plagioclase et de biotite ;

- quartz xénomorphe à extinction onduleuse ;
- biotite relativement abondante (environ 15 % de la mésostase en volume) décolorée – de teinte verdâtre – et localement chloritisée, en paillettes isolées ou en petits amas, à inclusions d'apatite et de zircon. La composition modale est celle d'un granite relativement riche en biotite.

⁴γ². **Leucogranites divers.** Sur le terrain ils se distinguent facilement des granitoïdes mésocrates grâce à leur teinte claire et à la présence de mica blanc, seul ou accompagné de biotite plus ou moins altérée. La taille de grain permet de distinguer 4 faciès :

| Taille de grain | Faciès |
|--------------------------|----------------------------|
| ≤ 1 mm | aplite |
| 1 mm à 1 cm | leucogranite à grain moyen |
| > 1 cm | pegmatite |
| hétérogène : 1 mm à n cm | aplito-pegmatite |

En filons, de puissance variable, ou en rares petits stocks, ils apparaissent au sein du batholite de granite porphyroïde de Luzy dans l'angle nord-ouest de la carte, sont peu fréquents à l'intérieur des gneiss de la partie nord-est de la carte et sont particulièrement abondants de part et d'autre du contact entre le granite porphyroïde de Champlecy et les monzonites quartzifères – granodiorites orientées.

Au sein de ces dernières les leucogranites constituent, comme nous l'avons signalé ci-dessus, des réseaux de minces filons aux épontes soit franches, soit diffuses ; ces filons ont une puissance variant de quelques cm à quelques dm de sorte qu'ils ne sont pas cartographiables. À l'extrémité nord de Champlecy dans le talus situé (x : 746,20 ; y : 2 165,30) juste à l'Est d'un pavillon récent (en 1998), un tel réseau filonien recoupe non seulement un granitoïde orienté mais également le granite porphyroïde de Champlecy, les deux granitoïdes mésocrates étant en contact et tous deux fortement arénisés à cet endroit.

Au sein des gneiss divers de la partie nord-est de la carte nous n'avons observé de leucogranites qu'en deux endroits :

- l'un est situé à 1 km à l'Ouest de Villars (x : 748,65 ; y : 2 174,97) ; il s'agit probablement d'un petit stock constitué d'un leucogranite de grain moyen à deux micas, très altéré en surface, bordé d'une aplito-pegmatite ;
- l'autre se trouve à 2,5 km de Génelard, juste en amont de l'étang du Fourneau (x = 745,58 ; y = 2 175,10), où des travaux d'élargissement du lit du ruisseau ont généré un site d'observation exceptionnel montrant la partie basale des dépôts sédimentaires du Trias en discordance angulaire sur le socle varisque.

Ce socle apparaît au fond du ruisseau et à la base de ses deux rives et est ici constitué d'un leucogranite à grain moyen à deux micas qui :

- 1) - présente une texture planaire très nette avec une direction N 35° E et un pendage subvertical (85° vers l'Ouest) ;
- 2) - est affecté par une microzone de cisaillement senestre ayant une direction N 55° E et un pendage de 75° vers le Sud-Est ;
- 3) - est recoupé, dans la partie la plus amont des travaux d'aménagement par un réseau de filons de leucogranite à grain fin moyen, de direction N 75-85° E, pendage de 70 à 85° vers le Nord, puissance variant entre 10 cm et 3 m.

Les relations avec les paragneiss ne sont pas visibles de sorte qu'il n'est pas possible de préciser si le leucogranite à grain moyen est franchement intrusif ou s'il correspond à un faciès particulier, leucocrate, de diatexite à deux micas.

Dans l'angle nord-ouest de la carte, au Sud du hameau de Chefrin, les talus et fossés de la D 60 montrent un faisceau de trois filons subverticaux de direction N 10-20° E et de puissance ne dépassant pas un mètre, recoupant le granite porphyroïde de Luzy, fortement arénisé à cet endroit.

Ailleurs les leucogranites apparaissent sous forme soit de rochers isolés parfois allongés dans une direction supposée être celle du filon, soit de « pierres volantes » dans les champs implantés sur des arènes des granites porphyroïdes de Champlecy et de Luzy et dans ce cas nous n'avons pu délimiter sur la carte que des « zones à intrusions de leucogranites ».

Les études microscopiques apportent quelques informations complémentaires par rapport aux données de terrain.

Une lame mince a notamment été confectionnée sur un contact entre les deux types de leucogranites du site exceptionnel se trouvant au Sud de Génélard.

Le type à grain moyen et fabrique planaire a une texture hypidiomorphe grenue et la composition minéralogique suivante :

- quartz en grandes plages polycristallines étirées, ayant tendance à former des rubans lenticulaires parallèles à la fabrique planaire ;
- plagioclase acide (sub)automorphe criblé de micropaillettes de mica blanc secondaire ;
- feldspath potassique xénomorphe, plus ou moins moiré ;
- abondante muscovite en amas allongés, renfermant parfois des traînées opaques qui témoignent qu'il s'agit dans ce cas d'une ancienne biotite ;
- apatite accessoire.

Le type à grain fin moyen (0,2 à 2,5 mm) a une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique et une fabrique planaire fruste. Exception faite de leur taille et de leur forme, les minéraux sont qualitativement et quantitativement analogues à ceux du type encaissant.

D'une façon générale les observations au microscope montrent – en fonction de la situation géographique – les différences suivantes :

– les leucogranites de la partie orientale de la carte présentent une fabrique planaire plus ou moins nette, une forte déformation ductile du quartz, une forte prédominance de la muscovite sur la biotite ;

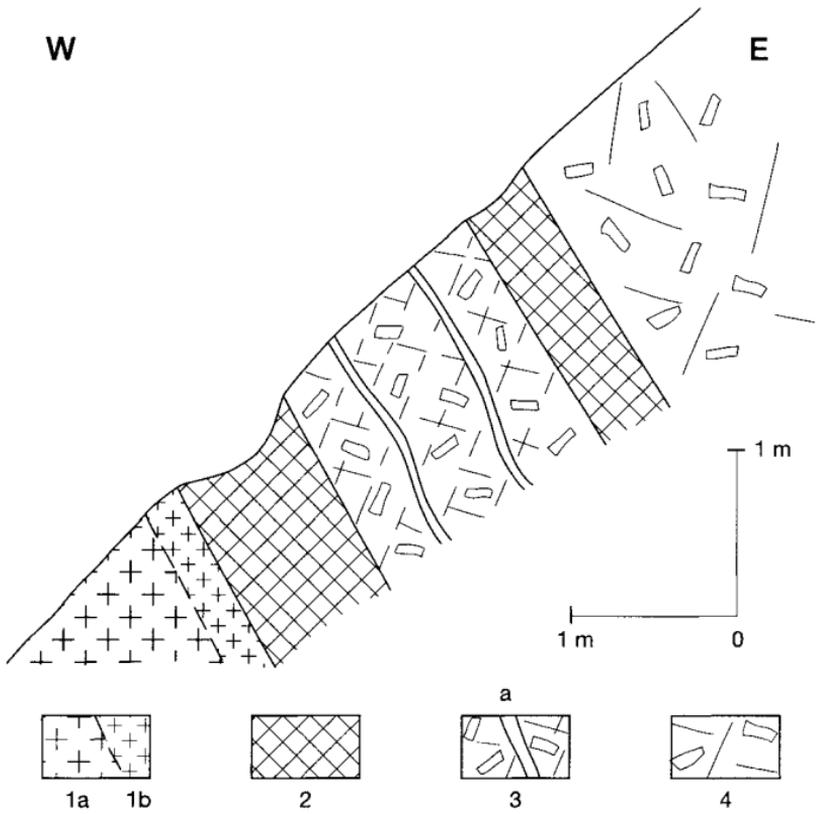
– les leucogranites qui recoupent le granite porphyroïde de Luzy, dans l'angle nord-ouest de la carte, présentent une texture équante, une simple extinction onduleuse du quartz, une proportion de mica blanc primaire très variable ; en effet la muscovite peut être accessoire alors que la teneur modale en biotite, verte ou localement chloritisée, est de 2 à 3 % dans l'ensemble des lames étudiées ; en outre une lame montre un leucogranite à muscovite > biotite, cordiérite pseudomorphosée en amas de microphyllites, tourmaline bleue tardive envahissant des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique.

Ly. Microleucogranite à petits phénocristaux. Il constitue, dans l'angle nord-ouest de la carte, un faisceau de filons qui recoupent le granite porphyroïde de Luzy. Il se distingue très aisément de ce granite grâce d'une part à son gisement en filons et d'autre part à sa texture : des phénocristaux de taille plurimillimétrique sont sertis dans une pâte microgrenue de teinte rose, beige ou grise avec des nuances diverses. Par la petite taille (< 1 cm) des phénocristaux il se différencie du microgranite porphyrique auquel il est spatialement associé sur les trois feuilles adjacentes : Dompierre-sur-Besbre (Delfour et al., 1988), Bourbon-Lancy (Delfour et al., 1990), Toulon-sur-Arroux (Chèvremont et al., à paraître).

Les filons ont les caractéristiques géométriques suivantes : puissance de quelques m à 30 m, direction N 15° E à N 70° E (N 45-50° E prédominante), pendage $\geq 60^\circ$. La densité filonienne est maximale dans l'angle nord-ouest de la carte, de part et d'autre de la D 51. Comme sur les deux cartes voisines déjà éditées (Delfour et al., 1988, 1990) nous avons cartographié tous les corps en filons bien que dans la plupart des cas les conditions d'affleurement ne permettent pas de lever l'ambiguïté : filon aux épontes franches ou succession de petits massifs lenticulaires ?

Des épontes franches sont visibles dans deux sites d'observation exceptionnels correspondant à deux carrières abandonnées :

– l'une (x : 724,62 ; y : 2 180,54) à 750 m à l'Ouest de Vougon, juste à l'Ouest de la D 51 ;



- 1a - filon de microleucogranite à petits phénocristaux
- 1b - "bordure figée" du filon
- 2 - zone broyée et plus ou moins argilisée = "gouge" de faille
- 3 - granite porphyroïde cataclasé à plagioclase altéré en illite
- 3a - veine de quartz
- 4 - granite porphyroïde très fracturé

Fig. 4 - Coupe d'une petite carrière abandonnée située au Sud de Pré-Bedot et de la D51 (x = 725,25 ; y = 2178,90) au sein du massif granitique de Luzy

– l'autre (x : 725,25 ; y : 2 178,90), beaucoup plus petite, à 250 m au Sud de Pré-Bedot, juste au Sud de la D 60.

La première montre un filon subvertical de 25 à 30 m de puissance et ses deux épontes de granite porphyroïde. Au cœur du filon le microgranite a une teinte gris-beige et renferme environ 30 % de phénocristaux de 1 à 6 mm de long alors que sur les bordures il a une teinte rose, est très fracturé et montre une diminution très rapide de la taille des phénocristaux qui est homogène et proche de 1 mm au contact du granite porphyroïde. Ce granite encaissant est faiblement cataclaté jusqu'à environ 20 cm du contact.

En lame mince, le faciès central présente une mésostase à grain très fin ($\leq 0,1$ mm) composée d'un assemblage quartzo-feldspathique et d'abondantes micropaillettes de mica blanc. Cette mésostase englobe des phénocristaux, régulièrement répartis, isolés ou en groupements mono- ou polyminéraux, constitués des minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante :

- quartz en cristaux anguleux ou arrondis, à rares golfes de corrosion ;
- plagioclase acide (oligoclase-albite) plus ou moins opacifié par des produits cryptocristallins, présentant parfois une couronne de feldspath potassique ;
- feldspath potassique perthitique, à inclusions sporadiques de plagioclase et taches locales de calcite ;
- rare biotite complètement pseudomorphosée en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane.

Des veinules de calcite de 0,2 mm d'épaisseur recourent l'ensemble.

La petite carrière permet d'observer une coupe intéressante, illustrée par la figure 4. Au toit du filon, le phénomène de paroi froide se traduit par une « bordure figée » de 30 cm de puissance, avec d'Ouest en Est passage rapide et progressif d'un faciès à 30-40 % de phénocristaux de 1 à 5 mm de long sertis dans une mésostase de teinte gris-brun à un faciès extrêmement fin, de teinte gris-vert à phénocristaux de taille généralement inférieure à 1 mm, apparaissant sur les 2 derniers cm.

En lame mince le faciès de bordure montre une mésostase microgrenue présentant une fluidalité qui se moule sur les phénocristaux dont la taille moyenne diminue de 1 à 0,4 mm d'Ouest en Est. La mésostase est riche en feldspath potassique et renferme des micropaillettes de biotite. Les phénocristaux (25 à 30 % de la roche en volume) sont constitués, par ordre d'abondance décroissante, des minéraux suivants : quartz avec de fréquents golfes de corrosion, plagioclase acide, feldspath potassique, biotite brune remarquablement fraîche et en paillettes orientées parallèlement au toit du filon et à la fluidalité de la mésostase.

Enfin l'échantillon prélevé pour géochimie (tabl. 1, annexe 1) se singularise, au microscope, par deux phénomènes : 1) – les phénocristaux de quartz sont ourlés d'un fin (50 mm) liseré de feldspath potassique et 2) – la mésostase renferme de très abondantes petites gerbes de mica blanc. L'analyse chimique confirme le caractère très acide ($\text{SiO}_2 = 71,9\%$) et très leucocrate, les teneurs en TiO_2 ($< 0,05\%$), Fe_2O_3 (0,87 %) et MgO ($< 0,2\%$) étant très faibles. En ce qui concerne les éléments traces, le caractère magmatique très évolué se traduit par d'une part de très fortes anomalies positives en Li (415 ppm), Rb (690 ppm), Nb (31 ppm) et Ta (10,4 ppm) et d'autre part des anomalies négatives en éléments incompatibles tels que Sr (54 ppm) et V, Co, Cr, Ni dont les teneurs sont même inférieures aux seuils de détection. La teneur en U (8 ppm) reste toutefois modérée.

v. Lamprophyre. Les leviers de la présente carte n'ont permis de découvrir qu'un seul filon de lamprophyre qui affleure à la faveur d'une entaille anthropique en bordure sud d'un étang, 300 m à l'Est de la ferme de Fougère, dans la partie nord-est de la carte (x : 748,42 ; y : 2 173,28). Ce filon a une direction N 165° E, un pendage de 65° vers l'Est et un toit formé de paragneiss micaschisteux, mais son mur n'est pas visible. Il est constitué d'une roche très fracturée, en grande partie argilisée, se débitant dans les parties les moins argilisées en petits cailloux à patine brun-rouille qui ne font pas effervescence à l'acide chlorhydrique. Des cassures « fraîches » permettent d'observer une teinte brunâtre, un grain fin ($\leq 1\text{mm}$) et d'abondantes paillettes de biotite ferruginisée.

Au microscope cette roche montre une texture, estompée par l'altération, qui semble être de type intersertale. Les nombreuses lamelles de biotite, très altérée avec forte exsudation de limonite, cloisonnent des cristaux de plagioclase, abondant et complètement altéré en microphyllites incolores et de quartz subordonné (5 à 7 % de la composition modale). Il s'agit donc probablement d'une microdiorite quartzifère, riche en biotite et très altérée, que l'on peut qualifier de lamprophyre *l.s.*

Il est probable qu'il existe, dans la partie orientale de la carte et aussi dans son angle nord-ouest, d'autres filons de lamprophyre *s.s.* ou *l.s.* très altérés en surface de sorte que seules des entailles anthropiques ou des sondages peuvent permettre de les observer.

Q. Quartz. Des filons de quartz, encaissés dans le socle varisque et en faisant donc partie géométriquement du moins, n'apparaissent qu'en deux endroits de la partie orientale de la carte : d'une part autour du hameau de Vieille-Vigne, et d'autre part entre Baron et Champlecy.

Le principal filon passe juste au Sud de Vieille-Vigne et est constitué d'une succession de tronçons de direction N 100° E, décalés vers le Nord lorsqu'on se déplace dans le sens ouest-est. Ce décalage est-il dû à une mise en place en échelon ou à des décrochements senestres ? La discontinuité des affleurements ne permet pas une réponse fiable.

D'Ouest en Est les principaux affleurements se trouvent :

– sur les deux rives du ruisseau de Fougère où du quartz massif forme une barre rocheuse subverticale dont la puissance est de l'ordre de 10 m ;

– dans les prés, 1) – juste au Sud du tronçon ouest-est de la petite route menant à Vieille Vigne, où la puissance visible n'est que de 1 m et où un bloc déplacé montre un faciès bréchiq avec des éléments de paragneiss atteignant 20 cm de long, puis 2) – juste à l'Est du hameau où se trouve un autre faciès bréchiq à abondants fragments de paragneiss micaschisteux dont la taille varie de quelques mm à quelques cm.

L'étude microscopique montre que ces fragments renferment une biotite brun-rouge remarquablement fraîche et sont imprégnés de silice cryptocristalline. Le quartz constitue en outre l'essentiel de la matrice et un réseau de fines veinules recoupant les plus grands éléments.

Il est à noter que cette brèche silicifiée se situe à environ 25 m plus bas que la base des grès du Trias qui affleurent à l'Est de Vieille Vigne, vers la cote 406 et au-dessus et également au Nord où par ailleurs des blocs de quartz se trouvent juste au Nord de la cote 373.

À 750 m à l'Ouest de Baron un autre filon de quartz a été exploité dans une petite carrière abandonnée située (x : 748,30 ; y : 2 167,62) juste au Nord-Est de l'intersection de routes de la cote 379, alors que la base des dépôts du Trias affleure un peu à l'Est sur la courbe de niveau 390. Ce filon a une direction N 70° E, un pendage de 75° vers le Nord et une puissance ne dépassant pas 1,80 m. Il recoupe un granitoïde orienté à biotite injecté de leucogranite aplitique à passages pegmatitiques. À l'extrémité nord-est de la carrière le filon est aminci (puissance ? 30 cm), boudiné et limité à chacune de ses deux épontes par une mylonite silicifiée de 10 à 15 cm d'épaisseur.

L'étude de cette mylonite en lame mince révèle les caractères suivants :

– elle est formée d'une alternance de rubans plus ou moins fins (40 à 800 µm), les uns constitués de quartz en microcristaux engrenés, les autres de feldspath potassique et microphyllites en proportions variables d'un ruban à l'autre et accompagnés de minéraux opaques et d'apatite accessoires ;

– elle a subi une microbréchification hydraulique se traduisant par un réseau de microfractures dans lesquelles de petits fragments de mylonite

sont emballés dans une matrice constituée de quartz, calcite et pyrite altérée en hématite et/ou limonite.

À l'WSW de la carrière le filon disparaît puis se retrouve sous forme de blocs de quartz dispersés.

L'âge de mise en place de ces filons de quartz est discuté plus loin

PERMIEN

L'Autunien du bassin de Blanzay-Montceau-les-Mines, caractérisé par la couleur grise et la présence de niveaux de « schistes bitumineux », ressemble par bien des aspects, à l'Autunien stratotypique du bassin d'Autun et situé à une vingtaine de km plus au nord. Cependant, il est moins bien reconnu car les faciès bitumineux n'ont jamais donné lieu à exploitation et il est plus tectonisé qu'à Autun, donc plus difficile à corréliser.

Aussi il n'est pas possible de le découper en assises superposées et de distinguer un Autunien inférieur et un Autunien supérieur, mais on a pu individualiser cartographiquement un ensemble grés-conglomératique bien développé surtout en bordure de socle et un ensemble fin argilo-silteux à gréseux, plus réduit et mieux représenté vers le centre du bassin, où il constitue une variation latérale des faciès grossiers de bordure.

r1S. Argilites gris-noir, pélites et grès fins (Autunien schisto-gréseux) (épaisseur variable, probablement plusieurs centaines de mètres, indéterminée sur la feuille Paray-le-Monial). Ces faciès fins forment des séries rythmiques laminaires, régulièrement litées, pouvant atteindre quelques dizaines de mètres de puissance, où alternent des petits lits millimétriques à centimétriques d'argilite gris-noir feuilletée¹ riche en matière organique (Marteau, 1983) et parfois carbonatée ou micacée et de moins fréquentes intercalations de silts quartzo-micacés, très rarement de grès fins. Des niveaux franchement carbonatés calcaro-dolomitiques n'ont pas été observés sur le terrain, mais sont mentionnés dans des sondages plus au nord, sur la feuille Toulon-sur-Arroux, où ils sont peu fréquents et de nature lenticulaire (Moulin Meyniaud, Sanvignes, Grenouillat).

Ces faciès peuvent être interprétés comme des dépôts pratiquement saisonniers (du type varve localement), en milieu subaquatique lacustre calme, même s'ils présentent parfois des petites figures de fluage et de convolutes, liées à des glissements limités du sédiment non induré. En plus de la

¹ Les « schistes bitumineux » ne sont en réalité pas des schistes, mais des argilites compactées qui se délitent en feuillets, et ils ne sont pas bitumineux dans la mesure où la matière organique, d'origine essentiellement algale (algues d'eau douce Botriococcacées) et accessoirement ligneuse, qui peut représenter jusqu'à 25 % en poids, n'est pas libre, mais évoluée sous forme de kérogène mêlé à la phase minérale. Les hydrocarbures ne peuvent être libérés qu'après craquage du kérogène à des températures de l'ordre de 450 °C.

matière organique d'origine algale, ils peuvent contenir des débris végétaux macroscopiques abondants (*Walchia*, *Callipteris*) à Vendenesse-sur-Arroux quelques km plus au Nord, sur la feuille Toulon-sur-Arroux.

Dans cette formation grise, les communautés végétales suivantes ont été distinguées (Gand, Courel, Debriette, 1992) :

- la communauté hygrophile, avec des cordaïtes, plusieurs espèces de *Pecopteris* (*P. cyathea*, *P. densifolia*, *P. integra*, *P. candolliana*, *P. clantoni*) et d'*Odontopteris* (*O. obtusa*, *O. dufresnoyi*). Cette flore de marécage est surtout composée d'espèces stéphaniennes, mais appauvrie et en faibles quantités ;
- la communauté hydro-hygrophile, avec *Sphenophyllum*, d'environnement palustro-lacustre, très réduite, tandis que les calamariacées (*C. cisti*, *C. gigas*, fluvio-lacustres) sont plus abondantes ;
- la communauté mésophile, du milieu exondé du domaine palustro-lacustre, avec des plantes pionnières (calliptéridés) ;
- la communauté mésophile et xérophile, abondante et en expansion, avec les coniférophytes, croissants en domaine bordier et des essences adaptées à la sécheresse (*Walchia*, *Ernestiodendron*, *Culmitzschia*).

La faune est représentée essentiellement par des poissons (écailles et os), les invertébrés (blattes, ostracodes, conchostracés, mollusques) étant par ailleurs très rares (Gand *et al.*, 1992).

Les affleurements les plus importants se situent dans le secteur des Contettes au Nord-Ouest de Gueugnon, où ils présentent des pendages de 35 à 65° vers le Sud-Est. Il est probable que ces faciès fins passent à des faciès gréseux vers la bordure nord du bassin.

r1C. Grès grossiers et conglomérats gris à galets de socle (Autunien grés-conglomératique) (140 à 300 m reconnus en sondages). Cette formation, bien développée plus au nord sur les feuilles Toulon-sur-Arroux et Montceau-les-Mines, n'affleure que dans l'angle nord-ouest de la carte, le long de la faille qui sépare le bassin permo-houiller du batholite de Luzy (Ouest et Nord-Ouest de Gueugnon).

Il s'agit d'arkoses à galets variés de socle, très peu évolués, puis de conglomérats très grossiers et hétérométriques, toujours à galets de socle pouvant atteindre 20 cm, formant des bancs assez réguliers plurimétriques. Ce faciès s'observe bien dans le virage de la D 60, 1 km à l'Ouest de Curdin. Vers le centre du bassin, les faciès sont moins grossiers et on trouve, toujours en bancs assez épais ravinant, des grès conglomératiques à fines intercalations d'argilites grises devenant beiges par altération.

L'épaisseur totale de ces dépôts est difficile à estimer car les coupes de terrain sont très fragmentaires. Les forages et puits réalisés plus au Nord dans le secteur de Pully (sondage de Rochefort et puits Championnet, feuille Toulon-sur-Arroux) ont traversé entre 140 et 300 m de cette série.

r2G. Série alternante argilo-gréseuse à niveaux conglomératiques de couleur rouge, grise et blanche (Saxonien) (épaisseur indéterminée sur la feuille Paray-le-Monial). Elle surmonte, apparemment sans discordance majeure, la série grise sous-jacente. La couleur rouge, brun-rouge ou violette s'y développe, mais la lithologie reste comparable à celle de l'Autunien grossier gris sous-jacent : arkoses, grès et conglomérats hétérogéniques plus ou moins rubéfiés, argilites rouges.

La flore est pauvre et très peu étudiée : sur la feuille Montceau-les-Mines, des « bois de dicotylédones » (Delafond, 1902), des « cordaïtes » (Tacnet, 1963) et des bois silicifiés ont été observés en rive gauche du lac de la Somme sur la feuille Montceau-les-Mines (Gand, 1993).

r2R. Argilites, siltites, psammites lie-de-vin, niveaux grés-conglomératiques, parfois décolorés (Saxonien rouge) (épaisseur minimale : 900 à 1000 m recoupés dans les sondages carottés des HBCM). Le Saxonien rouge est caractérisé par une coloration intense, rouge à lie-de-vin, même s'il subsiste des passées grises ou verdâtres. Il recouvre les formations sous-jacentes sur l'ensemble du bassin, puisqu'on le trouve par endroits en contact avec le socle (feuille Toulon-sur-Arroux), mais il ne semble pas qu'il y ait de discordance majeure avec la formation alternante.

Sur le plan lithologique, il apparaît que les faciès situés sur les bordures sont dans l'ensemble plus grossiers et épais que ceux du centre du bassin. En effet, le sondage Charles Michaud au sud-ouest de Gueugnon et ceux de Morillon et de Moulin-de-l'Aiguille, à l'ouest du précédent, ont traversé entre 900 et 1 000 m de grès, conglomérats et argilites rouges, sans atteindre le socle.

Les terrains qui affleurent sur la carte, dans les environs de Marly-sur-Arroux et de Perrecy-les-Forges, sont des argilites, pélites, psammites et grès lie-de-vin, les passées plus grossières étant rares. Les coupes sont inexistantes et c'est surtout d'après la couleur des terrains qu'il est possible de cartographier ces formations. Cependant, les observations faites en sondages montrent qu'il s'agit de séquences verticales monotones, se terminant par des niveaux fins et souvent tronquées par les dépôts ultérieurs (Gand *et al.*, 1992).

La flore correspond à une végétation arborescente à calamariacées (*Arthropytis*) et à gymnospermes (*Araucarioxylon*, *Cordaioxylon*, *Erystophyton*) (Tacnet, 1950, 1963 ; Broutin *et al.*, 1986). L'importance de la communauté méso-xérophile à coniphérophytes montre que les environnements fluvio-lacustres ont perduré, mais la faible fréquence des calamariacées indique que

le bassin a été surtout colonisé par les coniférales. La faune est très réduite : amphibiens, empreintes de traces de vertébrés (*W. hypnoïdes* ; Gand, 1981) et d'invertébrés.

• **Brèche siliceuse.** Ce faciès est d'extension très réduite, il s'observe exclusivement dans les grès rouges du Saxonien. La roche prend un aspect gris, quartzitique, avec des éléments silicifiés de même couleur. Quelques mouches de sulfures s'observent localement (cf. plus loin « Gîtes et indices minéraux »).

ℳ r1S, ℳ r2G, ℳ r2R. **Permien altéré.** L'âge des altérites permienes est probablement ancien. En effet, une longue période de pénéplanation s'installe après le dépôt des sédiments permien.

SECONDAIRE

(fig. 5 hors texte)

Du fait de la médiocrité des affleurements, les observations de terrain ne suffisent pas à elles seules à rendre compte de l'enchaînement des faciès et de la succession stratigraphique dans sa totalité. Les descriptions qui suivent font appel aux études citées dans le paragraphe « travaux antérieurs » ci-dessus, auxquelles de larges extraits sont empruntés. D'autre part, du fait de l'altération quasi-généralisée, certains contacts géologiques sont subjectifs et sont marqués en pointillés au sein des zones altérées et/ou colluvionnées.

TRIAS

tAv, tG, tA. **Grès arkosiques, argiles dolomitiques et marnes bariolées (Trias)** (environ 35 - 40 m à l'Est, 30 à 50 m au centre de la feuille, amincissement à environ 20 m entre les deux). Les formations triasiques affleurent principalement dans la moitié orientale de la feuille. Elles montrent des variations de faciès et d'épaisseur spectaculaires d'Est en Ouest, bien visibles sur la carte.

• **Variations de faciès et d'épaisseur.** À l'Est de la feuille (Nord de Baron), les grès arkosiques de base, parfois quartzitiques, se développent sur un peu plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur en une formation massive. Ils représentent l'équivalent des Grès inférieurs du Mâconnais dans lesquels des traces de reptiles ont été trouvées (Courel, *in* Debrand-Passard et al., 1984). Ils arment le relief des collines orientales de la feuille et supportent une vingtaine de mètres d'argiles bariolées. Le contact avec le socle cristallin ne s'observe nulle part, en raison des éboulis importants générés par l'horizon gréseux ;

– trois kilomètres environ vers l'Ouest et le Nord (zone Saint-Aubin-en-Charollais – Perrecy-les-Forges – Ciry-le-Noble), c'est le faciès argileux qui domine, intercalé vers la base de quelques bancs de grès décimétriques, souvent à ciment carbonaté, qui correspondent à leur homologues bien

développés de l'Est. Selon J. Courel (1970), les grès s'argilisent vers l'Ouest, ce qui expliquerait l'amincissement spectaculaire de cet horizon sur seulement trois kilomètres. Une variation d'épaisseur s'observe depuis le Sud (Nord de Saint-Aubin-en-Charollais : épaisseur cartographique de vingt mètres environ) vers le Nord (Perrecy-les-Forges, sondages HBCM : 30 à 50 m). Le contact discordant avec le socle cristallin sous-jacent s'observe en quelques endroits (*cf.* plus bas).

En l'absence de faune et bien que J. Courel (1970) ait rattaché les grès de base et les argiles bariolées respectivement au Muschelkalk et au Keuper, nous avons préféré adopter des notations de faciès tG et tA, respectivement, pour les faciès gréseux et argileux qui constituent des unités cartographiques. La notation tAv s'applique aux argiles violettes de base, situées entre le socle et les grès de base, qui ont été observées en deux points dans l'Est de la feuille.

En raison des conditions d'affleurement, les descriptions les plus complètes des formations triasiques nous sont données par les sondages. Un sondage, établi à Martigny-le-Comte décrit la série « orientale ». Quant à la série « centrale », elle est recoupée par les nombreux sondages des HBCM.

Description des séries triasiques

• Sondage de Martigny-le-Comte

Le sondage de Martigny-le-Comte (x : 752,55 ; y : 170,6) est implanté au nord de Baron, immédiatement à l'Est de la feuille, sur la carte Saint-Bonnet-de-Joux n° 601, cité *in* L. Courel (1970). De bas en haut et sur 36 m environ, il montre les termes suivants reposant sur le socle cristallin :

tAv. Argiles violettes de base (1,4 m). Argiles vertes et violettes à passées gréseuses arkosiques, ciment dolomitique. Elles n'ont été observées à l'affleurement qu'en deux endroits, au lieu-dit le Clou (x : 167,7 ; y : 748,52) au débouché d'un accès privé sur une petite route communale et dans une petite carrière à moitié remblayée en décharge, 700 m environ au Sud-Ouest de Célaire (x : 750,1 ; y : 168,75).

tG. Trias gréseux (12,6 m)

- grès argilo-calcaire feldspathique passant à un grès quartzeux feldspathique mal consolidé à ciment argileux blanc, plus calcaire vers le haut, intercalé de passées argileuses, mouches de galène (6 m) ;
- alternance de grès blancs et d'argiles vertes à lie-de-vin (2,8m) ;
- grès fin mal consolidé à ciment argilo-calcaire blanc, puis alternance de grès fin arkosique et d'argiles vertes, faciès plaqueté, pseudomorphoses de

sel gemme. Sur la feuille Paray-le-Monial, ce dernier terme est souvent consolidé (recristallisation du quartz), présentant un faciès quartzite.

tA. Trias argileux (22,1 m)

- argiles dolomitiques vertes, lie-de-vin ou bariolées (10,7 m) ;
- id., à nodules calcaro-dolomitiques, parfois gréseuses ;
- id., vertes à passées gréseuses.

• **Zone Saint-Aubin-en-Charollais – Perrecy-les-Forges – Ciry-le-Noble**

La série s'affine vers l'Est et varie de 30 à 50 m d'épaisseur. La formation gréseuse de base est plus ou moins individualisée et apparaît plutôt sous forme d'intercalations dans les argiles. Une succession représentative s'observe dans le sondage HBCM de Valtreize (x : 744,41 ; y : 178,51), à 2 km au SSE de Perrecy-les-Forges.

tG. Trias gréseux (19 m). Grès dolomitiques et sablons kaoliniques mélangés d'argiles bariolées.

tA. Trias argileux (21 m). Marnes bariolées entrecoupées de dolomie. La discordance du Trias sur le socle cristallin est bien visible en deux points près de Saint-Aubin-en-Charollais et de Palinges. Dans les deux cas il s'agit d'un banc de grès arkosique d'épaisseur métrique à décimétrique plus ou moins grossier à ciment carbonaté reposant sur le socle varisque aplani. Ce banc est surmonté d'argiles rouges ou bariolées.

- Saint-Aubin-en-Charollais : à l'extrémité sud d'un étang, 500 m à l'WSW du lieu-dit Nérot (x : 744,3 ; y : 168,3) ;
- Nord-Est de Palinges : en amont de l'étang du Fourneau, environ 10 m à l'Ouest du virage de la D 985 (x : 745,58 ; y : 175,10).

∞ **tA. Trias argileux altéré**. Voir discussion sur les altérites au chapitre « Tertiaire ».

t7. Grès blonds et argilites noires (Rhétien) (10 m, en moyenne, tendance à l'épaississement vers l'Est). Le Rhétien est un niveau très variable en épaisseur comme en faciès. Il se compose de grès blonds fins de granulométrie homogène en petits bancs souvent mal consolidés (aspect sableux), à grains émoussés, alternant avec des argiles schisteuses noirâtres à fréquents débris végétaux. Les proportions relatives des grès et argiles sont variables. Ces dernières se développent vers le Nord de la feuille (et dans la coupure Toulon-sur-Aroux située au Nord, Chèvremont et *al.*, à paraître), alors que vers le Sud et dans le centre de la feuille, le faciès « grès blonds » prédomine. Ce dernier correspond vers l'Est à un faciès de grès arkosique plus ou moins silicifié grossier à dragées de quartz centimétriques

et vers l'Ouest il s'intercale de bancs calcarénitiques grossiers. Ces deux faciès, observés sur le terrain, sont attribués au Rhétien en raison de leur position stratigraphique. À Roselay, juste au Nord de la feuille, l'intercalation dans la partie moyenne de calcaires et en particulier d'une lumachelle à *Anatina praecursa* annonce des faciès moins spécifiquement continentaux qui se développent vers le Nord. Le Rhétien se termine toujours par un niveau d'argilolite verdâtre à grains de quartz, dont l'épaisseur varie erratiquement de 1 à 5 m. Cet horizon semble indiquer la fin du cycle continental et témoigner de la pénélplanation des reliefs. La série qui suit montre une grande homogénéité due à une invasion uniforme marine ou laguno-marine (Y. Le Calvez et *al.*, 1960).

Trois affleurements attribuables au Rhétien (en l'absence de fossiles) s'observent sur la feuille :

- à l'Est, dans la zone de culmination topographique de la feuille (x : 750,125 ; y : 169,95) on observe le faciès « quartzite arkosique grossière à dragées de quartz », bien visible au bord de la route menant à Ciry-le-Noble, 2 km environ au NNE de Barnot ;
- au Nord, à la sortie sud de Perrecy-les-Forges, dans le sens Perrecy-les-Forges – Gévelard, dans le pré en pente au-dessus de la montée en courbe après la traversée de la D 60 (x : 744,075 ; y : 180,24), on observe, surmontant les argiles du Trias, trois bancs de grès blonds fins arkosiques de 40 cm d'épaisseur chacun, répartis sur une hauteur totale de 10 m. Immédiatement au Sud, une ancienne carrière de sable exploite ce niveau ;
- enfin à l'Ouest, dans un pré en pente situé 1 km au Nord-Ouest du village de Clessy (4,5 km environ au Sud de Gueugnon) (x : 733,25 ; y : 175,15) on observe, surmontant les argiles rouges du Trias sur environ 5 m d'épaisseur, une calcarénite grossière répartie en deux bancs inframétriques séparés par une lacune d'observation de 3 m.

LIAS

Lias inférieur

l1. Lumachelle à cardinies, marnes noires et calcaires sublithographiques (Hettangien) (6 à 10 m). Dans les sondages HBCM, l'Hettangien débute presque partout par une lumachelle calcaire riche en ostrea, cardinia et plicatula. R. Mouterde (*in* Le Calvez et *al.*, 1960) y a trouvé *Psiloceras plicatum*. Il signale à l'affleurement la présence d'oolites (Mouterde, 1953). Ce faciès est interstratifié de marnes noirâtres dont la couche supérieure est extrêmement riche en *Chlamys valoniensis*. Ce niveau se retrouve constant dans tous les sondages, 4 ou 5 m au-dessus de la base de l'Hettangien. Au sondage de Valtreize (x : 744,41 ; y : 178,51), il renferme quelques foraminifères mal conservés indéterminables de façon précise, appartenant aux

genres *Nodosaria*, *Marginulina* et *Frondicularia*. La partie supérieure de l'Hettangien qui vient ensuite appartient à la Zone à *Schlotheimia angulata*. Elle est beaucoup moins fossilifère. Elle se compose de bancs de calcaire sublithographique d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur alternant avec des marnes grises conchoïdales. Cette zone se termine par un ou deux hard-grounds : le banc de calcaire fin situé dans cette zone terminale est plus foncé et montre de nombreuses traces de vers.

Les affleurements d'Hettangien sont peu nombreux. Les trois meilleurs se groupent dans le centre nord de la feuille :

– 500 m au Nord de la ferme de Soumilly (5 km environ au Sud-Est de Perrecy-les-Forges) (x : 741,15 ; y : 177,1), on observe de bas en haut dans un pré, sur une épaisseur totale d'environ 10 m, un horizon de calcaire siliceux fin épais de 30 cm à grosses coquilles dont de nombreux pectinidés. Au-dessus, après une lacune d'observation d'environ 4 m, vient un calcaire marneux lumachellique à coquilles mal conservées qui passe latéralement à une lumachelle à petites gryphées dans une pâte beige. On est peut-être là déjà dans la base du Sinémurien. Encore 5 m au-dessus, vient le calcaire spathique à grosses gryphées du Sinémurien. Cet ensemble repose, après une lacune d'observation de 5 m (qui devrait correspondre au Rhétien), sur des argiles rouges intercalées de trois niveaux de grès grossiers arkosiques à ciment carbonaté attribuées au Trias ;

– sur la limite nord de la feuille, à cheval sur la feuille Toulon-sur-Arroux (x : 739,85 ; y : 181,56), on observe dans un champ labouré une dalle démantelée de lumachelle à pectens à patine rousse, épaisse de 10 cm, à débit noduleux centimétrique ;

– enfin, dans un pré en pente situé 1 km au Nord-Ouest de Clessy (4,5 km environ au Sud de Gueugnon) (x : 733,25 ; y : 175,15) l'affleurement de Rhétien précédemment signalé est surmonté, après une lacune d'observation de 3 m, par un banc de calcaire grossier gris-beige à coquilles dont de nombreux pectens, glauconie et entroques surmonté lui-même, après une lacune de 3 m, par les calcaires à gryphées du Sinémurien.

Le niveau discontinu à oolites ferrugineuses situé vers le sommet de l'Hettangien signalé sur la feuille adjacente à l'Est (Saint-Bonnet-de-Joux, Barrère et *al.*, 1971) n'a pas été retrouvé sur la feuille Paray-le-Monial.

l2. Calcaire gris-bleu spathique à gryphées (Sinémurien) (10-12 m). Il débute par un calcaire cristallin, d'abord à lits de marnes noires détritiques, assez rectilignes et peu de gryphées. Puis les bancs deviennent onduleux et les gryphées abondent sur deux mètres. Le calcaire cristallin se poursuit sur 5 à 6 m, avec des gryphées éparses de l'espèce *Gryphaea cymbium*. La partie supérieure de ce calcaire contient des nodules phosphatés et des ammonites. Ces dernières sont assez rares. On peut noter *Paltechioceras*,

Arnioceras, dans le banc phosphaté. Au-dessus de ce niveau, des couches de passage avec le Pliensbachien se développent par endroits : ce sont des calcaires noduleux à petites pseudo-oolites recristallisées ferrugineuses formant des points noirs. On y trouve quelques foraminifères à test entièrement recristallisé ou enrobé d'une sorte de gangue ne permettant aucune identification certaine. Le calcaire du Sinémurien constitue, après les grès du Trias, la deuxième barre dure de la série mésozoïque.

l3. Marnes noires gréséo-micacées, quelques intercalations calcaires (Pliensbachien) (environ 80 m). Le Pliensbachien affleure trop mal pour être détaillé en cartographie. Les descriptions ci-dessous sont des extraits de Y. Le Calvez et *al.* (1960) actualisés par R. Wernli (comm. pers., 1999) et dont nous conservons ici les subdivisions stratigraphiques, bien qu'elles ne soient pas d'utilité sur le terrain.

Carixien

Il est assez incomplet à la base, quoique constant (2,5 à 4 m) dans les sondages.

• **Le Carixien inférieur** débute par des marnes noires gréseuses qui constituent une véritable lumachelle de bélemnites avec *Belemnites (Hastites) clavatus*, *B. clavus* Stahl, *B. clavoides* Liss, *B. umbilicatus* Blain, *B. carinatus* Hehl. Ces marnes peu développées au Sud s'épaississent au Nord et à l'Est. Elles semblent appartenir déjà à la Zone à Davoei, car des *Aegoceras* apparaissent dans ces marnes, associées à des *Lytoceras*. *Aegoceras capricornu* se trouve de part et d'autre d'un banc calcaire d'une dizaine de centimètres, quelquefois associé à des *Lytoceras*. Après un niveau marneux à *Aegoceras*, un second banc calcaire contient des *A. capricornu* ou *A. lataecosta* moins nombreux associés à *D. davoei* et *L. henleyi*. Un banc calcaire verdâtre termine la Sous-zone à Davoei d'un mètre environ d'épaisseur.

La microfaune abondante et bien conservée tranche avec le mauvais état des quelques foraminifères signalés dans les couches inférieures. Il s'agit en grande partie d'individus à test calcaire appartenant à la famille des Nodosariidae : (*Lenticulina* à test déroulé en forme de crosse, *Planularia*, formes ancestrales de *P. cordiformis*) Terq., *Marginulina* du type *prima* d'Orb. avec ses variétés *acuta*, *gibbosa* et *praelonga* Terq., *Marginulina burgundiae* Terq., *Marginulinopsis matutina* d'Orb., *Nodosaria nitida* Terq. et *Frondicularia* représentée par une seule espèce, *F. brizaeformis*. À côté de ces formes à test calcaire, on doit mentionner quelques coquilles arénacées, *Ammodiscus siliceus* et *Annulina metensis* Terq.

• **Le Carixien supérieur.** La Sous-zone à *Oistoceras* se compose presque exclusivement de marnes plus feuilletées que celles de niveaux inférieurs,

annonçant déjà le faciès des marnes du Domérien. Une assez riche faune s'y trouve : *Oistoceras figulinum*, *O. omisum* et *O. angulatum* associées à *Zeillera numismalis*, *Belemnites clavatus* et *Rhynchonella curviceps*.

La microfaune, analogue à l'ensemble précédent est toutefois plus riche en espèces (voir tableau 2, en annexe). Les caractéristiques générales de ces deux faunes sont les mêmes, mais au Carixien supérieur apparaissent de nouvelles formes que l'on retrouve encore au Domérien inférieur, en particulier le genre *Pseudoglandulina* qui y atteint son apogée.

Domérien

• **Le Domérien inférieur**, très épais (55 m environ), se compose essentiellement de marnes feuilletées micacées où s'intercalent à la base, sur cinq mètres environ, des bancs calcaires pouvant se marquer par un ressaut dans le paysage. Ce niveau est assez fossilifère. En plus d'exemplaires d'*Amaltheus margaritatus* en général assez grosses, on trouve quelques *Grammoceras* cf. *normanianum*, des *Arietoceras* cf. *algovianum* et des bélemnites, surtout *B. clavatus*. Au-dessus les bancs calcaires deviennent plus rares et les fossiles aussi. Dix mètres au-dessus de la base, *A. margaritatus* apparaît encore mais soit en débris, soit sous forme de très petits individus. Enfin, la partie supérieure est formée de marnes feuilletées et bien micacées à fossiles extrêmement rares : *Venus pumilus*, *Harpax*, *Pecten*. Six mètres avant le sommet, on trouve une lumachelle de petits bivalves : myacées et cardium, puis une récurrence de marnes micacées très fines.

Les foraminifères du Domérien inférieur sont pour la plupart ceux du Pliensbachien supérieur augmentés de quelques formes nouvelles qui évolueront en général rapidement pour disparaître à la fin du Domérien supérieur. ainsi, à côté des *Marginulina* du type *prima*, des *Lenticulina* toujours en forme de crosse et des *Planularia*, des *Fronicularia*, des *Dentalina*, déjà connues dans les assises plus basses du Lias, nous voyons apparaître, d'une part toute une série d'espèces nouvelles se rattachant à ces mêmes genres, et d'autre part quelques formes non encore rencontrées.

Parmi les premières, il faut citer les *Pseudoglandulina* dont nous ne connaissons au Pliensbachien que *P. pupoides* et qui sont ici bien représentées ; les *Nodosaria* devenues beaucoup plus nombreuses ; enfin une nouvelle *Fronicularia* : *F. terquemi*.

Parmi les secondes il y a surtout des formes arénacées. En effet, à côté des quelques spécimens de *Eoguttulina liassica*, *Placopsilina* sp., *Spirophthalmidium concentricum* et *Cornuspira*, on recueille *Reophax*, des *Haplophragmoides* (malheureusement très déformés), des fragments de *Tolypammina* et surtout des *Problematina*. Ces dernières sont rapportées à *liassica* bien qu'elles

différent par un aplatissement général du test semblant avoir dans le Charollais une localisation stratigraphique différente de celle donnée par T. Barnard. Il les signale dans la Zone à Angulatum-Bucklandi et Davoei, alors qu'ici elles ne sont connues que dans la Zone à Margaritatus.

Tous ces foraminifères sont surtout abondants dans les couches de base à *A. margaritatus*. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série domérienne on constate une diminution du nombre des individus, peut-être en relation avec la nature micacée des sédiments. En effet les foraminifères se développent beaucoup plus difficilement dans les faciès riches en micas : ce fait a été observé dans des échantillons actuels recueillis au large des côtes bretonnes où la destruction des roches cristallines côtières contribue à l'enrichissement du fond en mica.

• **Le Domérien supérieur** (environ 20 m) consiste en une intercalation fine de différents termes marneux et calcaires. On observe, de la base vers le sommet :

- 0,5 m de calcaire ferrugineux ;
- 3,5 à 4 m de marnes grises micacées ;
- 1,5 à 1,7 m de calcaire marneux détritique se terminant par une lumachelle de petits bivalves : *Cardium*, *Monotis aequivalvis*, *Venus* et *Nucula* ;
- 7 à 8 m de marnes psammitiques ;
- 2 à 2,5 m de calcaires ferrugineux ;
- 1 à 3 m de marnes fines micacées ;
- 4 à 5 m de calcaires gréseux à passées marneuses annonçant le Toarcien. Le passage se termine par un banc de grosses entroques.

La microfaune est beaucoup moins riche que dans le Domérien inférieur, tant au point de vue du nombre des genres et des espèces qu'au point de vue du nombre des individus. Si les *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Dentalina* y sont encore assez bien représentées, les *Pseudoglandulina* et les *Fronicularia* y deviennent rares et un certain nombre d'autres genres ont complètement disparu. *Involutina liassica* s'éteint à la fin de Domérien. Il est donc particulièrement malaisé de séparer par la microfaune la Zone à Margaritatus de la Zone à Spinatus, sinon par des éléments négatifs car la faune s'appauvrit, des formes disparaissent sans être pour autant remplacées par d'autres (voir tableau 3, en annexe). On arrive semble-t-il au terme de l'évolution d'une faune qui, apparue dans le Charollais au début du Pliensbachien, s'est considérablement accrue au Domérien inférieur et s'éteint progressivement au Domérien supérieur, ne laissant subsister au Toarcien qu'un très petit nombre d'espèces.

13. **Pliensbachien altéré**. Voir discussion sur les altérites au chapitre « Tertiaire ».

Toarcien

14. **Schistes carton , marnes noires micacées, calcaire gris micro-cristallins (Toarcien)** (26 m recoupés en sondage, 30 à 40 m au total). Il n'a pas été subdivisé sur la carte ; nous reprenons ici les descriptions de Y. Le Calvez et *al.* (1960), avec leurs subdivisions.

- **Toarcien inférieur** (4 m). Il se présente sous le faciès « Schistes carton ». Il débute, comme dans le Jura et le Morvan, par un banc brunâtre riche en *Aptychus* et écailles de poissons. Les fossiles sont surtout des posidonomyies : *Steimannia bronni* et des *Dactyloceras*. La microfaune est inexistante dans le Charollais.

- **Toarcien moyen** (5 m). Il est formé de marnes noires feuilletées où *Hildoceras bifrons* abonde, d'abord associé à la base à *Harpoceras falciferum*, puis seul et enfin remplacé dans la partie supérieure par des *Maconiceras* : *Maconiceras soloniacense* Liss et des *Haugia* : *Haugia variabilis* localement associé à *Coeloceras crassum* Ph. et *Lytoceras cornucopiae*. C'est dans ce niveau qu'apparaissent les premiers foraminifères : des *Lenticulina* du groupe *dorbignyi*, des *Nodosaria*, de très nombreuses *Citharina* et *Falsopalmula*.

- **Toarcien supérieur**

1 - Zones à Bonarelli et à Diaspensum (17 m recoupés en sondage). Marnes noires micacées. La Zone à *Grammoceras* montre à la base *Grammoceras thouarcense* d'Orb. associé à *Belemnites irregularis* Schl. qui, comme dans le Jura, marque la base du Toarcien supérieur. Au-dessus, la Zone à *Pseudogrammoceras* possède une faune assez riche : *P. latescens*, *P. quadratum*, *P. expeditum*. La Zone tout à fait supérieure à *Phlyseogrammoceras* a été érodée dans le sondage de Fautrenne (x : 742,95 ; y : 177,02) avant le dépôt des terrains cénozoïques.

La microfaune du Toarcien supérieur (voir tableau 4, en annexe) fournit un ensemble de genres et d'espèces nouveau par rapport aux couches inférieures, ce qui lui confère un aspect très caractéristique. À côté des *Citharina*, grandes formes à l'ornementation délicate ou accusée, des *Lenticulina* (*L. polygonata*, *L. subalata*) ayant perdu leur aspect de crosse pour s'enrouler complètement, des *Nodosaria*, *Flabellina*, *Falsopalmula*, etc., il faut signaler quelques faunes particulièrement intéressantes :

- ce sont d'abord des *Thuramina jurensis* et *subfavosa* de Franke. L'auteur rapporta à ce genre spécifiquement arénacé de petits organismes calcaires, épineux ou réticulés qui ne sont peut-être même pas des foraminifères, mais dont l'intérêt stratigraphique est indéniable car ils n'ont été rencontrés que dans la Zone à *Grammoceras* ;

- ensuite de petites coquilles abondantes dans tout le Toarcien supérieur du Charollais, qui semblent correspondre au genre *Reinholdella* de Hofker ;

– enfin les *Ammobaculites* que l'on peut rapporter à *fontinensis* Terq. avec beaucoup de réserve, qui semblent surtout localisées dans la Zone à Grammoceras.

2 - Zones à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis* (environ 10 m ?). Les sondages HBCM n'ont pas recoupé ce terme du Toarcien supérieur. Il a été décrit par contre en sondage sur la feuille Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère et *al.*, 1971), où il fait une dizaine de mètres d'épaisseur. Il comporte des calcaires gris microcristallins intercalés d'argilites noires plus ou moins micacées. Il devient plus massif vers le haut et comporte vers le sommet des calcaires gris verdâtres, puis beiges contenant des quartz détritiques et des débris fins roulés. Il n'a pas été distingué sur la feuille Paray-le-Monial.

14. **Toarcien altéré.** Voir discussion sur les altérites au chapitre « Tertiaire ».

DOGGER

j1-2. Calcaires jaunes à entroques, oolites ferrugineuses, marnes et calcaires marno-siliceux (Aalénien - Bajocien) (30 à 40 m). La barre aaléno-bajocienne constitue un ensemble cartographique homogène et épais qui forme le troisième niveau dur de la série mésozoïque (les deux premiers étant, rappelons-le, les grès du Trias et le calcaire à gryphées du Sinémurien). L'Aalénien et le Bajocien sont groupés, car la sédimentation calcaire est de même type et la limite entre les deux étages n'a pas été observée à Paray-le-Monial. À l'Est, sur la feuille voisine Saint-Bonnet-de-Joux (n° 601), celle-ci est parfois marquée par une surface d'érosion ferruginisée, souvent absente, qui passe au sein de la barre des calcaires à entroques (Barrère et *al.*, 1971).

R. Mouterde (1953) décrit une bonne coupe dans la région de Charolles où les calcaires aaléno-bajociens forment une falaise en rive droite de l'Arconce (limite sud-est de la carte) ; les termes élevés s'observent à Clessy au lieu-dit les Carrières, dans une carrière abandonnée (x : 733,3 ; y : 174,4) ; au Nord de Paray-le-Monial, le calcaire à entroques s'observe dans les carrières abandonnées de Bragny-Saint-Vincent, au centre de la feuille (notamment x : 737,2 ; y : 172,2), où il est daté du Bajocien moyen.

Bien que les différents termes de l'Aaléno-Bajocien n'aient pas été différenciés en cartographie, faute d'affleurement de qualité, nous décrirons chaque terme séparément en nous appuyant sur les travaux de R. Mouterde (1953).

• **Aalénien supérieur** (environ 4 m). Le faciès des calcaires à entroques démarre à l'Aalénien supérieur, dans la zone d'ammonites à *Lioceras opalinum*. Elle est constituée de biocalcarénites fines de couleur jaune à encrines, bryozoaires, entroques, avec des pellets et intraclastes divers. La roche présente une patine ocre.

• **Aalénien p.p. – Bajocien inférieur et moyen** (22 m). En principe au-dessus d'une surface de discontinuité ferruginisée souvent absente ou non repérable, le calcaire jaune à entroques présente des faciès variés : calcarénite gris bleuté en bancs décimétriques et joints noduleux à débris de coquilles, bryozoaires et fossiles (dont rhynchonelles et polypiers, notamment), plus haut des biocalcarénites friables à stratifications obliques, calcédoine, entroques, lits à polypiers. Vers le sommet, on trouve *Stephanoceras humphriesianum* et *Normannites orbigny*.

Les foraminifères comprennent *Lenticulina quendstedti*, *Spirillina*, *Paal-gowella* et le développement de *Citharina clathrata*.

• **Bajocien supérieur** (17 m signalés). Le faciès des calcaires à entroques se termine par une surface de discontinuité ferruginisée. Il est suivi par un épisode de calcaires marneux à oolites ferrugineuses correspondant à la Zone à *Strenoceras niortense* (environ 2 m).

Dès ces niveaux les foraminifères voient apparaître *Lenticulina turicarinella*, *Flabellamina althofi*, *Vernerilinoïdes mauritii*.

Nous avons différencié en cartographie deux faciès remarquables du Bajocien supérieur que l'on peut repérer sur le terrain :

– j2ch. **Faciès siliceux à chailles (bajocien supérieur)** (environ 5 m observés). Vient ensuite un faciès marneux et marno-siliceux. Ce dernier ne s'observe sur la feuille qu'à l'état altéré, sous forme de sable à chailles : une altération lessivante latéritique entraîne notamment une décarbonatation du sédiment, ne laissant subsister qu'un sable ultrafin jaunâtre constitué de silice organique (spicules de spongiaires, principalement). La structure sédimentaire, conservée et compactée par l'altération, consiste en fines lamines horizontales. Les chailles, jaunâtres, contournées et cavernueuses peuvent atteindre le demi-mètre (Zone à *Garantia garanti*). Elles piègent la matrice sableuse dans leurs cavités internes. L'âge et les modalités de cette altération sont discutés en fin de chapitre. Le faciès à chailles a été observé en deux endroits de la feuille : à Clessy (4,5 km environ au Sud de Gueugnon, x : 733,25 ; y : 175,15) dans une carrière abandonnée et au lieu-dit les Rondots dans un talus de route (x : 735,62 ; y : 176,95).

– j2l. **Lumachelle à oolites ferrugineuses (Bajocien supérieur)** (environ 2 m observés). Nous avons distingué dans la région de Champlécy (angle sud-est de la carte), quelques mètres au-dessus du calcaire à entroques aaléno-bajocien dont il est séparé par une lacune d'observation, un horizon peu épais (1 à 2 m visibles) de calcaires beiges marneux en petits bancs noduleux à coquilles, serpules et pisolites – oolites ferrugineuses. Nous y avons récolté *Prosisphinctes* cf. *phanerus* (Brookman) qui appartient à la Zone à *Parkinsonia* (Sous-zone à *Densicosta* ?) du Bajocien supérieur (détermination C. Mangold). C'est le Bajocien le plus élevé reconnu sur la feuille.

j1-2. **Aalénien p.p. - Bajocien altéré.** Cf. discussion sur les altérites au chapitre « Tertiaire ».

j2s-5. **Marnes et calcaires marneux (Bajocien supérieur - Oxfordien inférieur) sous colluvions.** Cette notation, qui regroupe tous les termes sus-jacents à j1-2, correspond à des terrains situés stratigraphiquement au-dessus des calcaires à entroques, reconnus sous colluvions par le sondage S13, dans le prolongement des terrains notés j2l et j3-5 à l'ENE de Champlécy. Ils consistent en marne beige à débris de calcaires marneux beige clair sous 7 m d'isaltérite colluvionnée.

j3. **Calcaires marneux et marnes blanches (Bathonien)** (environ 4 m visibles). Nous n'avons pas reconnu le Bathonien au cours de nos levés. Dans une carrière abandonnée située à Champeaux (x : 738,85 ; y : 171,2), R. Mouterde (1953) signale, sur environ 4 m d'épaisseur, un affleurement de calcaire marneux et de marnes blanches couronné de 20 cm de calcaire blanc plaqueté qui présente des faunes du Bathonien inférieur sommital, rattachable au sommet des calcaires jaunes à *Zigzagoceras arbustigerum* du Mâconnais. Cet affleurement remarquable, bien qu'il ne soit plus observable en raison de la dégradation de la carrière, a été malgré tout reporté sur la carte géologique, en raison de son intérêt pour la connaissance régionale.

La carte géologique à 1/80 000 Charolles (Alb. Michel-Lévy, 1940) indique du Bathonien inférieur (région de Saint-Vincent-Bragny, entre Bourbince et Oudrache, zone centrale de la feuille), mais selon R. Mouterde (1953), il s'agit généralement de calcaire marneux à *Parkinsonia parkinsoni*, c'est-à-dire du Bajocien supérieur élevé.

R. Mouterde (1953) signale que des affleurements dispersés dans la région de Saint-Léger-les-Paray (Nord de Paray-le-Monial) appartiendraient au Bathonien par leur faciès, mais la région étant très couverte, il ne serait pas possible selon lui de raccorder stratigraphiquement ces affleurements et donc d'affirmer leur âge. Nous n'avons identifié aucun de ces affleurements au cours de nos levés.

En conclusion, pour R. Mouterde (1953), le Bathonien du Charollais est très réduit.

DOGGER - MALM

j3-5. **Marnes et calcaires marneux (Bathonien - Callovien - Oxfordien inférieur)** (environ 35-40 m). Un ensemble de marnes et calcaires marneux s'étendant à l'Ouest et à l'WNW de Champlécy (angle sud-est de la carte) a livré un ensemble de faunes, à l'affleurement et en sondages,

s'étageant du Bathonien à l'Oxfordien, sans qu'il soit possible de délimiter ces différents étages sur le terrain. Ces observations constituent un fait nouveau, la série mésozoïque du Charollais étant classiquement réputée ne pas dépasser l'extrême base du Bathonien dans la région (Mouterde, 1953).

Les points les plus remarquables sont les suivants :

– le sondage S18 (x : 747,875 ; y : 163,880 et carte) a livré une faune d'os-tracodes du **Bathonien supérieur** : *Schuleridea* (*Eoschuleridea trigonalis* (Jones), *Lophocythere* cf. *carinata* Blaszyk ou *ostreata* (Jones et Sherborn) (dét. R. Sauvagnat) ;

– à 1,5 km à l'WNW de Champlécycy (x : 748 ; y : 165,65), les marnes et calcaires marneux rognoneux beige rosé à coquilles ont livré, outre des rhynchonelles, térébratules, pholadomies et oursins, une faune d'ammonites du **Callovien inférieur** (C. Mangold) : il s'agit de *Dolikephalites typicus* (Blake), *Kamptokephalites* sp., *Choffatia* (*Choffatia*) sp., *Macrocephalites* sp. juv., *Rhemannia* (?) sp. et d'un Hecticoceratinée (?) ;

– au Sud de Champlécycy, dans le fossé de la D 25 (x : 746,95 ; y : 164,61), nous avons observé malgré les difficultés d'affleurement, reposant sur les calcaires marneux à oolites – pisolites ferrugineuses du Bajocien supérieur (j2l), la coupe suivante du haut en bas :

- . 1,5 m de calcaire marneux rognoneux beige rosé à coquilles ;
- . 1 m de marne beige ;
- . 3 à 4 m de marnes grises.

Les marnes grises ont livré quelques côtes mal conservées de *Hecticoceras* (?), donnant un âge **Bathonien supérieur** ou plus vraisemblablement **Callovien** (dét. C. Mangold). Le calcaire marneux sus-jacent a livré un Perisphinctidé et *Plasmaticeras* (?) sp. de l'Oxfordien supérieur élevé (Zone à *Cordatum*) (dét. R. Enay).

TERTIAIRE

*A*tA, *A*13, *A*14, *A*j1-2. Formations altérées, partiellement remaniées.

Les formations géologiques formant le substratum des dépôts du Sidérolitique (cf. ci-dessous) sont toujours altérées sur une épaisseur importante. Ces altérations, de type latéritique, seraient contemporaines de la période de mise en place du « Sidérolitique », c'est-à-dire entre le début du Tertiaire et l'Éocène supérieur.

Toutefois, il n'est pas exclu qu'une partie des altérations observées se rapporte à la période du Crétacé inférieur, les altérations latéritiques de cette période ayant une large répartition en France. Nous n'avons cependant pas identifié sur la feuille de témoins de Crétacé supérieur pouvant sceller d'anciens profils latéritiques.

Dans les marnes noires du Lias (Pliensbachien et Toarcien), on rencontre en sondages des profils d'altération épais parfois de plusieurs dizaines de mètres. La roche oxydée, décolorée, passe vers le haut du noir luisant au gris mat, puis à un ensemble de couleurs gris-rouille à beige-marron ou kaki caractéristiques ; les pollens sont détruits ; la décarbonatation est responsable de la dissolution des fossiles calcaires ; la texture feuilletée des marnes disparaît près de la surface ; les insolubles (Fe-Si-Al) se concentrent et les argiles recristallisent en kaolinite.

Le résultat net de ce processus d'altération est la formation d'argiles dont certaines peuvent avoir une importance économique (terre cuite, céramique). Sur les versants, la roche, désorganisée, subit un remaniement plus ou moins complet, dès lors que le profil topographique est tant soit peu incliné. Les déterminations de surface deviennent impossibles.

e. Sables mastic, argiles, silcrète (Éocène sidérolitique) (quelques mètres à 20-30 m observés). Une formation sableuse, parfois argileuse, de couleur beige mastic caractéristique, homogène, de grain fin à moyen, jamais carbonatée, s'observe dans plusieurs zones de la feuille Paray-le-Monial. Elle forme la surface du relief situé entre les vallées de l'Oudrache et de la Bourbince, depuis le Nord de Paray-le-Monial jusqu'à Perrecy-les-Forges (« Plateau central »). En rive gauche de la Bourbince, elle constitue une série de petites surfaces horizontales disséquées s'étendant du Sud au Nord depuis le bois de Bornat jusqu'à Digoine. Enfin, à Clessy (4,5 km environ au Sud de Gueugnon, x : 733,25 ; y : 175,15), à la base d'un champ en pente, une petite surface de sables argileux rouges s'intercale entre les cailloutis de base du Bourbonnais qui la surmontent et les sables jaunes à chailles du Bajocien supérieur qu'elle ravine. Le rattachement de ces surfaces au Sidérolitique, bien qu'il ne soit pas étayé par un argument chronostratigraphique décisif, est suggéré par un certain nombre d'arguments : faciès, superposition systématique à des profils d'altération latéritique, recouvrement local par des silcrètes régionalement rattachées à l'Éocène supérieur, absence des minéraux volcaniques mondoriens.

La formation sableuse repose généralement sur les argiles altérées du Lias. Notamment, dans le Plateau central, à 4,5 km au Sud-Ouest de Palinges, près du lieu-dit Les Baraques non loin de la N70 (x : 741,712 ; y : 171,175), une ancienne carrière pour argile à faïence montre la coupe suivante du haut en bas :

- 5 m de sable beige pâle non consolidé (Sidérolitique) ;
- 1 m de chailles résiduelles (non remaniées) dans une matrice sableuse fine ;
- 5 m d'argile grise feuilletée ;
- 1 m visible d'argile noire.

Le niveau sableux à chailles est interprété comme l'horizon des sables à chailles (faciès j2ch) du Bajocien supérieur, ici en formation résiduelle. Les

argiles sous-jacentes correspondent aux marnes noires du Toarcien altérées et décarbonatées. On voit dans cette coupe que les formations du Sidérolitique reposent sur une formation argileuse préalablement altérée.

Les éléments figurés sont en quantité très variable dans le Sidérolitique. Généralement, la matrice sableuse est seule présente. On y trouve toutefois localement des silex rubéfiés, poreux et altérés à cœur (silex « épuisés »), des silex rouges d'aspect jaspeux, des plaquettes de goëthite démantelées d'épaisseur centimétrique et très localement, une silcrète.

Comme c'est le cas général au-dessus du Sidérolitique, on observe fréquemment au sommet de ces dépôts des silicifications supergènes ou silcrètes. Sur la feuille Paray-le-Monial, celles-ci s'observent dans une zone restreinte de la partie orientale du Bois du Moulin-Chipot, au Sud de Saint-Aubin-en-Charollais, où l'on trouve une carapace démantelée de **silcrète** épaisse d'environ 10 cm (*cf.* carte). Elle contient des éléments de quartz anguleux noyés dans une matrice siliceuse couleur mastic ; cette matrice représente une ancienne matrice argileuse provenant de phénomènes d'illuviation argileuse dans les sables sidérolitiques. La silicification a ensuite affecté ce sable argileux pour donner une roche très dure, d'aspect lustré, au faciès caractéristique, typique des silcrètes éocènes décrites par Thiry (1988).

g2-m1. Marnes et calcaires (Oligo-Miocène) (70 m apparents environ). La pénurie d'affleurements n'a pas permis d'apporter d'argument chronostratigraphique pour la datation de cette formation². L'âge, rapporté au Chattien-Aquitainien *pro parte*, est établi par analogie et continuité avec la formation de même faciès et situation sur la feuille n° 599 : Dompierre-sur-Besbre (Delfour et *al.*, 1989), d'ailleurs datée elle-même par analogie avec les cartes géologiques 576 Bourbon-Lancy, 598 Moulins et 621 Saint-Pourçain-sur-Sioule. Sur la feuille Dompierre-sur-Besbre, L. Clozier (*in* Delfour et *al.*, 1989) distingue les deux formations classiques reconnues par de nombreux auteurs (Dolfus, 1894, 1910, 1923 ; Giraud, 1902 ; Dangeard, 1933, Bertrand-Sarfati et *al.*, 1966 ; Rey, 1964, 1967, 1970, 1971, 1972 ; Bussièrre et Pelletier, 1973 ; Gorin, 1974, 1975 ; Etienne, 1977, 1981), l'une sablo-argileuse développée dans le Nord et son équivalent marno-calcaire plus développé dans le centre du bassin, c'est-à-dire le Sud et l'Est.

² Un sondage mototarière effectué par le BRGM au cours de la campagne de levés cartographiques a cependant apporté des éléments de datation. Il s'agit du sondage S103, situé sur la bordure sud de la carte, au SSE de Digoin, près de la D 982 (x : 729,42 ; y : 161,44) qui a rencontré à 7 m des marnes et calcaires renfermant une faune de characées. Il s'agit d'une forte population de *Nitelopsis* (*Tectochara*) groupe *meridiani*, accompagnée de plusieurs *Rhabdochara* groupe *langeri*. Cette association caractérise un horizon qui s'étend de la partie supérieure de la Zone à Ungeri à la partie inférieure de la Zone à berdotensis, c'est-à-dire en termes de mammifères, de MP27 à MN2a. Soit du Chattien supérieur à l'Aquitainien moyen (détermination J.-P. Berger, Université de Fribourg). Cette détermination est très importante, c'est en effet la seule qui confirme l'âge de la formation oligo-miocène sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial.

Sur la feuille Paray-le-Monial, seule la formation marno-calcaire a été reconnue. Deux affleurements de calcaire blanc attribués à l'Oligo-Miocène y ont été observés : l'un, situé à l'Ouest de Paray-le-Monial (x : 733,475 ; y : 164,45, au Sud de la N 79) a été excavé lors des travaux routiers pour le contournement de Paray-le-Monial. Il montre une masse de calcaire blanc construit, caverneux, drapé par le conglomérat de base du Bourbonnais ; l'autre s'observe à la faveur d'un petit thalweg descendant vers la vallée de la Loire (x : 728,8 ; y : 162,08, au Sud-Est de Digoïn, près de la D 982, lieux-dits Tranche-Gorge – Le Pontet) qui en taille un horizon de calcaire blanc à pâte fine, beige rosé à la cassure, surmonté par le conglomérat de base du Bourbonnais. Ces masses de calcaires concrétionnés forment de petits édifices au sein des marnes. Elles sont générées par une activité organique végétale, mise en évidence par J. Bertrand-Sarfati et *al.* (1966) (algues bleues, mousse, végétaux supérieurs) associée à une activité animale (larves d'insectes, gastéropodes) en milieu lacustre (Donsimoni, 1975). Hormis ces deux affleurements, aucune coupe fraîche de plus de 50 cm d'épaisseur ne permet d'observer l'Oligo-Miocène. Des formations marno-calcaires lacustres attribuables à l'Oligo-Miocène ont par contre été recoupées par plusieurs sondages du BRGM (voir carte).

PLIO-QUATERNAIRE

RH. Surface complexe résiduelle à éléments plio-quaternaires et tertiaires. Dans la région sud-est de la feuille, entre Fontenay et Le Champ Moreau, affleure en sommet de plateau une surface complexe résiduelle à blocs épars comprenant les éléments figurés suivants :

- des galets arrondis de silex provenant du Bourbonnais (*cf.* ci-dessous) ;
- des fragments rubéfiés de chailles jurassiques, pouvant provenir de l'horizon j2ch et correspondant aux silex poreux rubéfiés à cœur du Sidérolithique (*cf.* ci-dessus) ;
- des fragments de silcrètes du Sidérolithique (*cf.* ci-dessus).

Elle correspond à l'emboîtement des surfaces sidérolithique et bourbonnaise démantelées. Les sondages mototarière effectués dans cette surface montre qu'elle repose sur différents termes du Jurassique moyen altérés.

Formation des sables et argiles du Bourbonnais

FL, FL1, FL2, RFL. **Formations des sables et argiles du Bourbonnais. Cailloutis, sables et argiles (Pliocène)** (40 m environ). On ne connaît aucun bon affleurement de Bourbonnais sur la feuille Paray-le-Monial. Il s'observe principalement dans les talus de routes ou à la faveur de champs labourés, très peu nombreux. La dimension verticale des coupes de fronts

de carrière manque totalement. Sur la feuille voisine Dompierre-sur-Besbre, située à l'Ouest, le Bourbonnais couvre les trois quarts de la surface. L. Clozier (*in* Delfour et *al.*, 1989) y reconnaît cinq formations cartographiques, comprenant schématiquement un terme inférieur conglomératique à gros galets (diamètre 2-20 cm, exceptionnellement 30 cm), un terme moyen fluvial à chenaux complexes pouvant renfermer plusieurs formations et un terme conglomératique supérieur à galets de taille moyenne (diamètre 2-10 cm), surmonté éventuellement d'une autre formation. Nous renvoyons à la notice de cette feuille pour une discussion et des descriptions approfondies de ces formations (L. Clozier *in* Delfour et *al.*, 1989). Sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, deux formations cartographiques peuvent être distinguées, correspondant respectivement aux termes inférieur conglomératique et moyen fluvial chenalissant (*pro parte*) de Clozier (*in* Delfour et *al.*, 1989) soit :

- une formation de base sableuse à galets (environ 5 à 30 m) (FL1, terme inférieur conglomératique) ;
- une formation sablo-argileuse (environ 5 à 15 m) (FL2, terme moyen fluvial à chenaux).

En Limagne et Sologne bourbonnaise, les Sables et argiles du Bourbonnais s'inscrivent dans les bassins d'effondrement oligocènes, excepté dans le Sud du territoire de Dompierre-sur-Besbre et sur celui de Paray-le-Monial où ils sont plus étendus, puis qu'ils reposent indifféremment sur tous les termes de la série stratigraphique, depuis le socle cristallin jusqu'à l'Oligo-Miocène.

Les matériaux se mettent en place à partir des bordures, suivant de vastes chenaux dans lesquels dominent les apports locaux. L'écoulement longitudinal de type permanent l'emporte dans les axes des vallées de la Loire et de l'Allier pliocènes qui préfigurent les axes des cours d'eau actuels.

Sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, ainsi que partiellement sur celui de la feuille Dompierre-sur-Besbre, les formations du Bourbonnais sont en position d'apports latéraux, ainsi que l'attestent la disposition en chenaux des sables à galets et la diminution du nombre d'unités cartographiques vers l'Est. La direction d'écoulement des chenaux, calquée sur celle de l'extension des plateaux du Bourbonnais, serait grossièrement du NNE vers le SSW, parallèle aux axes des cours d'eau actuels : Arroux, Oudrache, Bourbince *pro parte*.

J. Tourenq et *al.* (1978), Tourenq et Turland (1982) ont établi, par l'étude des minéraux volcaniques inclus dans les formations du Bourbonnais, que la mise en place de ces dernières sont contemporaines du volcanisme du Mont Dore, daté entre 3,2 et 2,7 Ma (*cf.* aussi Clozier *in* Delfour et *al.*, 1989, p. 65-66). Ce massif volcanique, situé environ à une centaine de kilomètres au Sud-Ouest, a envoyé dans l'atmosphère, lors de ses émissions

paroxysmales, des panaches de cendres contenant notamment des particules minérales en suspension : sphères, zircons éruptifs et/ou quartz de ponces éoliens qui se sont incorporés au matériau bourbonnais. Or, sur la feuille Paray-le-Monial, ce cortège minéral est toujours incomplet (on trouve éventuellement les zircons), voire absent, alors qu'il est assez constant sur la feuille voisine à l'Ouest, Dompierre-sur-Besbre. On peut tenter d'expliquer ce caractère minéralogique atypique par la position distale de la feuille Paray-le-Monial par rapport au bassin, dans une situation marginale qui serait défavorable à la bonne conservation des minéraux (régime torrentiel) ; à moins que la région ne soit trop éloignée physiquement de la source des minéraux et que ces derniers ne soient trop dispersés pour se déposer en cortèges significatifs ; à moins encore que la mauvaise qualité des affleurements n'induisse un biais d'échantillonnage. Les Sables et argiles du Bourbonnais reprenant entre autres des stocks très anciens générés par des phases d'érosion précédentes (Le Ribault et Tourenq, 1972), on peut se demander dans quelle mesure ceux-ci auraient pu être protégés de la contamination minéralogique éolienne.

FL1. Terme inférieur conglomératique (5 à 30 m). Il contient des galets de 2-20 cm de diamètre, exceptionnellement plus, à silex largement dominants, quartz et éléments variés du socle varisque, rarement de la série sédimentaire post-varisque (à l'exception, à l'Est, des arkoses du Trias). Le silex est blond, à patine noire luisante ou mate, et présente souvent des traces en « coup d'ongle ». Certains de ces silex ont un aspect tuberculé et vacuolaire (dissolution de la silice) et sont blanchis en périphérie ; d'autres sont gris, poreux et altérés à cœur (silex « épuisés »). La matrice est sableuse, de grain moyen à grossier sub-anguleux à sub-arrondi, quartzo-feldspathique, présentant un faciès typique « gros sel » dû à l'abondance des cristaux de feldspath légèrement anguleux.

Le terme inférieur conglomératique est d'épaisseur très variable. Il est très développé dans le plateau de l'Ouest, entre La Motte-Saint-Jean et le Nord de Curdin, ainsi qu'en rive gauche de l'Arroux, au Nord-Est de Digoïn où il atteint une trentaine de mètres d'épaisseur dans la partie sud du plateau situé entre l'Arroux et l'Oudrache. Par contre, dans la partie sud de la feuille, en progressant vers l'Est depuis Digoïn vers Paray-le-Monial et Charolles, il s'amenuise progressivement pour ne plus être discernable dans la forêt de Charolles (où il est noté FL, cf. ci-dessus).

FL2. Terme moyen fluviatile à chenaux (5 à 15 m). En l'absence d'affleurements corrects sur la feuille Paray-le-Monial, ce terme est défini par la présence de sable quartzo-feldspathique « gros sel » et d'argile, ainsi et surtout que par l'absence de galets en quantité importante. Elle surmonte la formation FL1 conglomératique. Le caractère fluviatile à chenaux de cette formation s'observe en dehors de la carte, sur la feuille Dompierre-sur-Besbre

où elle est entaillée par quelques carrières. On y observe des chenaux métriques à décamétriques, dont les stratifications obliques sont soulignées par des cailloutis et qui admettent des lentilles d'argile plus ou moins développées avec des bois flottés, dont certaines peuvent avoir une importance économique (faïence). Nous renvoyons le lecteur à la notice de cette feuille.

FL. Bourbonnais indifférencié (10 à 20 m). Le plateau de la forêt domaniale de Charolles et ses annexes vers le Nord-Est sont constitués de matériau sablo-argileux quartzo-feldspathique d'aspect « gros sel » (*cf.* plus bas). Des cailloutis (galets de silex, principalement, mais aussi divers éléments du socle cristallin varisque et plus récents) s'observent dans les fonds de ruisseaux et sur le pourtour du plateau, sans qu'il soit possible de leur assigner un horizon bien défini. En sondages, ces cailloutis apparaissent dispersés dans la matrice sablo-argileuse. On pourrait avoir ici, soit le terme moyen, soit une évolution latérale avec télescopage des formations. Il est également possible que le conglomérat inférieur soit de distribution plus réduite (chenaux) que le membre moyen.

RFL. Bourbonnais résiduel (voile métrique). Le Bourbonnais résiduel s'observe en rive gauche de la Bourbince, à l'Est de Paray-le-Monial. C'est un voile de cailloutis à très forte prédominance de galets de silex usés de 10-20 cm de diamètre, qui recouvre les pentes de la vallée. Ce voile ne correspond pas à un colluvionnement, car le plateau à l'Est, qui pourrait fournir les colluvions, est développé sur les altérites du Lias.

Formations alluviales

F, Fw, Fx, Fy, Fy-z, Fz. **Formations fluviales. Limons, sables, graviers, galets.** L'ensemble du réseau hydrographique de la feuille Paray-le-Monial se situe dans le bassin versant de la Loire à laquelle aboutit un réseau dense de collecteurs généralement orientés NE-SW.

Dans la vallée de la Loire, trois terrasses ont été distinguées, étagées au-dessus du lit actuel à des altitudes fonction de leur âge relatif ; deux dans l'Arroux et la Bourbince.

Un lambeau isolé correspondant à une terrasse élevée repose sur la formation de base du Bourbonnais, au-dessus de l'interfluve Bourbince - Arroux.

• Vallée de la Loire

Les terrasses alluviales se développent principalement sur la rive gauche de la Loire, la rive droite étant érosive au voisinage de la confluence avec l'Arroux.

Fw. Ce niveau, très réduit sur la feuille Paray-le-Monial, s'observe dans l'extrême angle sud-ouest de la carte, en rive gauche de la Loire.

Fx. Surtout présente en rive gauche de la Loire, la terrasse Fx se développe à la cote 240 m et s'incline en pente douce vers le lit de la Loire pour se raccorder avec les alluvions récentes. Elle forme une plaine excédant 2 km de large en face de la confluence avec l'Arroux.

Fz. Les alluvions récentes occupent le lit mineur et la zone inondable. Parcourues par les méandres de la Loire, elles se développent à la cote 230 m sur une largeur de 0,5 à 1,5 km. Avec la terrasse Fx, elles forment une vaste plaine large de plus de 3 km par endroits. En rive droite, elles emboîtent les marnes oligocènes formant falaise au Sud de Digoïn, elles-mêmes ravinées par les dépôts sus-jacents du Bourbonnais.

• **Vallée de l'Arroux**

Fx. En amont de Gueugnon, sur la rive gauche, une étroite bande alluvionnaire s'appuie contre les collines du Permien altéré à la cote 255 m. Elle correspond à l'extrémité sud d'une terrasse qui se développe au Nord sur la feuille adjacente Toulon-sur-Arroux (Chèvremont et *al.*, à paraître).

Fy. Ce niveau se développe sur les deux rives de l'Arroux jusqu'à 4 km en aval de Gueugnon. Vers l'aval il existe principalement en rive gauche où il se raccorde avec la terrasse Fy de la Bourbince. Ne subsistent en rive droite que quelques lambeaux isolés. Il emboîte les formations du Permien sur les deux rives jusqu'à Rigny-sur-Arroux. à l'aval, il s'appuie en rive gauche sur celles du Bourbonnais. Il passe de la cote 250 m en amont de Gueugnon à la cote 240 m dans la zone de confluence Bourbince – Loire, soit une pente moyenne de 0,07 %.

Fz. Les alluvions récentes se développent dans le lit mineur et la zone inondable sur une largeur de 0,5 à 1 km, de la cote 240 m en amont de Gueugnon à la cote 230 m à la confluence de la Loire (pente moyenne 0,07 %). La plaine alluviale est parcourue dans toute sa largeur par les méandres de l'Arroux. Des sondages effectués par les sablières entre Rigny-sur-Arroux et Gueugnon ont permis de déterminer l'épaisseur des alluvions, de l'ordre de 4 à 6 m dans la région de Rigny, atteignant une dizaine de mètres à Gueugnon. Ils reposent sur les formations du Permien.

• **Vallée de la Bourbince**

F. Au-dessus de l'interfluve Bourbince – Arroux, à la cote 270 m, reposant sur la formation des conglomérats de la base du Bourbonnais, on reconnaît un lambeau de vieille terrasse disséquée par l'érosion. Elle a été traversée par deux sondages BRGM (T68 et T69) qui ont reconnu, sur une épaisseur

respective de 5,1 et 3,6 m, une séquence sableuse débutant par du matériel grossier s'affinant vers le haut en un sable argileux (séquence « fining-up », évolution de la taille des grains : 5 à 1 mm) reposant sur les silex du Bourbonnais. La séquence reconnue atteste bien du caractère fluvial de cette terrasse, seule de son espèce sur la feuille Paray-le-Monial.

Fy. La terrasse Fy est surtout développée en aval de Paray-le-Monial. Plus en amont, elle subsiste à l'état de lambeaux isolés ou bien dans les grands méandres de Génelard – Palinges. Elle est à la cote de 275 m dans la région de Ciry-le-Noble pour s'abaisser à 240 m en aval de Paray-le-Monial, soit une pente moyenne de 0,12 % environ.

Fy-z. Une petite terrasse de cote intermédiaire (255 m) se développe en rive gauche au débouché d'un affluent en aval de Saint-Aubin-en-Charollais. Ce niveau totalement isolé paraît avoir été nourri par l'alluvionnement du ruisseau arrosant Saint-Aubin, dont le drainage est comparativement plus développé que celui des autres affluents de la Bourbince. Il draine les altérites sableuses du socle varisque et du Trias-Rhétien.

Fz. Les alluvions récentes du lit mineur et de la plaine d'inondation forment une bande relativement étroite de 500 m de large en moyenne. Le cours du lit mineur est quasi-rectiligne, les méandres inexistant si l'on excepte les deux méandres de Génelard – Palinges. La cote passe de 270 m à Ciry-le-Noble à 230 m à la confluence avec l'Arroux (pente moyenne de 0,13 %). La pente moyenne, beaucoup plus prononcée que celle de l'Arroux, explique la différence de morphologie entre les deux cours d'eau.

• ***Vallées de l'Oudrache et de l'Arconce***

Fz. Oudrache. Cette vallée, rectiligne entre Perrecy-les-Forges et Oudry, sinueuse entre Oudry et la confluence, contient principalement des alluvions récentes, si l'on excepte un petit lambeau Fy extrêmement réduit en rive droite à la hauteur d'Oudry et un golfe Fy-z en rive gauche à la hauteur de Bragny. La cote des alluvions est de 275 m en amont de Perrecy-les-Forges, 265 m à Oudry, 240 m à la confluence avec la Bourbince. Dans la portion rectiligne du cours entre Perrecy-les-Forges et Oudry la pente moyenne est de 0,2 %, d'Oudry à la confluence, environ 0,12 %.

Fz. Arconce. De parcours très réduit sur la feuille Paray-le-Monial, l'Arconce écorne l'angle sud-est en amont de Charolles. Elle contient exclusivement des alluvions récentes.

Formations superficielles

A. Altérites sur substrat indéterminé. Une formation altérée argilo-sableuse d'âge indéterminé a été identifiée au Sud-Ouest de Gueugnon.

On observe dans une carrière du matériau sableux quartzo-feldspathique « gros sel » de faciès bourbonnais reposant sur un horizon argileux brun-gris, exploité anciennement pour la faïence. En fond de carrière quelques galets bourbonnais se concentrent. L'épaisseur de cet ensemble, de l'ordre de 15 m, est trop importante pour ne représenter que des colluvions, bien qu'il y ait contamination par du matériel bourbonnais colluvionné.

Eb. Éboulis de pente stabilisés (parfois mélangés de colluvions).

Ils proviennent des formations rocheuses en relief.

– dans l'Est de la feuille, les collines de grès triasiques génèrent un volume important de blocs de taille métrique à décimétrique qui s'étalent en nappe sur les pentes autour du plateau. Il leur correspond un paysage de bois épais sur des versants raides.

– à l'Ouest, à proximité du village de Curdin, un thalweg est-ouest entaille des formations permienues surmontées par les conglomérats du Bourbonnais. Ces derniers génèrent des éboulis de galets de diamètre 5-20 cm, principalement de silex, mélangés à des colluvions. L'ensemble supporte des prés en pente et des bois.

Cv. Colluvions de fond de vallou. Elles soulignent les thalwegs de faible énergie où la part du transport transversal par reptation, solifluxion, ruissellement est prépondérante par rapport au transport longitudinal des sédiments. Elles concernent surtout les branches de dernier ordre du réseau hydrographique.

C. Colluvions indifférenciées (pentes ou plateaux). Elles se développent principalement aux dépens des formations molles altérées : altérites du Permien, du Lias, du Tertiaire. La distinction entre colluvions et altérites en place non colluvionnées est souvent difficile à établir, ces dernières présentant généralement des degrés de remaniement divers. Nous avons opté pour la représentation des colluvions quand la connaissance du substrat est imprécise.

x. Dépôts anthropiques. Remblais, terrils. Dans la région de Roselay (Nord-Est de la feuille), les terrils provenant de l'exploitation du charbon consistent en tas de schistes et d'argiles noirs. Dans la région de Paray-le-Monial, ce sont les remblais de la gare et de la voie ferrée, ainsi que diverses plates-formes industrielles au Nord-Ouest de la ville.

STRUCTURATION TECTONIQUE

Le style tectonique de la feuille Paray-le-Monial consiste en panneaux horizontaux ou peu pentés limités par des accidents importants (cf. schéma tectonique, carte géologique et coupe). Des pendages monoclinaux s'observent sur la bordure des panneaux, près des failles.

Les traits structuraux dominants sont les failles bordières du graben permo-houiller et ses satellites, orientés NE-SW (N 45-55°), qui sont responsables de décalages tectoniques importants. Ce sont, du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

- la faille bordière nord-ouest du graben permo-houiller qui met en contact le granite de Luzy avec l'Autunien et le Saxonien ;
- la faille bordière sud-est du graben qui se décompose en deux tronçons : la faille de Chassy et celle de Perrecy-les-Forges, encore appelée « Faille de Romagne » par les charbonniers, qui mettent en contact le Mésozoïque et le Saxonien. Ces deux failles sont disposées en échelon sénestre ;
- une faille non-affleurante, car scellée par le Mésozoïque (*cf.* coupe) qui forme la limite sud-est du bassin stéphanien contre le socle varisque ;
- enfin, la faille de Champlécly qui met en contact le socle varisque et le Mésozoïque.

Certaines de ces failles ont été reconnues en profondeur lors des travaux miniers pour le charbon et leur décalage a pu être mesuré. Ce sont des rejets de failles normales, de l'ordre de 800 m environ (*cf.* « terrains non-affleurants » ci-dessus).

Des accidents transverses, orientés NW-SE à N170° environ, découpent les accidents précédents. Ils correspondent à la direction « Limagne » de la fracturation oligocène. Notamment, la faille de Paray-le-Monial – Bragny forme la limite est d'un demi-graben à remplissage oligocène.

Les structures plicatives sont peu nombreuses : les calcaires sinémuriens forment un petit synclinal au Sud-Est d'Oudry, le long de la faille de Perrecy-les-Forges ; un grand synforme orienté NE-SW à remplissage bajocien, bathonien et callovo-oxfordien souligne au Sud-Est l'accident de Champlécly.

L'évolution structurale responsable du motif tectonique de la feuille Paray-le-Monial est décrite dans le chapitre « évolution géodynamique régionale ».

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Dans ce chapitre et le suivant certaines interprétations dépendent des connaissances et des idées actuelles et sont donc susceptibles d'évoluer dans le futur.

SOCLE VARISQUE

Sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, le socle varisque comprend les entités suivantes, par ordre d'âge décroissant :

– la série métamorphique du Charollais, qui comprend des paragneiss plus ou moins alumineux, des orthogneiss œillés, des migmatites de types métatexites et diatexites, développées aux dépens des divers gneiss et une seule relique connue d'éclogite amphibolitisée, située dans la partie sommitale de la série ;

– des roches magmatiques plutoniques appartenant à l'association subcalcaire (ou calco-alcaline magnésio-potassique) et comprenant d'une part des monzonites quartzifères – granodiorites hétérogènes à biotite et parfois amphibole et d'autre part des granites porphyroïdes à biotite faisant partie de deux massifs distincts : les massifs de Luzy et du Charollais, mis en place tous les deux au Carbonifère inférieur d'après les datations radiométriques ;

– des leucogranites peralumineux intrusifs dans les roches précédentes sous forme de filons et autres petits corps et des microleucogranites peralumineux à petits phénocristaux en filons recoupant le granite porphyroïde de Luzy.

Ce socle encaisse :

– au moins un filon de lamprophyre dont l'âge de mise en place est probablement autunien d'après les datations radiométriques à 290-295 Ma réalisées par ailleurs dans le Massif central (Leroy et Sonet, 1976 ; Hottin et Calvez, 1988 ; Chalier et *al.*, 1994) ;

– quelques filons de quartz qui posent le problème de leur(s) mode(s) et âge(s) de mise en place : à la fin de l'orogénie varisque, il y a quelque 280 Ma, au Lias (Baubron et *al.*, 1980) ou plus tard ?

Série métamorphique du Charollais

Caractères géochimiques – Nature des protolites

Le tableau 1 en annexe donne les analyses chimiques des 4 échantillons de roches métamorphiques prélevés lors des levés de la présente carte.

• **Éclogite amphibolitisée.** L'éclogite (échantillon PM 4B01) a une composition comparable à celle d'un basalte actuel ($\text{SiO}_2 = 49,5 \%$; $\text{MgO} = 7,1 \%$; $\text{CaO} = 10,6 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,5 \%$) ; elle est relativement riche en TiO_2 (1,9 %), ce qui exclut une affinité calco-alcaline ou tholéiitique d'Arc (Gill, 1981). Les teneurs en éléments traces incompatibles peu mobiles sont modérées (ex. Th = 0,9 ppm ; Ta = 1 ppm ; La = 9 ppm), plus faibles que dans un basalte alcalin, mais plus élevées que dans un MORB appauvri ou N-type MORB (Wood et *al.*, 1979). Le rapport Th/Ta très proche de 1 situe la roche dans le domaine des basaltes associés aux zones anorogéniques (Joron et Treuil, 1977). Ceci conduit à interpréter l'éclogite PM 4B01 comme dérivant d'un ancien basalte transitionnel ou d'un MORB de type enrichi ou E-type MORB (Wood et *al.*, 1979).

Le spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial, tracé pour les seuls éléments incompatibles non mobiles (fig. 6), montre une allure régulière, avec une légère anomalie positive en Ta, un faible fractionnement de Ta à Lu et une anomalie négative en Sr attribuable soit à un lessivage partiel de cet élément, soit à un fractionnement de plagioclase dans le magma basaltique originel. Quoi qu'il en soit, ce spectre est comparable à celui d'un basalte transitionnel ou un E-type MORB actuel (Wood et al., 1979). Le report de l'analyse dans le diagramme Th/Ta vs. Tb/Ta (Thiéblemont et al., 1994) (fig. 7), conduit à préciser cette interprétation ; l'échantillon PM 4B01 se localise à l'écart du champ des E-type MORB et dans celui des basaltes tholéïtiques à transitionnels des trapps intracontinentaux.

En résumé, les caractéristiques géochimiques de l'éclogite PM 4B01 sont clairement distinctes de celles des basaltes orogéniques et des MORB appauvris. Les roches actuelles les plus proches sont les basaltes des trapps intracontinentaux.

• **Orthogneiss œillé.** L'échantillon analysé (PM 4B04, annexe 1) est acide ($\text{SiO}_2 = 70,6 \%$) et très potassique ($\text{K}_2\text{O} = 5,29 \%$). Son indice d'aluminosité élevé ($A/\text{CNK} = 1,17$) témoigne d'un caractère fortement peralumineux, qu'il convient toutefois de considérer avec réserve en raison de la forte mobilité de Na et K lors du métamorphisme.

Le spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (fig. 8) montre les caractéristiques communes des granitoïdes calco-alkalins :

- anomalies négatives marquées en Ta, Nb traduisant un caractère « orogénique », ainsi qu'en Sr (fractionnement du plagioclase) et Ti (fractionnement des oxydes ferro-titanés),
- enrichissement en éléments fortement incompatibles (Th, La, ...) relativement aux éléments moins incompatibles (Yb, Y, ...).

Ces traits sont clairement distincts de ceux des leucogranites peralumineux, ce qui suggère que le fort indice d'aluminosité est un caractère acquis lors du métamorphisme et non un caractère primaire.

Parmi les magmas acides calco-alkalins deux types peuvent être distingués (Thiéblemont, 1999) : 1) - un type essentiellement mantellique, caractéristique des arcs insulaires et des arcs continentaux ; 2) - un type essentiellement crustal, plus ubiquiste : environnements collisionnels, provinces tholéïtiques continentales, bassins arrière-arcs ensialiques. Le diagramme Zr vs. Nb/Zr (Thiéblemont, 1999), permet de discriminer ces deux types. Dans ce diagramme (fig. 9), l'orthogneiss PM 4B04 se place à la limite entre les deux champs de discrimination, ce qui ne permet pas de tirer des conclusions définitives. Une large gamme d'interprétation « magmato-tectonique » est donc possible pour cet orthogneiss.

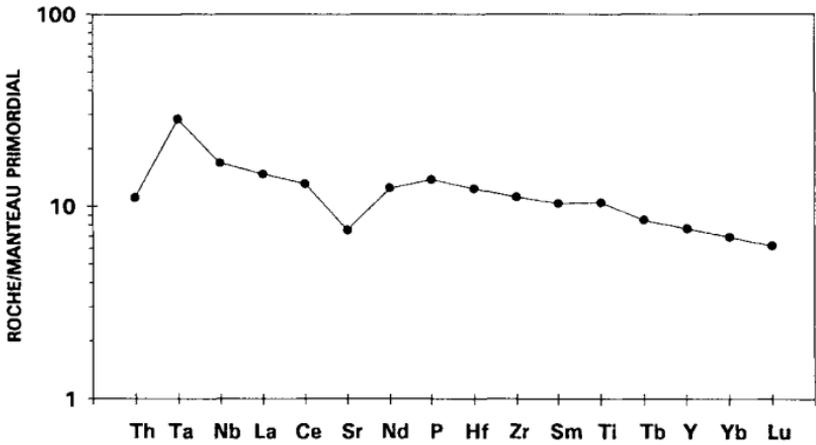
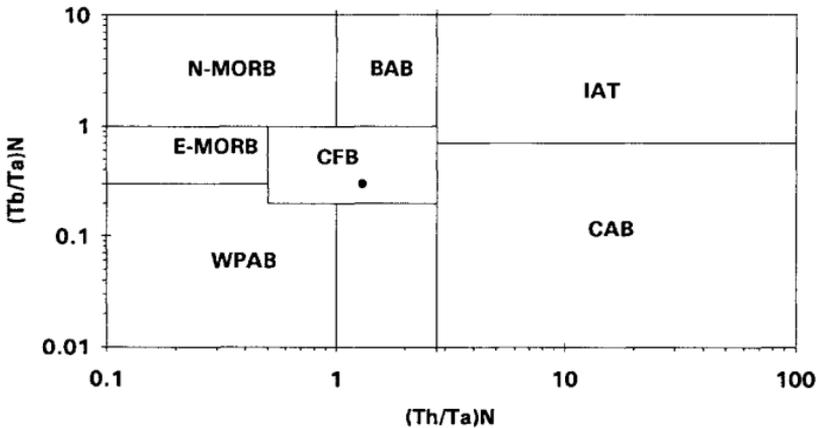
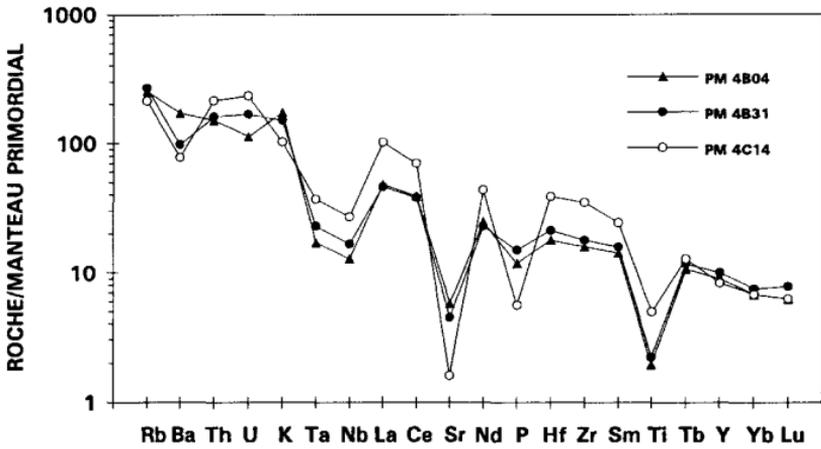


Fig. 6 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988), tracé pour les seuls éléments incompatibles non mobiles, pour l'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble (4B01)



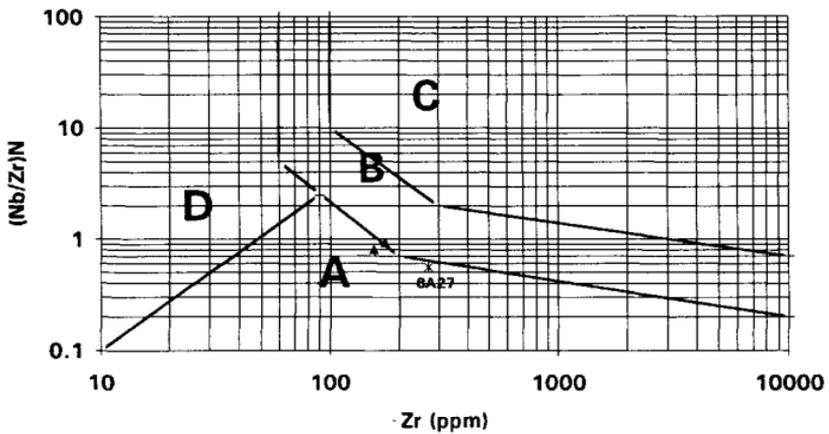
N-MORB - champ des MORB de type N ; **E-MORB** - champ des MORB de type E ; **WPAB** - champ des basaltes intra-plaques alcalins et transitionnels ; **CFB** - champ des tholéiites continentales ; **BAB** - champ des basaltes des bassins arrières arcs intra-océaniques ; **IAT** - champ des tholéiites d'arc ; **CAB** - champ des basaltes calco-alcalins.

Fig. 7 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et al., 1994) pour l'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble (4B01)



4B04 : orthogneiss ocellé ; 4B31 : paragneiss migmatitique ;
4C14 : paragneiss micaschisteux.

Fig. 8 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial pour les gneiss de la série métamorphique du Charollais



8A27 : granodiorite à biotite (diatexite).

- A - champ du magmatisme des zones de subduction ;
- B - champ du magmatisme calco-alkalin crustal ;
- C - champ du magmatisme alcalin intraplaque ;
- D - champ des leucogranites peralumineux.

Fig. 9 - Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour deux gneiss (triangles pleins) et un granitoïde (astérisque) de la partie orientale de la feuille Paray-le-Monial

• **Paragneiss.** Deux échantillons ont été analysés (annexe 1) :

– PM 4B31, qui est une métatexite à leucosomes granitiques, montre de très fortes analogies géochimiques avec l'orthogneiss PM 4B04, que ce soit pour les éléments majeurs ou les éléments traces (fig. 8) ;

– PM 4C14 est un paragneiss micaschisteux caractérisé par de très faibles teneurs en Na_2O (0,4 %) et CaO (< 0,1 %), une teneur modérée en K_2O (3,12 %) et Al_2O_3 (14,1 %) et un caractère nettement acide ($\text{SiO}_2 = 72,7\%$). Cette roche pourrait dériver d'un grès, constitué essentiellement de quartz et d'argiles, avec pas ou peu de feldspath.

Âge des protolites

Aucune datation radiométrique n'a été réalisée sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial. Dans le cadre plus général du Massif central, les micaschistes et les paragneiss dérivent de sédiments dont les âges de dépôt sont encore mal connus actuellement : Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur ? En revanche, les datations radiométriques des protolites des orthogneiss permettent de distinguer deux générations principales :

- une génération fini-protérozoïque à cambrienne (590-500 Ma) comprenant des métagranites peralumineux comme l'orthogneiss œillé de l'Arc de Fix daté à 528 ± 9 Ma une isochrone Rb-Sr (R'Kha Chaham et *al.*, 1990) ;
- une génération ordovicienne (500-455 Ma) à laquelle se rattachent des métagranites soit à tendance alcaline sodique, soit franchement potassiques.

Les orthogneiss œillés de la carte Paray-le-Monial dérivent de granites porphyroïdes peralumineux qui se rattachent probablement à la première génération.

Les amphibolites et les élogites amphibolitisées dérivent de laves et de tufs basaltiques mis en place dans un contexte de distension intracontinentale au Paléozoïque inférieur (Briand et *al.*, 1992).

Différents types de métamorphisme

• **Relique d'une phase précoce de haute pression et de haute température (HP-HT).** Dans le cadre de la feuille Paray-le-Monial, une seule relique élogitique est connue actuellement. Située dans la partie sommitale de la série métamorphique du Charollais, elle est le témoin de la phase HP-HT éovarisque probablement liée à une subduction de croûtes océanique et continentale. D'autres reliques de roches analogues se trouvent au Nord du bassin permien de Blanzay, au sein des gneiss de Montjeu (feuilles Autun et Le Creusot). Pour l'élogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble, G. Godard (1990) estime que la pression était de 11 à 16 kb, pour 500 à 800 °C respectivement, lors du métamorphisme élogitique et de 4 ± 2 kb au cours du métamorphisme rétrograde. Ce dernier a eu lieu en climat barrowien.

• **Métamorphisme synfolial de type barrowien (MP-MT).** Dans les gneiss le métamorphisme synfolial se situe dans la zone à biotite + sillimanite, correspondant à un climat barrowien. La sillimanite (fibrolite) n'existe qu'en reliques, au sein de plages de muscovite et/ou de biotite, dans les paragneiss les plus alumineux. Le grenat et la cordiérite n'ont jamais été observés dans les gneiss du Charollais.

• **Anatexie (MP à BP-HT).** Une anatexie (fusion partielle) s'est développée localement au sein des para- et orthogneiss. Sur la carte nous avons distingué deux types de migmatites :

– des métatexites à foliation encore nette, dans lesquelles l'anatexie est faible et se traduit essentiellement par des leucosomes à texture grenue et à composition variable : tonalite, granodiorite, granite ;

– des diatexites à deux micas, de composition granitique, dans lesquelles la foliation est fortement à complètement estompée par suite de l'intensité de l'anatexie.

Seules les métatexites à leucosomes tonalitiques, développées aux dépens de certains paragneiss plagioclasiques de type $P\zeta$ sont dépourvues de feldspath potassique. Ce dernier est présent dans les autres métatexites et est un minéral cardinal dans les diatexites à deux micas et, par définition, dans les granites associés.

Globalement, le gradient d'anatexie est croissant du Nord au Sud c'est-à-dire en descendant dans l'empilement litho-structural de la série métamorphique du Charollais. Comme les leucosomes des métatexites sont fréquemment plissés, l'anatexie correspondante est précoce et date probablement de la fin de la période médiovarisque, c'est-à-dire du Dévonien moyen (375 à 385 Ma), d'après les connaissances régionales qui sont revues plus loin dans la « synthèse géodynamique ».

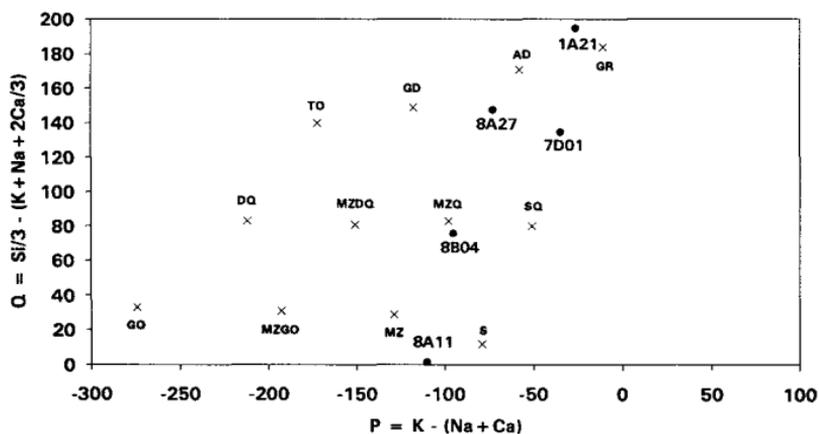
Les diatexites à deux micas sont relayées au Sud-Est par des monzonites quartzifères – granodiorites orientées à biotite et parfois amphibole que nous avons rattachées aux roches plutoniques.

Roches plutoniques à subvolcaniques

Pour mieux cerner les conditions de formation de ces roches magmatiques nous avons procédé d'une part à des analyses de biotites à la microsonde électronique et d'autre part à 5 analyses chimiques de roches (annexe 1).

Composition en Al et Mg des biotites des roches plutoniques

Pour les biotites des roches plutoniques de la chaîne varisque les diagrammes Al-Mg (Nachit et *al.*, 1985) et Al-Fe-Mg (Chèvremont et *al.*, 1988)



Ce diagramme, (de La Roche, 1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase $-(Na+Ca)$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : **GO** - gabbro, **MZGO** - monzogabbro, **MZ** - monzonite, **S** - syénite, **DQ** - diorite quartzifère, **MZDQ** - monzodiorite quartzifère, **MZQ** - monzonite quartzifère, **SQ** - syénite quartzifère, **TO** - tonalite, **GD** - granodiorite, **AD** - adamellite, **GR** - granite.

Fig. 10 - Diagramme P-Q pour les granitoïdes de la feuille Paray-le-Monial

permettent de déterminer le type d'association avec une fiabilité généralement bonne. La figure 3 montre que les différents types de roches plutoniques de la feuille Paray-le-Monial présentent des variations importantes de la composition de leurs biotites en Al et Mg. Ces variations s'étalent sur l'ensemble du domaine couvert par les 3 principales associations magmatiques de la chaîne varisque : subalcaline (ou calco-alcaline magnésio-potassique), calco-alcaline *s.s.* et peralumineuse mésocrate à leucocrate.

Les biotites des monzonites quartzifères – granodiorites orientées à biotite et parfois amphibole se situent en majorité dans le champ calco-alcalin *s.s.* Celle de la tonalite 8A23 fait exception en se trouvant dans le domaine peralumineux mésocrate avec cependant une valeur de Mg aussi élevée que dans les biotites des autres roches de type γ^M . Les biotites des enclaves sombres sont nettement plus riches en Mg que celles des roches qui renferment ces enclaves. Cet étalement des valeurs de Al et Mg est compatible avec le caractère hétérogène que présentent les roches de type γ^M . Cette hétérogénéité peut être expliquée par l'une et/ou l'autre des deux hypothèses suivantes : 1) – une anatexie intense d'un protolite complexe ; 2) – un mélange de magmas.

Les biotites du granite porphyroïde de Champlecy et des diatexites à deux micas se situent dans le domaine peralumineux, de part et d'autre des biotites de deux roches métamorphiques différentes, reportées pour comparaison. La diatexite à deux micas se trouve même dans le champ des leucogranites peralumineux car sa biotite est très pauvre en Mg et a une forte teneur en Al, identique à celle de la biotite du paragneiss analysé. Les biotites des deux types de gneiss ont la même valeur de Mg, mais diffèrent par une valeur de Al plus élevée dans le paragneiss que dans l'orthogneiss œillé.

La position du granite de Champlecy est compatible avec le fait qu'il renferme un peu de muscovite primaire.

En revanche, c'est dans le champ subalcalin que se trouvent les biotites d'un échantillon de granite porphyroïde appartenant au massif de Luzy et de son enclave sombre à composition de diorite quartzifère à biotite et amphibole.

Géochimie des roches plutoniques et subvolcaniques

• **Monzonites quartzifères – granodiorites orientées à biotite et parfois amphibole.** Les trois roches analysées présentent une large gamme de teneur en silice ; le granitoïde PM 8A27 est faiblement acide ($\text{SiO}_2 = 67,3 \%$), la monzonite quartzifère PM 8B04 est intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 59,3 \%$) et l'enclave PM 8A11 est basique ($\text{SiO}_2 = 49,5 \%$). Ces roches sont d'autant plus potassiques qu'elles sont basiques. L'enclave de monzonite peut être qualifiée d'ultrapotassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,76 \%$) ; elle se localise entre la monzonite et la syénite de référence dans le diagramme P–Q (fig. 10). Le granitoïde se

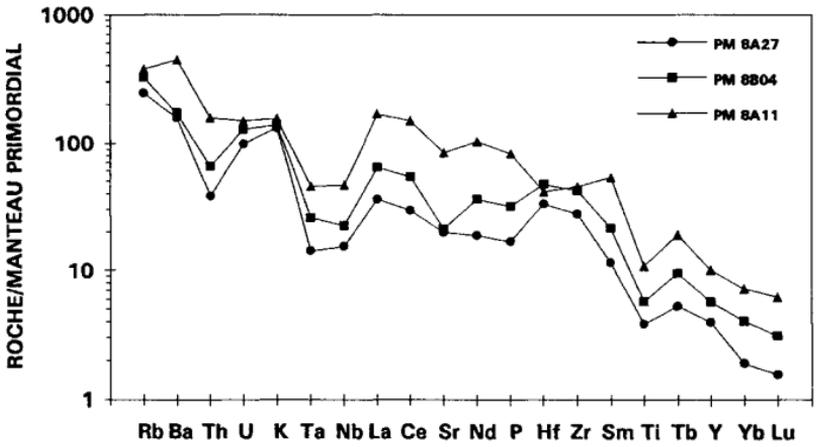


Fig. 11 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial pour deux granitoïdes orientés (diatexites, 8A27 et 8B04) et une enclave de monzonite (8A11) de la partie orientale de la feuille Paray-le-Monial

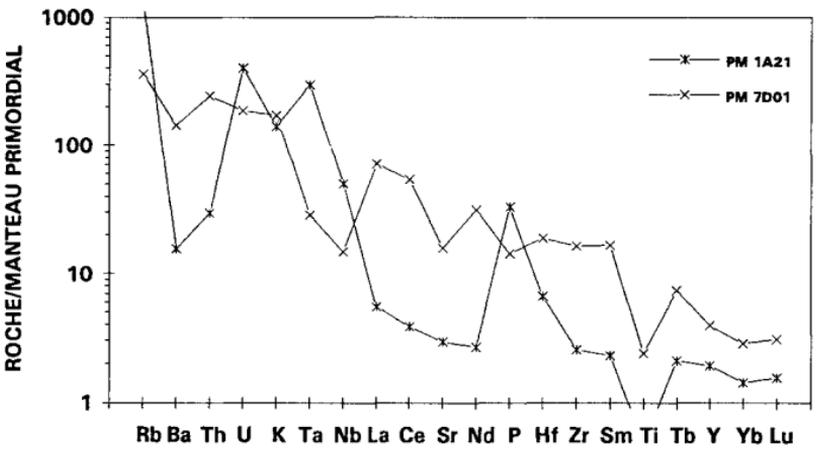


Fig. 12 - Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial pour le granite de Champcecy (7D01) et un microleucogranite (1A21) du batholite de Luzy

place entre la granodiorite et l'adamellite de référence et la monzonite quartzifère est quasiment confondue avec son type géochimique de référence.

Les spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (fig. 11) de la monzonite quartzifère et de l'enclave montrent les traits communs des roches potassiques et, en particulier, de fortes anomalies négatives en Ta et Nb et un fractionnement marqué entre terres rares lourdes. La monzonite présente une anomalie négative en Th, sa teneur en cet élément (Th = 5,3 ppm) étant effectivement plus faible que celles qui sont habituellement mesurées dans les roches intermédiaires fortement potassiques de la chaîne hercynienne (Th ~ 10-30 ppm) (Cocherie, 1984 ; Fourcade, 1981 ; Stussi, 1989).

Le granitoïde PM 8A27 montre également une anomalie négative en Th (Th = 3,1 ppm) et apparaît relativement pauvre en terres rares légères (ex. La = 22,2 ppm), Ta (= 0,5 ppm) et Nb (= 9,5 ppm). Vis-à-vis de ces éléments, il est comparable à un granitoïde calco-alkalin moyennement potassique ; en revanche, il apparaît sélectivement enrichi en K, Rb et Ba. Dans le diagramme Zr vs. Nb/Zr (fig. 9), il se place dans le champ du magmatisme des zones de subduction. Par ailleurs, il présente certains traits caractéristiques des adakites (Drummond et Defant, 1990) : teneurs élevées en alumine ($Al_2O_3 = 15,6 \%$) et Sr (= 364 ppm), fractionnement marqué entre terres rares lourdes (Yb = 0,8 ppm) et rapport Sr/Yb élevé (~ 450). Ceci permet d'envisager une origine par fusion partielle d'un protolite basique à relativement haute pression (Drummond et Defant, 1990).

En résumé, les roches plutoniques de la « ligne monzonitique du Charollais » et leurs enclaves présentent des caractères variables : il apparaît une nette tendance potassique mais un échantillonnage complémentaire est nécessaire pour confirmer l'affinité adakitique et pour préciser le mode de genèse de ces roches.

• **Granite porphyroïde à biotite de Champlecy.** La roche analysée (PM 7D01) est modérément acide ($SiO_2 = 68,2 \%$), très potassique ($K_2O = 5,2 \%$), faiblement peralumineuse ($A/CNK = 1,09$) et se localise entre le granite et la syénite quartzifère de référence dans le diagramme P-Q (fig. 10). Ces traits suggèrent un rattachement à l'association subalcaline (Stussi, 1989).

Le spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (fig. 12) montre les traits communs des granitoïdes potassiques : 1) fractionnement très net entre Rb et Lu témoignant d'un enrichissement marqué en éléments fortement incompatibles (Rb, K, Th, terres rares légères) ; 2) fortes anomalies négatives en Ta et Nb ; 3/ anomalies négatives modérées en Ba, Sr, P et Ti compatibles avec un fractionnement de feldspaths (Ba, Sr), apatite (P) et oxydes ferro-titanés (Ti).

• **Microleucogranite porphyrique à deux micas**, en filon recoupant le granite porphyroïde du batholite de Luzy. L'échantillon analysé (PM 1A21) est modérément acide ($\text{SiO}_2 = 71,9\%$) mais très leucocrate ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} < 1\%$) et présente un indice d'aluminosité très élevé ($A/\text{CNK} = 1,43$), cohérent avec l'abondance de mica blanc. Les teneurs en Rb (690 ppm), Li (415 ppm), Ta (10,4 ppm) sont très fortes et les teneurs en Ba (97 ppm), Sr (54 ppm), Th (2,4 ppm), Zr (25 ppm) et terres rares (ex. La = 3,4 ppm) sont très faibles. Ces caractéristiques rattachent sans ambiguïté ce leucogranite aux granitoïdes peralumineux de type Limousin (Stussi, 1989).

Ce microleucogranite peut être interprété comme un terme très évolué d'une lignée granitique peralumineuse ; un intense fractionnement de feldspaths, zircon et monazite rend compte du comportement de Ba et Sr (feldspaths), Zr et terres rares lourdes (zircon), Th et terres rares légères (monazite). Notons toutefois que la forte teneur en P_2O_5 (= 0,53 %) suggère une forte solubilité de l'apatite.

Conséquences pétrologiques

• **Monzonites quartzifères – granodiorites orientées à biotite et parfois amphibole**. Elles ont une fabrique planaire marquée et des caractères pétrographiques et géochimiques hétérogènes qui peuvent être expliqués par l'une et/ou l'autre des deux hypothèses suivantes : 1) – anatexie intense d'un protolite complexe ; 2) mélange de magmas. Leur genèse date-t-elle du Dévonien moyen ou du Carbonifère inférieur ? seule une datation radiométrique pourrait permettre de répondre fiablement à cette question.

• **Granites porphyroïdes à biotite**. Ils résultent d'une anatexie intense de protolites mal connus actuellement et font partie de deux massifs distincts : le batholite de Luzy et le massif du Charollais.

Le batholite composite de Luzy comprend les roches plutoniques à sub-volcaniques suivantes :

- une granodiorite calco-alkaline n'apparaissant qu'au cœur du massif : la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux ;
- un granite porphyroïde subalcalin constituant l'essentiel du massif ;
- des leucogranites peralumineux intrusifs – sous forme de stocks et de filons – dans les deux types de granitoïdes mésocrates précédents ;
- des microgranites divers en filons et sills recoupant l'ensemble précédent.

En dehors de la granodiorite toutes ces roches sont présentes sur la petite partie du batholite de Luzy qui se trouve sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial. Au Nord de ce territoire, le granite de Grury est daté à 348 ± 6 Ma, par la méthode U-Pb sur zircon et monazite (Supply, 1985). Cet âge est proche de la limite (350 Ma) entre le Tournaisien et le Viséen.

Le caractère alumineux de la biotite du granite porphyroïde de Champlecy reflète le chimisme faiblement peralumineux de la roche et n'est pas incompatible avec l'appartenance à l'association subalcaline potassique que suggèrent les autres traits géochimiques. Cela permet de rattacher le petit massif de Champlecy au vaste massif du Charollais, figuré en subalcalin sur la 6^e édition de la carte géologique de la France au millionième (Chantraine et *al.*, 1996). Ce vaste massif, qui affleure largement plus à l'Est comme le montre le schéma structural, est daté par isochrone Rb-Sr (*in* Vialette, 1973) à 345 Ma, c'est-à-dire du Viséen inférieur.

• **Leucogranites divers.** Ils sont intrusifs dans les divers types de roches plutoniques mésocrates à biotite et ont des caractères peralumineux très nets. Ils se sont probablement mis en place au Carbonifère supérieur comme le leucogranite de la Pierre-qui-Vire daté à 323 Ma par une isochrone Rb-Sr (Duthou et *al.*, 1984).

STÉPHANIEN

Les assises stéphaniennes se sont mises en place dans un bassin d'effondrement probablement étroit, qui au Sud-Est est séparé du socle par une faille bordière à jeu normal. Le problème de la continuité des dépôts vers le Nord-Ouest sous le remplissage ultérieur permien n'est pas encore résolu et on ne connaît pas la limite du bassin houiller dans cette direction, mais il est certain que les failles actuelles qui le limitent vers le Nord-Ouest ont joué un rôle dans l'approfondissement du bassin dans cette direction.

Le gisement de Perrecy-les-Forges est le prolongement de celui de Rozelay dont il est séparé par faille. Cette série correspond à des apports torrentiels et par coulées boueuses. Elle indique un environnement instable avec d'importants couloirs de transit de matériels détritiques. Le secteur compris entre Valtreize 2 et la zone sud-ouest peut s'interpréter comme un vaste cône de déjection torrentiel au débouché d'une importante vallée.

Les variations sont constantes et rapides entre sédiments fins et grossiers, avec présence d'un couloir de dépôts détritiques entre les secteurs de Perrecy-les-Forges et Champéroux, où la sédimentation phytogène a donné lieu à la formation de charbon.

PERMIEN

La série détritique continentale du Permien succède rapidement aux dépôts houillers du Stéphanien, déformés et plissés lors des dernières phases de serrage tardi-carbonifères. Elle marque l'installation d'un vaste bassin d'accumulation

en système distensif N-S (Debriette, 1989), dont le remplissage va être polyphasé. D'après les épaisseurs du Permien et la granularité des décharges détritiques, c'est la bordure nord du bassin qui est tectoniquement la plus active et contrôle en grande partie la dynamique de son remplissage.

Le bassin de Blanzly–Montceau-les-Mines se présente donc comme un grand lac intramontagneux, à la topographie probablement irrégulière, aux berges localement encombrées de dépôts de coulées en masse, dans lequel se développe un réseau fluvial au régime dynamique modéré. Il est entouré de reliefs malgré tout relativement peu prononcés, d'où proviennent les sédiments détritiques : décharges conglomératiques grossières sur les bordures, surtout au Nord, sédiments plus fins sableux et argileux vers le centre, dans lesquels se mêlent, surtout à la base, quelques lits de cendres d'origine volcanique (cinérites, ou « gores » d'après le terme des anciens mineurs), témoins d'une discrète activité éruptive régionale contemporaine.

À l'Autunien le plus inférieur, la paléogéographie semble contrastée et les dépôts détritiques très grossiers de la bordure nord passent rapidement à des faciès argilo-silteux fins, riches en matière organique algaire, déposés en milieu lacustre relativement profond (quelques dizaines de m ?) sous forme de vases noires, parfois entrecoupées de silts micacés évoquant des apports saisonniers à l'origine de faciès « varvés ». Mais des intercalations fines subaquatiques à bioturbations sont également interstratifiées dans les séries grossières et quelques dépôts organiques de type houiller s'accumulent même encore près de la bordure sud.

La partie supérieure de l'Autunien semble correspondre à l'installation généralisée d'un régime fluvial peu profond, dans un réseau chenalisant étendu à l'ensemble du bassin, représenté par des grès à éléments conglomératiques avec des interlits plus argileux.

La sédimentation permienne est ensuite influencée par une dérive climatique vers une plus grande sécheresse, attestée par la relative abondance de la communauté mésophyle et xérophyle, adaptée à la sécheresse. Dans la formation alternante, attribuée au Saxonien, on ne rencontre plus de dépôts phytogènes, mais des conglomérats hétérogéniques, localement puissants et très grossiers avec des blocs de l'ordre du m³ dans la partie septentrionale du bassin.

Paléogéographiquement, la reprise de cette sédimentation détritique grossière, de type chenaux fluviaux subaériens et courants de masse, indique une reprise de subsidence du bassin et un comblement centripète des milieux subaquatiques (Gand et *al.*, 1992). Cependant, il ne semble pas que cette formation se soit déposée vraiment dans la totalité du bassin de l'époque, ou alors elle a été partiellement érodée par la formation des grès rouges sus-jacente.

Celle-ci reprend en discordance sur les formations sous-jacentes, indiquant un arrêt quasi-général de la subsidence et donc de la sédimentation. La reprise des apports grossiers en bordure des failles bordières est nette, surtout au Nord du bassin, avec des conglomérats à structure fruste et très chargés en matrice, alors que vers le centre les réseaux fluviaux sont mieux organisés, associés à des dépôts fins sous faible tranche d'eau (Gand et *al.*, 1992). Des argiles et pélites semblent marquer la fin de la sédimentation permienne et le comblement du bassin.

Malgré une épaisseur de sédiments dépassant largement 1 000 m, ce bassin n'a jamais été très profond, comme le montre la permanence des dépôts de type fluvial intercalés dans les faciès lacustres et a dû être pratiquement comblé plusieurs fois durant son fonctionnement.

SECONDAIRE

Au **Trias**, les premiers sédiments se déposent sur une surface d'érosion plane résultant d'une longue période de dénudation du substrat anté-secondaire. Les lagunes, préfigurant l'ouverture du futur océan téthysien, progressent vers l'Ouest. Les premiers dépôts du Trias de type germanique débutent au Muschelkalk par une sédimentation gréseuse grossière (tG). Les pseudomorphoses de sel gemme trahissent la concentration minérale de l'eau mais les évaporites sont éliminées par de nouvelles dissolutions. Puis la sédimentation détritique terrigène s'affine au Keuper (tA), se mêle de plus en plus à des carbonates de précipitation (marnes, grès à ciment carbonaté, dolomies). Le territoire de la feuille Paray-le-Monial se situe près de la limite de transgression triasique (Courel, 1970), ainsi que l'attestent les variations rapides de faciès et d'épaisseur est-ouest (*cf.* « Description des terrains », ci-dessus).

Au **Rhétien**, la mer s'avance jusque sur la marge morvandelle. Les sédiments de type « grès blonds », triés, calibrés et plus ou moins émoussés, les argiles noires à traces de plantes témoignent, cette fois, d'un milieu plus marin mais très proche du socle encore émergé.

Plates-formes calcaires minces et vasières du Jurassique inférieur

Trois séquences de sédimentation constituent les formations du Lias :
– une première séquence que l'on peut qualifier de transition puis de développement des conditions franchement marines, qui dure de l'Hettangien au Sinémurien supérieur ;

- une deuxième séquence essentiellement faite de vases carbonatées de milieu plus profond, du Sinémurien supérieur au Pliensbachien supérieur ;
- une troisième séquence de même type mais interrompue au Toarcien supérieur.

À l'**Hettangien** s'affirme, sur tout le territoire de la feuille, un caractère marin qui persistera pendant tout le Jurassique. Les premiers fossiles marins apparaissent dès la base de la sédimentation carbonatée (lumachelle à huîtres et cardinies), ainsi que les foraminifères. Mais des apports terrigènes ne cesseront de se mêler épisodiquement aux dépôts carbonatés marins.

Au **Sinémurien** les conditions de mer calme, peu profonde, s'étendent à toute la région avec une très remarquable uniformité. Partout précipitent des boues calcaires, auxquelles se mêlent des débris d'échinodermes et autres bioclastes. Les huîtres comme les gryphées et de nombreuses espèces de mollusques, prolifèrent en même temps que se déposent les restes des céphalopodes venus du large. Ainsi se construit la première plate-forme calcaire de l'ère secondaire, mince (10 à 15 m) mais d'extension régionale. À son toit précipitent des phosphates et le fer apparaît de manière diffuse et en pseudo-oolites. Dès le Sinémurien supérieur quand débute la deuxième séquence, la sédimentation argilo-silteuse en eau carbonatée reprend. Elle alterne d'abord avec des dépôts plus carbonatés (calcaires argileux) et la faune benthique se raréfie considérablement alors que les nageurs sont toujours présents et que certains, même, prolifèrent (bélemnites).

Au **Pliensbachien** les vasières se développent partout. Un certain comblement, assimilable à un retour aux conditions hettangiennes ou du Sinémurien sommital, s'opère au Pliensbachien supérieur : les vases alternent avec des dépôts très carbonatés, ferrugineux, à lumachelles de lamellibranches.

Au **Toarcien** inférieur la troisième séquence commence par une sédimentation de vases noires carbonatées mais dès le Toarcien moyen elle devient très discontinue, présente des caractères régressifs (apports détritiques un peu plus grossiers) et s'arrête au Toarcien supérieur vers 170 Ma comme dans toute la région.

À la fin de l'**Aalénien** et au **Bajocien** une plate-forme calcaire puissante s'édifie à partir de sédiments biodétritiques, de précipitations biochimiques et de constructions récifales dans une mer chaude, tour à tour calme et agitée, de profondeur variable mais toujours faible. On assiste à une prolifération des échinodermes et un développement des « prairies » d'encrines et des peuplements d'échinides d'ampleur régionale. Les débris s'accumulent, forment souvent des talus progradants et constituent les calcaires à entroques à litage tantôt oblique, tantôt horizontal. Au Bajocien supérieur la sédimentation est de nouveau biodétritique mais plus hétérogène, grossière et diversifiée qu'au Bajocien inférieur. De la silice colloïdale se concentre dans les boues carbonatées pour donner les futures chailles.

Au **Bajocien supérieur-Bathonien**, un retour à des conditions proches de celles du premier cycle de sédimentation (Lias) est attesté par le dépôt qui recouvre le fond marin : de l'argile vient se mêler aux boues carbonatées en milieu plus profond et calme, sous influence pélagique (arrivée d'ammonites), pour former des marnes qui alternent avec des lumachelles, puis la sédimentation devient uniformément vaseuse (hydraulique) et très pauvre en macrofaune benthique.

Au **Bathonien supérieur (?), Callovien et Oxfordien**, la sédimentation de vase et de boues calcaires est ralentie et irrégulière. Des interruptions de sédimentation, entraînant des lacunes de dépôt, se produisent. Ces derniers témoins sédimentaires du Mésozoïque actuellement reconnaissables sur la feuille Paray-le-Monial datent d'environ 150 Ma.

Un intervalle d'au moins cent millions d'années, non documenté dans la succession stratigraphique, nous sépare des formations suivantes.

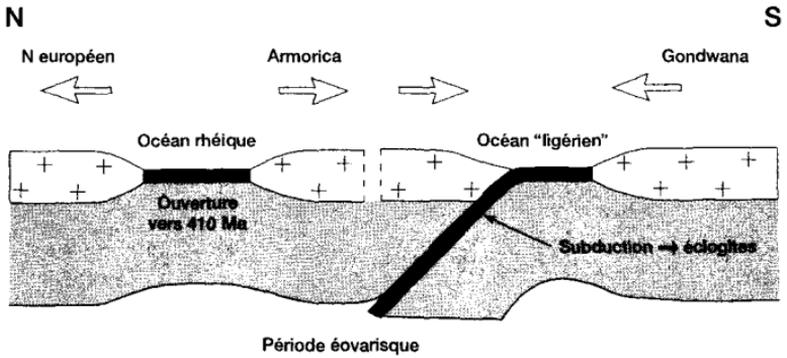
TERTIAIRE

Au Tertiaire, la mer a quitté le pays depuis longtemps. Les premiers dépôts sont les formations sableuses et argileuses de l'Éocène sidérolitique. Il se dépose sur un substratum émergé probablement vers le Crétacé inférieur ou supérieur, soit depuis plusieurs dizaines de millions d'années au cours desquelles il a été soumis à l'érosion et à l'altération latéritique. Un domaine continental plat, un climat chaud, servent de cadre à de vastes épandages fluviaux. Une croûte siliceuse, ou silcrète, couronne ces formations. Elle se forme près de la surface et correspond à des conditions de drainage médiocre marquant la fin du fonctionnement des profils latéritiques.

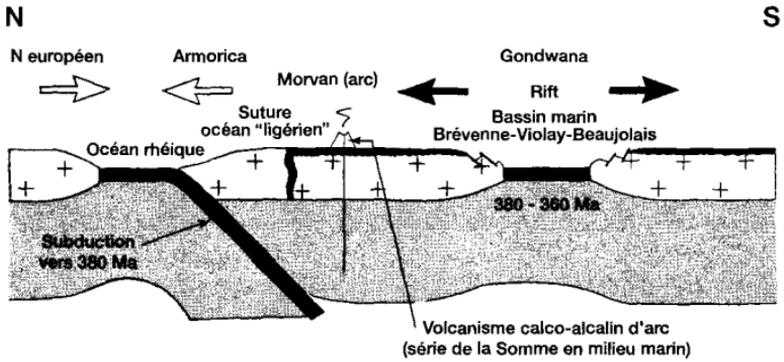
À l'**Oligocène (et base du Miocène ?)**, les bassins d'effondrement des Limagnes reçoivent des sédiments sablo-argileux terrigènes et marno-calcaires lacustres à fluvio-lacustres qui s'accumulent sur de grandes épaisseurs en raison de la subsidence. Des calcaires concrétionnés et des récifs se développent dans des conditions lacustres chaudes peu profondes sous l'action d'organismes végétaux et animaux, au sein des sédiments marneux ou argilo-marneux.

PLIO-QUATERNAIRE

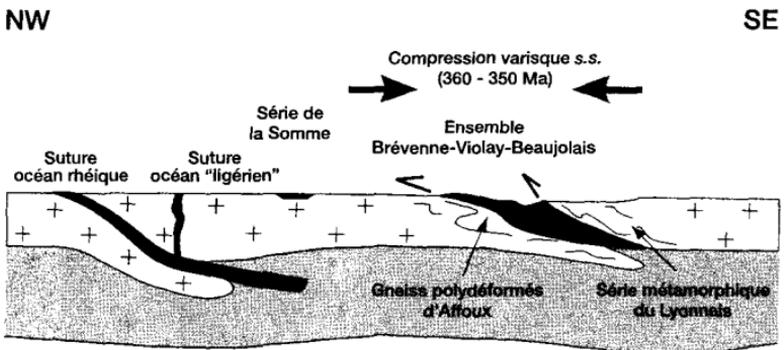
Après une lacune d'une quinzaine de millions d'années concernant le Miocène, les Sables et argiles du Bourbonnais se déposent en de vastes épandages fluviaux en domaine continental émergé, tandis que le volcanisme mondorien bat son plein 100 km environ au Sud-Ouest. Les formations



a - Silurien à Dévonien inférieur



b - Dévonien moyen à supérieur



c - Tournaisien

Fig. 13 - Modèle d'évolution géodynamique du NE du Massif central, du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)

du Bourbonnais sont en position marginale par rapport aux bassins de la Loire et de l'Allier, nous sommes ici sur les derniers témoins orientaux. Les conditions de sédimentation sont dominées par les apports latéraux à caractère torrentiel orientés vers le Sud-Ouest, les formations sont incomplètes, peu différenciées, le contenu minéralogique atypique.

Enfin, la mise en place du réseau hydrographique actuel et l'action des phénomènes superficiels en domaine périglaciaire confèrent à la région son modelé actuel.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVÈNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

Ils sont mal connus actuellement. Les protolites des roches métamorphiques du Massif central constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner du Protérozoïque supérieur – pour les dépôts sédimentaires les plus anciens – au Silurien.

OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)

Le socle varisque du Nord-Est du Massif central appartient à la zone axiale de la chaîne varisque. P. Ledru et *al.* (1989) proposent pour l'orogénèse varisque un modèle monocyclique divisé en trois périodes : éo-, médio- et néovarisques. Cependant, ce modèle monocyclique doit être reconsidéré en ce qui concerne la période médiovarisque, très complexe dans le cas du Morvan entre autres, comme le soulignent des auteurs tels que M. Faure et *al.* (1997) qui proposent le modèle d'évolution géodynamique illustré par la figure 13 (d'après C. Leloix, 1998). D'une façon générale le schéma d'évolution géodynamique qui suit est tributaire des connaissances actuelles et n'est donné qu'à titre d'hypothèse.

• **La période éovarisque** (Silurien ; 435 à 410 Ma) correspond à l'enfouissement de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression (≤ 20 kb) et de moyenne température ($\leq 800^\circ\text{C}$), à l'origine de granulites et d'éclogites dont une relique amphibolitisée est connue sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, au sein de la série métamorphique du Charollais. Cet enfouissement s'est probablement fait par la subduction d'une zone océanique « ligérienne » (Autran et Cogné, 1980) vers le Nord (fig. 13a). Cela est bien argumenté dans le Lyonnais (Gardien et *al.*, 1990), où des restes de la lithosphère océanique sont identifiés. En arrière de cette subduction s'ouvre l'océan rhéique dont un témoin correspond aux ophiolites du cap Lizard dans les Cornouailles, en Angleterre.

• **La période médiovarisque** (410 à 350 Ma ; Dévonien inférieur à Tournaisien) est plus complexe. Il y a d'abord fermeture de l'océan « ligérien » et collision du continent Nord-Gondwana aminci avec des blocs continentaux situés au Sud de l'océan rhéique. Puis, au Dévonien moyen à supérieur (Givétien-Famennien ; 380 à 360 Ma), il y a (fig. 13b) :

– fermeture de l'océan rhéique par subduction vers le Sud sous la marge nord-gondwanienne, comme en témoigne dans le Morvan la présence d'un volcanisme calco-alcalin au sein de la série épicontinentale de la Somme, datée du Dévonien supérieur ; ce type de volcanisme va se poursuivre jusqu'au Viséen basal ;

– une distension intra- et arrière-arc qui se traduit, entre autres, par le rifting de la Brévenne où une série volcano-sédimentaire se met en place en milieu marin, au Dévonien terminal.

Dans le modèle de M. Faure et *al.* (1997) :

– Au Dévonien inférieur à moyen a lieu l'exhumation des roches métamorphiques de HP-MT éovarisques, avec une diminution de pression conduisant à la rétomorphose des éclogites dans le faciès amphibolite et à une anatexie précoce. Cette première phase d'anatexie varisque est bien caractérisée et calée par radiochronologie dans le Lyonnais, où elle est datée à 384 ± 16 Ma (Duthou et *al.*, 1994), le Limousin et le Rouergue où les âges radiométriques sont analogues : 375 ± 6 Ma et 383 ± 5 Ma pour les migmatites développées aux dépens des orthogneiss du Thaurion (méthode Rb-Sr sur roches totales ; Duthou, 1977) et de Meuzac (U-Pb sur zircon ; Pin et Peucat, 1986) respectivement. Dans le Charollais, c'est probablement aussi lors de cette anatexie précoce du Dévonien moyen que se forment les métatexites, les diatexites à deux micas, voire les roches plutoniques de la « ligne monzonitique du Charollais ».

Il ne semble pas y avoir de surépaississements crustaux importants associés à la suture « ligérienne » et aux collisions de blocs continentaux liés à cette suture du Dévonien inférieur. L'exhumation dès 380 Ma des zones anatectiques précoces et le retour de la sédimentation marine dès le Givétien (~ 380 Ma) dans le Morvan suggèrent un régime en extension au-dessus de la nouvelle subduction rhéique vers le Sud.

Ce n'est qu'après la distension précédente, c'est-à-dire à la fin du Dévonien (360 Ma), que débute la compression varisque proprement dite (fig. 13c).

• **La période néovarisque** se subdivise, pour le Massif central pris dans son ensemble (Ledru et *al.*, 1989), en des stades 1 (350 à 320 Ma) et 2 (320 à 280 Ma) qui correspondent :

– le premier à un épaissement crustal dû à la réactivation de la collision avec des chevauchements et de grands décrochements crustaux (fig. 13d) ;

– le deuxième à un amincissement crustal et à une extension conduisant à l'effondrement de la chaîne.

C'est ainsi qu'au début du Viséen (350-340 Ma), dans la partie orientale du Massif central, de grands décrochements dextres s'accompagnent de la mise en place de granites « syntectoniques » comme celui du Grand-Chemin dans le Lyonnais, daté à 349 ± 3 Ma et 346 ± 3 Ma par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur biotites et muscovites (Costa et al., 1989). C'est probablement à la même époque qu'ont lieu :

- les décrochements dextres d'Autun (Rolin et Stussi, 1991) et ceux que nous avons mis en évidence dans le secteur de Ciry-le-Noble, dans la partie nord-est de la présente carte ;
- la mise en place des granites porphyroïdes à biotite de Luzy et du Charollais, datés respectivement à 348 ± 6 Ma (granite de Grury, U-Pb sur zircon et uraninite, Supply, 1985) et 345 Ma (Rb-Sr, Vialette, 1973).

Ces décrochements contrôlent aussi une activité volcanique qui tend à se localiser dans des gouttières ou fosses volcano-plutoniques où les accumulations subaériennes de laves et leurs cortèges subvolcaniques deviennent énormes (Delfour et al., 1995). Au Viséen supérieur ce magmatisme évolue vers des termes ayant un chimisme intermédiaire entre les lignées peralumineuse et subalcaline et résultant de la fusion partielle de para- et orthogneiss alumineux. Sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, ces formations viséennes n'apparaissent pas en surface mais il n'est pas impossible qu'elles existent en profondeur, sous le bassin permien de Blanzay, car plus au Nord ces formations affleurent d'une part en petits lambeaux le long du contact faillé entre le bassin de Blanzay et le massif granitique de Luzy (feuilles Montceau-les-Mines et Toulon-sur-Arroux) et, d'autre part, en masses importantes au Nord et à l'Ouest du massif de Luzy (fig. 2).

À la fin du Viséen (~ 325 Ma), la phase de compression dite « sudète » plisse modérément, sans les schistosier, les formations volcano-sédimentaires déposées depuis le Dévonien moyen-supérieur, ce qui donne la structure synclinoriale du faisceau du Morvan (fig. 2).

Cette phase de compression est suivie d'une extension généralisée, commençant vers 322 Ma (Costa et al., 1989), c'est-à-dire au début du Namurien. Dans le Nord du Morvan, le leucogranite de la Pierre-qui-Vire se met en place à cette époque si l'on se réfère à sa datation à 323 Ma par une isochrone Rb-Sr (Duthou et al., 1984). Par analogie, les leucogranites peralumineux de type Mesvres, dont font partie ceux de la feuille Paray-le-Monial, datent probablement aussi du Namurien, à moins qu'ils ne soient westphaliens. L'intrusion de ces leucogranites provoque un métamorphisme de contact dans les formations volcano-sédimentaires du Viséen supérieur.

- Au Westphalien terminal et au Stéphanien, sous l'effet de contraintes compressives est-ouest, des décrochements réactivent les grandes failles

comme celle de Bert – Le Creusot, structure majeure arquée du bâti hercynien, qui se raccorde au Sillon Houiller. Ils contrôlent la formation de bassins stéphanien en transtension (Castaing, 1982 ; Ledru *et al.*, 1989) comme celui de Montceau-les-Mines et ceux de la bordure nord, les plus proches étant ceux de Pully au Nord-Est et de Neuvy-Grandchamps au Sud-Ouest de la feuille Paray-le-Monial. Leur remplissage sédimentaire, qui a lieu au Stéphanien B et C, est contemporain du jeu cisailant dextre des grands accidents de bordure (Langiaux, 1984 ; Gelard et Vallé, 1984 ; *in* Debriette et Genna, en prép.).

Ces bassins, de dimensions variées mais généralement allongés et étroits, recueillent au Stéphanien moyen les produits de l'érosion des reliefs environnants ainsi qu'une abondante accumulation de dépôts phytogènes de matière organique d'origine ligneuse, dans laquelle s'intercalent des poussières fines produites par des émissions d'origine volcanique.

À la fin du Stéphanien une compression ENE-WSW provoque un décrochement dextre et déforme et plisse le bassin stéphanien de Montceau-les-Mines (Vallé *et al.*, 1988).

• **À l'Autunien** une distension Nord-Sud, reconnue dans le bassin d'Autun (Marteau, 1983) et dans celui de l'Aumance à l'extrémité N du Sillon Houiller (Paquette, 1980 ; Gros, 1981), est contrôlée par les failles bordières qui jouent en failles normales (*cf.* schéma structural) à cette époque. Elle provoque l'apparition dans le bassin d'une fracturation N 60° à N 100° E, avec des failles synsédimentaires dans les formations permienes et surtout le basculement de blocs structuraux vers le socle de la bordure nord, ce qui explique la discordance locale de la Formation alternante sur l'Autunien, puis du Saxonien sur la Formation alternante et les variations d'épaisseur des différentes formations permienes.

Le remplissage détritique du bassin se fait donc par saccades, avec des alternances de décharges grossières et d'accumulation de sédiments fins, jusqu'à son comblement et l'arrêt de la subsidence.

La phase compressive saalienne, qui marque la fin de l'orogénèse varisque, comprime le bassin et accentue les pendages des couches et le basculement des panneaux structuraux.

La période fini-varisque est en outre marquée, dans la majeure partie du Massif central, par la mise en place de filons de lamprophyres issus de magmas basiques à intermédiaires, d'affinité alcaline potassique plus ou moins nette. Ces lamprophyres sont datés à 290-295 Ma par la méthode Rb-Sr dans le Limousin (Leroy et Sonet, 1976 ; Chalier *et al.*, 1994) et à 292 Ma par la méthode K-Ar dans le forage GPF de Sancerre-Couy (Hottin et Calvez, 1988), c'est-à-dire de l'Autunien inférieur.

PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE

Du Permien supérieur au Trias moyen la cordillère hercynienne est complètement érodée et le substratum forme un pédimont ou glacis d'érosion aplani. De cette surface d'érosion des premiers temps de l'ère secondaire il ne reste plus guère de témoin perceptible en surface, si ce n'est sa trace sous la discordance des grès du Trias, visible en deux points sur la feuille Paray-le-Monial :

– à Saint-Aubin-en-Charollais : à l'extrémité sud d'un étang, 500 m à l'WSW du lieu-dit Nérot (x : 744,3 ; y : 168,3) ;

– au Nord-Est de Palinges : en amont de l'étang du Fourneau, environ 10 m à l'Ouest du virage de la D 985 (x : 745,58 ; y : 175,10).

PHÉNOMÈNES ALPINS

De même que l'orogénèse varisque a influencé l'histoire de la région jusqu'à la fin du Permien, les phénomènes alpins prennent le relais du début du Secondaire à l'Actuel. L'ouverture progressive de l'océan alpin, la Téthys (formation du rift puis de l'océan) et la surrection de la chaîne alpine (fermeture de l'océan téthysien et collision de ses bordures) sont les moteurs de phénomènes tectoniques et sédimentaires puissants dont le territoire concerné par la feuille Paray-le-Monial, bien qu'à l'écart des grands événements orogéniques, vit les contrecoups.

• **Extension liasique, sédimentation Lias – Dogger.** Durant tout ce processus, le Massif central forme la marge passive de l'océan téthysien. Ses bordures s'effondrent progressivement vers l'Est, en direction de la fosse alpine, sous l'action des failles normales listriques du rift liasique, fracturation qui réactive également des accidents anciens. Un épisode de minéralisation filonienne à fluorine accompagne ce processus d'extension (Baubron *et al.*, 1980). Le Charollais est recouvert par une mer peu profonde de plate-forme épicontinentale. Une sédimentation peu épaisse, en fort contraste avec les accumulations de la fosse alpine, ou de celles d'épaisseur intermédiaire du Jura, s'y dépose. Dans la sédimentation, le retour de la mer est annoncé par les lagunes évaporitiques du Trias, conséquences de l'amorce du rift alpin. Dès l'Hettangien, le milieu marin s'installe et perdurera au moins jusqu'aux derniers témoins mésozoïques visibles sur la feuille Paray-le-Monial (Callovo-Oxfordien).

Dans le cadre strict de la feuille Paray-le-Monial, aucun dépôt sédimentaire ne documente l'évolution géologique postérieure pendant au moins cent millions d'années, jusqu'à l'Éocène. Il n'est pas certain que des sédiments plus jeunes que le Callovo-Oxfordien se soient déposés ; si tel avait été le cas, ils auraient été érodés par la suite.

Loin à l'Est, la **collision alpine**, qui débute au Crétacé supérieur dans les zones internes de la chaîne, se propage vers l'Ouest pendant tout le Tertiaire, avec des répercussions sur l'avant-pays.

• **Au début du Tertiaire**, les trois quarts du territoire français (entre la Seine et la Garonne) émergent, à la suite d'un bombement lithosphérique induit par la convergence Afrique-Europe (Wyns, 1991, 1999, 2002). Au **Paléocène-Éocène**, la quasi-totalité du Sud-Est de la France est émergé et le restera jusqu'à l'Actuel. La zone soulevée est alors soumise à l'altération latéritique jusqu'à l'Éocène supérieur, soit pendant une durée d'environ 25 Ma. Une phase d'érosion et d'altération s'installe dans la durée. Les dépôts sableux du Sidérolitique se mettent en place sur une surface, nous venons de le voir, qui a déjà subi une altération continentale prolongée. Une mise en contrainte Nord-Sud du bâti (« compression pyrénéenne ») est responsable d'un épisode de fracturation, notamment du rejeu en décrochement des accidents bordiers du graben stéphano-permien, mettant en contact tectonique les formations mésozoïques et plus anciennes, comme on peut le voir dans la région de Chassy-Clessy et au Sud-Ouest de Perrecy-les-Forges.

• **À l'Éocène supérieur**, le flambage lithosphérique se résorbe à la suite d'une relaxation des contraintes à l'échelle européenne (début de l'extension oligocène au Priabonien) et l'altitude du bâti diminue, provoquant l'arrêt de l'altération latéritique. La sédimentation devient carbonatée tout en restant pour l'essentiel continentale : c'est la période de formation des calcaires lacustres. Cette période d'extension, induite par une composante décrochante du mouvement relatif des plaques Europe – Afrique, entraîne la formation en Europe de l'Ouest d'un système de rift intracontinental orienté N-S à NE-SW (Debrand-Passard et *al.*, 1984) (pour une discussion, cf. Merle et *al.*, 1998) autour de l'Arc alpin.

Dans la région qui nous intéresse, il est responsable de la formation des bassins de Limagne, de Roanne-Montbrison et de la Bresse, ces deux derniers encadrant le Charollais et le Morvan en général, respectivement à l'Ouest et à l'Est. Leur contenu sédimentaire est le produit d'une alternance de régimes marins et fluvio-lacustres, l'épaisseur des sédiments atteignant un à plusieurs milliers de mètres dans la Limagne et la Bresse, quelques centaines dans le bassin de Roanne-Montbrison, ce dernier exclusivement fluvio-lacustre (*in* Merle et *al.*, 1998).

• **L'Oligocène (ou plutôt l'Oligo-Miocène)** présente sur la feuille Paray-le-Monial, un faciès marno-calcaire de type lacustre à masses dispersées de calcaire concrétionné. Sur la feuille Paray-le-Monial, son extension paraît limitée vers l'Est par un accident N 170°, membre d'une famille d'accidents orientés N-S à N 160-170°, correspondant à des failles répliques du système de rift ouest-européen. Leur rejeu postérieur en décrochement lors de la compression alpine miocène hache les affleurements mésozoïques.

• **Au Miocène**, avec la reprise de la compression alpine, un nouvel antiforme lithosphérique se forme autour de l'Arc alpin ; le Massif central français en constitue l'extrémité occidentale. Le relief ainsi créé s'accroît probablement à partir du Miocène supérieur, sans doute en relation avec la remontée asthénosphérique et l'accentuation du volcanisme alcalin.

Le soulèvement du Massif central, dont l'essentiel a été réalisé à partir du Miocène supérieur, a entraîné une reprise de l'altération lessivante et de l'érosion, qui se poursuivent actuellement. La mise en place des Sables du Bourbonnais au Plio-Pléistocène en réponse au soulèvement régional post-miocène moyen constitue un analogue récent de la mise en place du Sidérolitique à l'Éocène en réponse au soulèvement de la compression pyrénéenne.

• **Au Plio-Quaternaire**, sur fond de volcanisme mondorien, le rejeu des accidents oligocènes, associé à des modifications climatiques (climat plus humide) est responsable de la mise en place des deux séquences grossières du Bourbonnais (dont seule la séquence inférieure a été reconnue sur la feuille Paray-le-Monial). On voit sur la feuille Paray-le-Monial que ce rejeu s'est poursuivi tardivement, car les contours cartographiques du Bourbonnais, notamment entre Oudrache et Arroux, se calquent localement sur les directions « oligocènes ». Sauf dans les régions latérales par rapport au bassin (comme c'est probablement le cas sur la feuille Paray-le-Monial), les dépôts du Bourbonnais s'inscrivent dans le cadre des dépressions oligocènes. Les cours de la Loire et de l'Allier sont préfigurés. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (Clozier *in* Delfour et *al.*, 1989). Le refroidissement du climat durant la période des cycles glaciaires du Quaternaire, avec son cortège de phénomènes météoriques, contribue au modelé actuel du paysage.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Présentation générale

La feuille de Paray-le-Monial est entièrement située dans le bassin de la Loire. Elle couvre la partie aval du bassin versant de l'Arroux et de son principal affluent, la Bourbince, y compris le confluent de l'Arroux avec la Loire aux abords de Digoin. Une petite partie de la feuille est concernée par l'Arconce, autre affluent de la Loire.

L'ensemble de la feuille occupe une zone de cuvette entre des zones hautes essentiellement cristallines, Brionnais et Charollais à l'Est et au Sud-Est, derniers contreforts sud du Morvan au Nord-Ouest. Cette zone déprimée dépend du fossé de la Loire, occupé en grande partie par des formations tertiaires et plio-quaternaires.

Le relief, sur cette feuille, est assez peu marqué. Le point le plus bas est situé sur la Loire à sa sortie de la carte (angle sud-ouest) entre 220 et 225 m d'altitude et le point le plus haut est à 451 m d'altitude sur la bordure est.

Les réservoirs aquifères présents sur la feuille sont de nature variée et de dimensions modestes. Ils sont dans l'ensemble peu productifs. Leurs ressources sont peu exploitées et peu étudiées du fait, d'une part de l'absence de grandes villes et, d'autre part de l'absence de grands aquifères à nappes libres.

Sur une grande partie de la feuille, les différentes formations géologiques sont recouvertes par des dépôts plio-quadernaires (argileux, sableux, graveleux) dont l'épaisseur peut dépasser la dizaine de mètres. Les formations sous-jacentes se répartissent, dans l'ensemble, en bandes orientées NE-SW suivant un système de failles bien marqué. Du Nord-Ouest au Sud-Est on distingue ainsi :

- le massif granitique de Luzy dans l'angle nord-ouest de la feuille ;
- des formations permienues (Autunien et Saxonien) essentiellement de part et d'autre de la vallée de l'Arroux, reposant sur le socle cristallin varisque ;
- des formations mésozoïques (Trias, Lias, Dogger) dans la zone des vallées de l'Oudrache et de la Bourbince, généralement en contact par faille avec les précédentes ;
- au-delà vers l'Est des roches métamorphiques et des granitoïdes ;
- dans l'angle sud-est, aux abords de la ville de Charolles, de nouveau des formations mésozoïques (Dogger).

Sur la bordure sud de la feuille, entre le recouvrement plio-quadernaire et les formations précédentes, s'intercalent les formations tertiaires du fossé de la Loire (Oligocène), marneuses avec des intercalations de calcaires lacustres ou de sables.

À cette structure d'ensemble se superposent les dépôts d'alluvions des principaux cours d'eau de la feuille, c'est-à-dire l'Arroux, la Bourbince et, au Sud-Ouest, la Loire. Les autres cours d'eau ne sont pas suffisamment importants pour avoir déposé des alluvions significatives du point de vue des ressources en eau souterraine.

Climatologie

Sur cette feuille, les précipitations sont connues grâce à trois postes pluviométriques de la météorologie nationale : Gueugnon, Palinges et Charolles (ce dernier hors feuille, mais à 1 km seulement de son bord sud). Sur la période 1951-1980, les hauteurs moyennes annuelles ont été de :

- 866,8 mm à Gueugnon (l'année 1980 manque) ;
- 829,3 mm à Palignes (Digoin) ;
- 838,2 mm à Charolles.

Les données fournies par ces trois postes indiquent que la hauteur annuelle moyenne des précipitations est assez uniforme sur l'ensemble de la feuille et peut être estimée entre 840 et 850 mm. La répartition saisonnière est la même sur ces trois postes. Elle est de type océanique atténuée, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées.

Il n'existe pas de station complète de la météorologie nationale sur la feuille. Les températures moyennes annuelles (période 1951-1980) peuvent être évaluées par les trois stations environnantes positionnées en situation de plaine : Nevers (Marzy) à 80 km au Nord-ouest, Mâcon à 50 km à l'ESE et Vichy à 60 km au Sud-Ouest :

- 10,3 °C à Nevers (176 m d'altitude) ;
- 10,8 °C à Mâcon (216 m d'altitude) ;
- 10,5 °C à Vichy (249 m d'altitude).

Globalement, on peut retenir que sur la feuille, pour une altitude de 250 m, la température moyenne annuelle tourne autour de 10,5 °C.

Hydrologie

Cinq stations de jaugeage de cours d'eau existent sur la feuille. L'étude de leurs débits ne permet cependant pas de fournir des renseignements précis sur les ressources en eau souterraine présentes sur la feuille. En effet, les bassins concernés (Loire, Arroux et Bourbince) s'étendent sur deux ou trois autres feuilles et même bien davantage pour la Loire.

À titre purement indicatif, on citera, pour ces cinq stations de jaugeage, la surface du bassin versant (BV), la période de calcul des moyennes, le débit moyen annuel, le débit moyen du mois le plus faible de chaque année (QMNA) et la valeur du rapport QMNA/débit moyen annuel, rapport qui permet d'avoir une idée globale de l'importance des ressources aquifères vidangeables de l'ensemble du bassin versant considéré (plus le rapport est élevé, plus ces réserves sont importantes).

Ces stations de jaugeage sont gérées par les Directions régionales de l'environnement (DIREN) des régions Centre ou Bourgogne. Les valeurs de débit moyen annuel sont conformes à ce que laisse prévoir les valeurs régionales moyennes de hauteur de précipitation et de température annuelle.

| Rivière | Bourbince | | Arroux | | Loire |
|--------------------|--|---|---|---|---|
| | Ciry-le-Noble | Vitry-en-Charollais | Rigny-sur-Arroux | Digoin | Digoin |
| BV | 343 km ² | 819 km ² | 2 277 km ² | 3 166 km ² | 9 315 km ² |
| période | 1981-1990 | 1968-1991 | 1968-1991 | 1968-1991 | 1958-1982 |
| débit moyen annuel | 3,57 m ³ /s soit 10,4 l/s/km ² | 8,27 m ³ /s soit 10,1 l/s/ km ² | 29,6 m ³ /s soit 13,0 l/s/ km ² | 39,3 m ³ /s soit 12,4 l/s/ km ² | 93,5 m ³ /s soit 10,0 l/s/ km ² |
| QMNA | 0,874 m ³ /s soit 2,55 l/s/ km ² | 1,46 m ³ /s soit 1,78 l/s/ km ² | 3,01 m ³ /s soit 1,32 l/s/ km ² | 4,75 m ³ /s soit 1,50 l/s/ km ² | 18,3 m ³ /s soit 1,96 l/s/ km ² |
| rapport | 0,24 | 0,18 | 0,10 | 0,12 | 0,20 |

Ressources en eau du socle

Le socle anté-stéphanien de la feuille de Paray-le-Monial, est constitué de formations métamorphiques (gneiss et anatexites) et de différents types de granitoïdes.

Comme pour toutes les zones de socle, les ressources en eau sont essentiellement liées aux altérations de surface ou de faible profondeur, qui développent des produits à porosité d'interstices, et aux zones de fractures, jusqu'à des profondeurs qui peuvent être importantes. Ces fractures, en général en charge, jouent le rôle de drains pour les eaux contenues dans les altérites. Les ressources sont peu liées à la nature lithologique des formations.

• **Ressources des altérites.** L'altération supergène des roches cristallines donne naissance à un manteau d'altérites de nature sableuse (arène) présentant une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres) – mais difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique, forages) – et une porosité d'interstices non négligeable, quelques % pour ce qui est de la porosité efficace. Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. Elles donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit et les surfaces piézométriques sont peu profondes. Les eaux contenues dans ces altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

• **Ressources profondes ou liées aux fractures.** Du fait de l'absence de forages profonds dans ces zones, les données se rapportant aux ressources profondes du socle manquent totalement sur cette feuille. On peut simplement signaler qu'en d'autres régions de socle, certains forages en roches massives granitiques ou gneissiques ont donné des débits de quelques m³/h à quelques dizaines de m³/h. On peut signaler aussi que des exploitations minières par galeries en zone de granite (par exemple en Vendée) nécessitent souvent des exhaures à des débits non négligeables.

Il est donc raisonnable de penser que les zones de socle profond de la feuille de Paray-le-Monial renferment aussi des ressources non négligeables mais, comme en toute zone de socle, leur mise en évidence nécessite une prospection préliminaire fine par méthodes géophysiques ou détection des gaz du sol afin de repérer les fractures susceptibles de fournir des débits importants.

Ressources en eau des formations permienes (Saxonien et Autunien)

Ces formations, de nature gréseuse ou schisteuse, sont en général altérées en surface, donnant des argiles ou des grès argileux. Comme pour les zones de socle, l'épaisseur de ces produits d'altération est difficile à évaluer en l'absence de prospections géophysiques.

Les ressources en eaux des formations permienes semblent peu importantes et localisées dans les niveaux gréseux. Elles se manifestent par des sources nombreuses et de faible débit. Sur les feuilles voisines, certaines sont captées pour adduction d'eau potable (AEP). Quelques forages de recherche d'eau, peu profonds, ont été réalisés par des particuliers mais n'ont montré que de faibles débits ; ainsi un forage à Rigny-sur-Arroux (lieu-dit Roche-le-Haut ; n° BSS : 600/1X/0002), réalisé en juin 1974 et d'une profondeur de 20 m, a montré la coupe suivante, de haut en bas et depuis la surface (cotes en mètres depuis la surface) :

- de 0,00 à 4,00 m : argile grise puis argile devenant de plus en plus sableuse, attribuable au Plio-quatenaire ;
- de 4,00 à 9,00 m : argile rouge ;
- de 9,00 à 15,00 m : alternance de grès rouge avec bancs d'argile rouge et verte ;
- de 15,00 à 20,00 m : grès fin argileux rouge et vert.

Les formations de 4,00 à 20,00 m sont attribuées au Permien.

Ce forage a été crépiné de 3 à 7 m et de 14 à 20 m et montrait un niveau statique à 0,80 m. Lors du pompage d'essai (durée : 5 h), le débit n'a été que de 90 l/h avec un rabattement de 7 m, soit un débit insignifiant.

Les niveaux argileux issus de l'altération des niveaux schisteux, peuvent se comporter comme un mur imperméable pour les formations aquifères sus-jacentes, ainsi la source captée pour l'adduction d'eau potable (AEP) de la commune de La Motte-Saint-Jean (n° BSS : 600/5X/0083) provient d'un niveau sableux du Plio-quatenaire, au contact de produits d'altération argileux des schistes rouges du Permien.

En profondeur, les formations permienes peuvent contenir quelques ressources aquifères. C'est ce que montrent quelques-uns des forages profonds pour recherche de houille réalisés sur la feuille et mentionnant des indications de venue d'eau au cours des travaux. Au vu de ces données, il semble cependant que ces ressources profondes soient peu importantes :

- à Oudry, sondage pour recherche de houille réalisé de 1909 à 1924 (n° BSS 600/3X/0019), profondeur finale : 521 m ; le houiller, recoupé de 195 m jusqu'au fond du forage, a montré une venue d'eau à 290 m de profondeur d'un débit évalué à 250 l/h ;
- à Perrecy-les-Forges (puits n° 1) (n° BSS 600/4X/0021) : sondage pour recherche de houille ; profondeur finale : 310 m ; le houiller, recoupé de 55 m (ou 70 m) jusqu'au fond du forage, a montré une venue d'eau à 115 m de profondeur, dans un niveau de grès accompagné de gypse, d'un débit évalué à 12 à 15 hl/h, soit 1 à 1,5 m³/h ;
- à Perrecy-les-Forges (puits n° 2) (n° BSS 600/4X/0022) : sondage pour recherche de houille ; profondeur finale : 281 m ; dans le houiller, recoupé de 60 m jusqu'au fond du forage, aucune venue d'eau n'a été notée.

Les niveaux aquifères sont liés, soit à des zones fracturées, soit à des niveaux d'évaporite, la grande solubilité de ces produits pouvant entraîner un accroissement de la perméabilité de la formation.

On peut signaler aussi l'existence d'un autre forage pour recherche de houille, sur la feuille voisine de Toulon-sur-Arroux, à 1 000 m seulement du bord nord de la feuille de Paray-le-Monial ; il s'agit du forage du Moulin de Rochefort à Vendennes-sur-Arroux, sur l'ancienne concession minière de houille de Pully (archives du service des mines). Réalisé en 1919, il a été arrêté à une profondeur de 316 m. Il a atteint le granite à 274 m après avoir traversé du Permien et, peut-être, du Carbonifère. Des venues d'eau sont signalées :

- entre 63 et 70 m, « venue d'eau » dans du grès avec de grandes fissures,
- entre 189 et 192 m, « forte venue d'eau » dans une formation notée « granite » au sein d'alternances de grès et de schistes, probablement des arkoses.

Ressources en eau des formations mésozoïques et tertiaires

La couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire est composée de formations variées (argile, marne, grès, sable, roches carbonatées). Elle s'étend du Trias au Bathonien auxquels se superposent, dans le moitié sud de la feuille, des formations oligocènes (marnes, sables et calcaires). Les formations perméables, susceptibles de contenir des ressources en eau souterraine, sont, de bas en haut :

- d'une part, les grès et, éventuellement, les dolomies du Trias ; quelques niveaux calcaires dans le Lias, notamment le Calcaire à gryphées du

Sinémurien, le Lias étant par ailleurs essentiellement marneux ; l'ensemble calcaire du Jurassique moyen (Bajocien et Bathonien) ;

– d'autre part, les niveaux sableux ou calcaires de l'Oligocène.

Concernant les niveaux aquifères du Trias et du Lias, on ne dispose pas de données sur cette feuille. Les formations du Jurassique moyen, essentiellement calcaires, renferment des ressources qui sont exploitées pour adduction d'eau potable là où leur surface d'affleurement sont les plus notables, c'est-à-dire dans la partie sud-est de la feuille avec les trois sources captées suivantes :

– source de Mounot, captée par la ville de Charolles (n° BSS 600/8X/0002) ; cette source sort d'éboulis reposant sur une pente d'argile liasique surmontée de calcaires bajociens, ceux-ci constituant le réservoir donnant naissance à la source ; le débit est de 50 m³/h en moyenne ;

– source de Maupré, également captée par la ville de Charolles (n° BSS 600/8X/0003) ; cette source sort des calcaires du Bathonien inférieur reposant sur les marnes du Bajocien supérieur ; le débit est de 30 m³/h ;

– source de Fontenay, captée par la commune de Fontenay (n° BSS 600/8X/0005) ; comme la source de Mounot mentionnée ci-dessus, elle sort des calcaires bajociens reposant sur le Lias.

Les ressources en eau contenues dans ces niveaux calcaires sont vulnérables aux pollutions du fait de la nature fissurée, voire karstifiée, du réservoir qui est cause de circulations rapides et d'absence de filtration des eaux d'infiltration. Les deux sources captées par la ville de Charolles, notamment, ont une eau très souvent turbide lors des pluies et connaissent fréquemment des problèmes de pollution bactériologique.

Les ressources aquifères des formations oligocènes, présentes dans la partie sud de la feuille, n'ont, semble-t-il, jamais été étudiées mais, au vu de leur nature lithologique, elles pourraient renfermer quelques ressources. Ainsi les deux sondages, de 50 m de profondeur chacun, réalisés à Paray-le-Monial en 1990 (n° BSS 600/6X/0023 et 600/7X/0014) ont rencontré l'Oligocène sous les alluvions de la Bourbince de 6,80 et 10,20 m jusqu'au fond ; le deuxième a recoupé, dans l'Oligocène constitué de marnes ocre, deux niveaux de marnes avec graviers et galets (de 19,80 à 20,60 m et de 26,30 à 31,00 m).

Compte tenu de la tectonique, les niveaux aquifères mésozoïques dont il vient d'être question peuvent aussi être présents en profondeur et donc protégés par des niveaux peu perméables sus-jacents (grès du Trias sous les argiles du Lias, calcaires bajociens et bathoniens sous les formations tertiaires essentiellement argileuses). Les sondages pour recherche de houille précédemment évoqués peuvent fournir des renseignements

intéressants sur ces formations lorsqu'elles sont en position profonde et donc susceptibles de contenir des aquifères captifs. On note ainsi :

- l'ouvrage 600/3X/0019 (Oudry), qui a recoupé la couverture de la surface à 195 m (contact Trias-Permien), a rencontré les venues d'eau suivantes :
 - . plusieurs dans les argiles du Lias supérieur (débits de 100 à 320 l/h) ;
 - . plusieurs dans des niveaux calcaires du Lias inférieur entre 50 et 70 m (débits de 6 à 45 m³/h) ;
 - . plusieurs dans les niveaux de grès du Trias entre 184 et 195 m (débit total de 60 m³/h).
- l'ouvrage 600/4X/0021 (Perrecy-les-Forges, puits n° 1), qui a recoupé la couverture de la surface à 55 ou 70 m (contact, peu précis, Trias-Permien), a rencontré les venues d'eau suivantes :
 - . une entre 10 et 20 m dans des sables et argiles (Tertiaire ou Plio-quaternaire) (débit de 100 hl/h soit 10 m³/h) ;
 - . plusieurs entre 20 et 55 m dans les niveaux gréseux ou dolomitiques du Trias (débits de 20 à 170 hl/h soit 2 à 17 m³/h) ;
- l'ouvrage 600/4X/0022 (Perrecy-les-Forges, puits n° 2), qui a recoupé la couverture de la surface à 60 m (contact Trias-Permien), a rencontré les venues d'eau suivantes :
 - . deux dans des formations difficilement identifiables (Tertiaire ou Lias ou Trias), l'une à 14 m (débit de 10 hl/h soit 1 m³/h) et l'autre à 25 m (débit de 180 hl/h soit 18 m³/h) ;
 - . trois dans le Trias gréseux, à 47 m (débit de 200 hl/h soit 20 m³/h), à 51 m (débit de 260 hl/h soit 26 m³/h) et à 58 m (débit de 440 hl/h soit 44 m³/h).

Ces observations montrent ainsi qu'en profondeur, deux niveaux peuvent fournir des débits intéressants, de l'ordre d'au moins la dizaine de m³/h, voire bien davantage :

- le Trias gréseux ;
- les niveaux calcaires du Lias inférieur, essentiellement le Calcaire à gryphées du Sinémurien.

Il en est vraisemblablement de même pour les calcaires du Bajocien-Bathonien. Mais les trois ouvrages mentionnés ne les ont pas recoupés car ils ont été réalisés dans la partie nord de la feuille où le Jurassique moyen a été érodé.

Pour ce qui est de l'Oligocène, qui s'épaissit vers le Sud lorsqu'on se rapproche de l'axe du fossé de la Loire, jusqu'à 100 à 300 m de puissance, les niveaux sableux ou de calcaire lacustre qui s'intercalent dans les marnes peuvent constituer une ressource, forcément bien protégée, et qui mériterait d'être explorée.

Les ressources profondes du Trias gréseux, captif sous les argiles du Lias, des niveaux calcaires du Lias, captifs au sein des argiles et des calcaires du Jurassique moyen, captifs sous l'Oligocène, pourraient être raisonnablement explorées dans la partie est de la feuille et notamment aux environs de Paray-le-Monial. Il pourrait en être de même pour les niveaux profonds, sableux ou calcaires, de l'Oligocène, essentiellement entre Paray-le-Monial et Digoin et plus au Sud.

Ressources en eau des formations plio-quadernaires

Les formations plio-quadernaires, dénommées « Formations des Sables et argiles du Bourbonnais », occupent de grandes surfaces sur cette feuille. Leur faciès prédominant est constitué de sables et de graviers et leur épaisseur peut largement dépasser 10 m. Compte tenu de ces caractéristiques, ces formations pourraient contenir des ressources en eau intéressantes, sous réserve cependant d'être sous le niveau piézométrique, ce qui, en raison de la topographie, ne doit pas être le cas partout. Le captage d'AEP de La Motte-Saint-Jean (n° BSS 600/5X/0083), déjà mentionné, est une source sortant d'un niveau sableux de la Formation du Bourbonnais.

Des mesures de terrain de la qualité chimique de l'eau de sources (ou de ruisseaux très près de leur source) situés à l'Ouest de l'Arroux et sortant de la Formation du Bourbonnais, réalisées en novembre 1987 (points BSS n° 600/1X/19, 20 et 21), montrent une eau très peu minéralisée (conductivité inférieure à 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et acide (pH compris entre 5 et 5,5). Ces valeurs correspondent bien à des eaux issues d'un réservoir à matériau essentiellement siliceux.

Ressources en eau des alluvions

Les alluvions récentes (Fz) des vallées de la Loire, de l'Arroux et de la Bourbince, les seules importantes sur la feuille d'un point de vue hydrogéologique, ont fait l'objet de plusieurs études, soit pour recherche de matériau pour granulats, soit pour recherche de ressources en eau souterraine. De ce fait, le réservoir aquifère des alluvions est assez bien connu sur cette feuille (rapport BRGM R 39562, juin 1997). C'est, sur cette feuille, le seul réservoir à être réellement exploité pour l'alimentation en eau potable.

Dans les vallées de l'Arroux et de la Bourbince, les alluvions sont, dans l'ensemble, constituées de sables parfois graveleux et possèdent donc une bonne perméabilité et une bonne porosité. Les niveaux d'argile, qui pourraient faire baisser leur perméabilité et nuire ainsi à la productivité des ouvrages, sont assez rares, sauf dans le secteur de la sortie amont de Paray-le-Monial où l'aquifère peut être captif sous de tels niveaux.

Les alluvions sont généralement peu épaisses : moins de 7 m. En outre, seule intervient pour les ressources en eau souterraine, l'épaisseur des alluvions noyées ; compte tenu de niveaux piézométriques à 1 ou 2 m sous la surface du sol, l'épaisseur noyée est généralement inférieure à 5 m ce qui est assez faible. Localement existent des surépaisseurs d'alluvions, les principales étant situées :

– dans la vallée de l'Arroux :

- . à la sortie nord de Gueugnon (zone de l'ancien champ captant de Gueugnon), où l'épaisseur des alluvions noyées atteint jusqu'à plus de 6 m, avec des débits spécifiques des anciens ouvrages compris entre 17 m³/h/m et 46,8 m³/h/m ;
- . en limite des communes de Gueugnon et de Rigny-sur-Arroux (les Ganses, le Breuil), où l'épaisseur des alluvions noyées atteint 5,30 m à 9,70 m.

– dans la vallée de la Bourbince :

- . à la sortie est de Paray-le-Monial où la productivité est moins bonne du fait des niveaux argileux déjà mentionnés dans ce secteur ;
- . dans le secteur de la Gravoine (à mi-chemin de Palinges et de Paray-le-Monial) avec des alluvions noyées dont l'épaisseur va de 6,50 m à 9 m et où se trouve le puits du Thiélay (n° BSS 600/3X/0010), captage d'AEP de Palinges, qui fournit un débit de 50 m³/h.

Il est à noter que dans la vallée de l'Arroux, notamment à l'aval de Gueugnon, plusieurs sites de surépaisseur d'alluvions auraient pu être utilisés comme ressource pour l'alimentation en eau potable, mais ils ne sont plus disponibles aujourd'hui car ils ont fait l'objet d'une extraction totale des alluvions pour production de granulat.

La qualité des eaux des alluvions de l'Arroux et de la Bourbince est connue par des prélèvements d'eau réalisés sur des petits forages de reconnaissance effectués en 1997 (rapport BRGM R 39562, juin 1997) ; l'eau est faiblement minéralisée (conductivité comprise entre 100 et 200 µS/cm), sauf à la sortie amont de Paray-le-Monial (conductivité de 516 et de 627 µS/cm), et légèrement acide (pH compris, suivant les points, entre 6 et 7).

Les alluvions récentes de la Loire, constituées de sables et de graviers et dépourvues de niveaux d'argile, sont exploitées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Digoin par les ouvrages des Carrages, situés au Sud de la Ville. Il s'agit de plusieurs puits ou forages (n° BSS 600/5X/84 à 88 et 90). Les alluvions y sont peu épaisses (suivant les ouvrages, épaisseurs totales de 6 à 7 m et épaisseurs noyées de l'ordre de 3 à 4 m) mais les débits spécifiques des ouvrages y sont, malgré tout, assez importants ce qui témoigne des bonnes caractéristiques hydrodynamiques de ces alluvions :

47 m³/h/m au puits n° 2 (n° BSS 600/5X/0085), 23 m³/h/m sur le puits n° 1 (n° BSS : 600/5X/0084), 16,4 m³/h/m sur forage n° 2 (n° BSS 600/5X/0089).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

De nombreuses carrières, indiquées sur la carte, ont été ouvertes dans le sous-sol de la feuille Paray-le-Monial. Certaines sont encore en activité de nos jours et concernent essentiellement les trois niveaux durs de la série mésozoïque (grès et calcaires), les argiles et les alluvions récentes (sables et graviers). Au sein du socle varisque se trouvent des carrières de taille variable, généralement abandonnées, pour l'exploitation soit du « cran » c'est-à-dire de l'arène sableuse ou sablo-argileuse développée sur les gneiss et les divers types de granitoïdes, soit – beaucoup plus rarement – de la pierre ; des blocs et des « pierres volantes » ont également été ramassés dans les champs et utilisés dans la construction des habitations.

• **Roches magmatiques et métamorphiques.** Dans l'angle nord-ouest de la carte, le microleucogranite à petits phénocristaux a été extrait dans plusieurs carrières dont la plus importante se trouve à l'ouest de Vougon (x : 724,62 ; y : 2 180,45), tandis que l'arène granitique est encore exploitée actuellement, de façon épisodique, pour le remblayage de pistes. Dans le quart oriental de la carte, les matériaux les plus favorables pour la pierre sont les orthogneiss œillés, les paragneiss migmatitiques et les diatexites, mais les gisements rocheux sont rares et de petite taille et n'ont fait l'objet que de petits grattages. Actuellement, seule l'arène développée sur les divers gneiss, les diatexites ou le granite de Champlecy fait encore l'objet d'exploitations épisodiques et artisanales, comme c'est le cas par exemple dans les deux carrières implantées dans la zone cataclasée du granite de Champlecy.

• **Grès.** Les arkoses du Trias (tG) fournissent un matériau de construction de qualité. D'usage moins prisé que celui des calcaires, il a été très peu utilisé dans les églises romanes. On le trouve en revanche fréquemment dans les murs de fermes, les séparations de prés, les soubassements de haies (anciens murs de pierre sèche), surtout dans l'Est de la feuille, où se situe le gisement (plateau gréseux de la région Baron – Ciry-le-Noble, le long de la bordure est de la feuille). Les exploitations ont été ouvertes en de nombreux endroits dans le plateau, mais les éboulis ont également été exploités sur ses bords, en prélèvements de proximité, nombreux, dispersés et peu importants. Les carrières sont toutes fermées de nos jours.

• **Calcaire.** Il a été exploité comme pierre à bâtir et comme pierre à chaux. Les deux niveaux exploités sont les calcaires sinémuriens (notés l2) ou « pierre bleue » et les calcaires aaléno-bajociens ou « pierre jaune » (j1-2). On retrouve ces deux pierres, souvent en association, dans toutes les

constructions anciennes de la région. Les exploitations remontent au moins au Moyen Âge, car ces pierres apparaissent dans les églises romanes. Elles devaient déjà être actives à l'époque romaine. La pierre à chaux était principalement utilisée en amendement dans les champs. On voit encore quelques fours à chaux en ruine. L'exploitation de ces calcaires, très florissante si l'on en juge par le nombre des anciennes carrières, a été progressivement abandonnée entre les deux guerres.

Le principal gisement de **pierre bleue** sur la feuille Paray-le-Monial est situé dans une bande pratiquement N-S, jalonnée d'anciennes carrières, qui s'étend depuis la latitude de Paray-le-Monial jusqu'à celle de Perrecy-les-Forges, en passant par Palinges et Gévelard, le long du cours de la Bourbince. On trouve également des anciennes carrières dans les régions de Marly-sur-Arroux, Oudry et Clessy.

La **pierre jaune** a été exploitée dans les régions de Charolles, Champcecy, Oudry-Perrecy-les-Forges, Saint-Vincent-Bragny, Chassy et Clessy.

• **Argile.** Elle a été beaucoup exploitée dans le passé et continue à l'être dans certaines zones. L'utilisation était la porcelaine, la faïence et le grès (céramique). Les gisements se trouvent éventuellement dans les marnes altérées (argilisées) du Trias, mais surtout le Lias altéré, le Sidérolitique et le Bourbonnais. Le Lias fournit surtout des argiles à terre cuite, activité en net ralentissement en raison de la concurrence des produits à base de ciment. Le Sidérolitique et le Bourbonnais fournissent des argiles kaoliniques d'usage plus noble. Une étude a été menée par le BRGM en 1978 sur les argiles de Bourgogne (Raymond, 1978).

Les exploitations d'argiles concernent les régions de Saint-Aubin-en-Charollais (argiles du Sidérolitique), Palinges, Ciry-le-Noble-Perrecy-les-Forges. La recherche de gisements, en général confidentielle, est encore activement menée.

• **Sables et graviers.** Les alluvions de la Loire (Digoin) et de l'Arroux (entre Rigny-sur-Arroux et Gueugnon) fournissent de bons gisements en lit majeur (Fz). La Bourbince fournit un gisement à Ciry-le-Noble. Dans l'Arroux, on note des emprunts locaux sur des terrasses plus hautes (Fy). Il s'agit d'utilisations de proximité, de faible volume.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

En dehors du charbon qui a été exploité dans plusieurs concessions, le territoire de la feuille Paray-le-Monial est particulièrement pauvre en minéralisations. Aucun indice minier n'est connu au sein du socle varisque et les

formations sédimentaires permienues ou mésozoïques ne renferment que de rares et faibles minéralisations :

– un petit indice de galène à gangue de fluorine et barytine, dans les grès du Saxonien rouge ;

– un petit gisement de fer consistant en une mince accumulation d'hématite limonitisée au toit des calcaires jaunes aaléno-bajociens.

• **Charbon.** Le périmètre de la présente carte géologique comprend l'intégralité de la concession de Perrecy et l'extrémité sud-ouest de la concession de Blanzv (fig. 14 hors texte). La concession de Blanzv a été instituée par décret le 27 novembre 1909. Elle a pour origine la partie sud-est de l'ancienne concession accordée en 1769 à F. de La Chaise sur le bassin de Blanzv – Le Creusot. Elle fut instituée par l'ordonnance royale du 12 février 1832 qui délimita et sépara définitivement les secteurs du Creusot et de Blanzv. Elle fut agrandie par ordonnance royale du 12 octobre 1841.

Les concessions des Porrots, de la Theurée-Maillot et des Badeaux ont été instituées le 22 avril 1833. Elles furent acquises par la Compagnie des Mines de Houille de Blanzv le 28 août 1841. Elles ont été le 17 décembre 1908 fusionnées avec la concession de Blanzv suite à une pétition de la Société Anonyme des Mines de Houille de Blanzv.

De 1855 à 1860, la Société de Saône-et-Loire recherche le prolongement du bassin de Blanzv au Sud-Ouest de la concession des Porrots. En 1875, la Société Charbonnière du Centre reprend les recherches en vue d'obtenir la concession dite de Perrecy. Elle est accordée par décret du 18 mai 1880 et la dénomination du concessionnaire change : Société de Perrecy-les-Forges. En 1929, la Société Anonyme des Mines de Blanzv rachète la Société de Perrecy.

Les concessions de Blanzv et Perrecy ont été transférées aux Houillères de Blanzv créées par le décret du 28 juin 1946, à l'issue de la loi de Nationalisation des combustibles minéraux du 17 mai 1946.

– **Concession de Perrecy.** L'exploitation se fit par 2 puits : Romagne (310,20 m, diamètre 3,50 m, de 1876 à 1933), Bonnins-Bonnot (281,50 m, diamètre 3,00 m, de 1887 à 1933). L'abattage du charbon se faisait par tranches montantes ou tailles inclinées remblayées (remblai : produits argileux tirés de carrières ou stériles provenant des travaux du fond, voire avec des schistes charbonneux). Ces méthodes générèrent des échauffements et feux très fréquents. En 1901, l'exploitant se propose enfin de prendre des sous-étages descendants de 2 tranches montantes remblayées (méthode « Blanzv ») comme le réclamait l'Administration depuis 1898. L'exploitation se fit essentiellement dans la « Grande couche de Perrecy » : anthracite, jusqu'à 12 m de puissance. Accessoirement dans la « Petite couche d'anthracite »

et les filets anthraciteux et dans la « 2^e couche supérieure » à 35 % de teneur en matières volatiles (M.V.) aux abords du puits de Romagne.

Le puits de Chatzeau (513,10 m, diamètre 3,30 m, de 1909 à 1929) ne servit qu'à des recherches. Sept couches, dénommées A à G, furent reconnues (épaisseur 0,80 à 3,40 m). La couche C est constituée de 3 bancs de charbon (3,00, 1,40 et 0,40 m). La teneur des matières volatiles va de 22,5 % à 39 %.

La production des mines de Perrecy de 1878 à 1890 est de 65 000 t de charbon flambant et de 1884 à 1929 de 2 000 000 t d'anthracite ou de charbon maigre.

– **Concession de Blanzy.** L'extraction se faisait par le puits de Rozelay 1 (453,11 m, diamètre 5,70 m, de 1938 à 1986). Elle débuta en novembre 1959. Le puits de Rozelay 2 (381,90 m, diamètre 4,70 m, de 1961 à 1986) servait de retour d'air et de puits de service. Ils furent mis en sommeil, jusqu'en 1991, date de leur remblayage.

En « 2^e couche », de 1962 à 1971, l'exploitation se fit par diverses méthodes, celles-ci pouvant se combiner selon la configuration du gîte : remblayage pneumatique, foudroyage, plancher souple. La première taille avec soutènement marchant et foudroyage fut prise de juin 1967 à mars 1968.

Le soutènement marchant, associé au soutirage, fut mis en service à partir de 1971. Il fut généralisé à partir de septembre 1973. L'exploitation de la « 2^e couche » prit fin en 1983.

La « 4^e couche » fut exploitée de 1983 à 1986 par soutènement marchant et soutirage.

La production des puits de Rozelay, dans le périmètre de la carte, s'élève à 7 985 329 t.

• **Barytine, plomb, fluorine.** Un petit indice à barytine, plomb, fluorine a été reconnu sur la commune de Rigny-sur-Arroux, par travers-banc horizontal de quelques mètres de longueur. Il s'agit d'un gîte de type filonien contenant quelques mouches de galène dans une gangue de barytine-fluorine. Cet indice est encaissé dans les grès du Saxonien rouge (r2R), silicifiés (aspect de quartzite) et décolorés. Il est archivé en BSS sous le n° 06001X4001 (x : 729,75 ; y : 2174,3).

• **Fer.** Signalons une exploitation de fer originale, datant du Moyen Âge, découverte en 1996-1997 par les archéologues de la DRAC (Direction Régionale des Affaires Culturelles) de Bourgogne lors des travaux de la voie de contournement de Paray-le-Monial, environ 1 km à l'WSW de Volesvres, au lieu-dit l'Étang carré.

Le gisement consiste en une accumulation, sur une quarantaine de centimètres d'épaisseur au maximum, d'hématite limonitisée. Celle-ci s'est concentrée dans les irrégularités du toit des calcaires jaunes aaléno-bajociens, sous recouvrement d'une argile indéterminée (peut-être attribuable au Sidérolitique, mais sans preuve) de quelques mètres d'épaisseur. L'exploitation a consisté en plusieurs dizaines de puits circulaires de diamètre suffisant pour un homme et profonds de quelques mètres. Ils étaient creusés dans l'argile de recouvrement, jusqu'au toit des calcaires. Les ruines d'un four ainsi que des traces de constructions sont visibles alentour.

L'accumulation de fer est à rattacher à l'altération lessivante latéritique qui a précédé le dépôt des argiles de recouvrement.

Étant situé sur le trajet du contournement, ce site n'est plus accessible.

RISQUES NATURELS

Sismicité historique (J. Lambert)

D'après la base de données « SisFrance » consacrée à la sismicité historique de la France métropolitaine depuis l'an 1000, l'activité sismique du département de la Saône-et-Loire apparaît comme très faible. Dans les limites de la feuille géologique au 1/50 000 de Paray-le-Monial, aucun épïcéntré de tremblement de terre ne figure répertorié.

En effet, depuis le début du 19^e siècle, seule une dizaine d'épïcéntrés ont pu être dénombrés, correspondant pour l'essentiel aux effets de secousses mineures issues principalement de l'Autunois et du Mâconnais. Ces séismes locaux – dont la plus forte intensité épïcéntrale a atteint le degré VI sur l'échelle MSK (légères fissurations des murs) lors de la secousse du 26 novembre 1887 à Saint-Pierre de-Varennes – ne sont pas ressentis jusqu'à Paray-le-Monial.

Depuis le 19^e siècle, seuls quelques grands séismes d'origine lointaine ont pu étendre leurs effets jusqu'à Paray même. En témoignent les secousses du 19 février 1822 (Bugey-Savoie) et du 25 janvier 1946 (Valais suisse) ; mais celle plus récente du 15 juillet 1996 (Savoie-Annecy) de degré VII n'a pas atteint Paray, limitant ses effets à la région maconnaise (degré II-III).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

L'altération étant très développée sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, les affleurements de qualité acceptable sont dispersés, ce qui rend

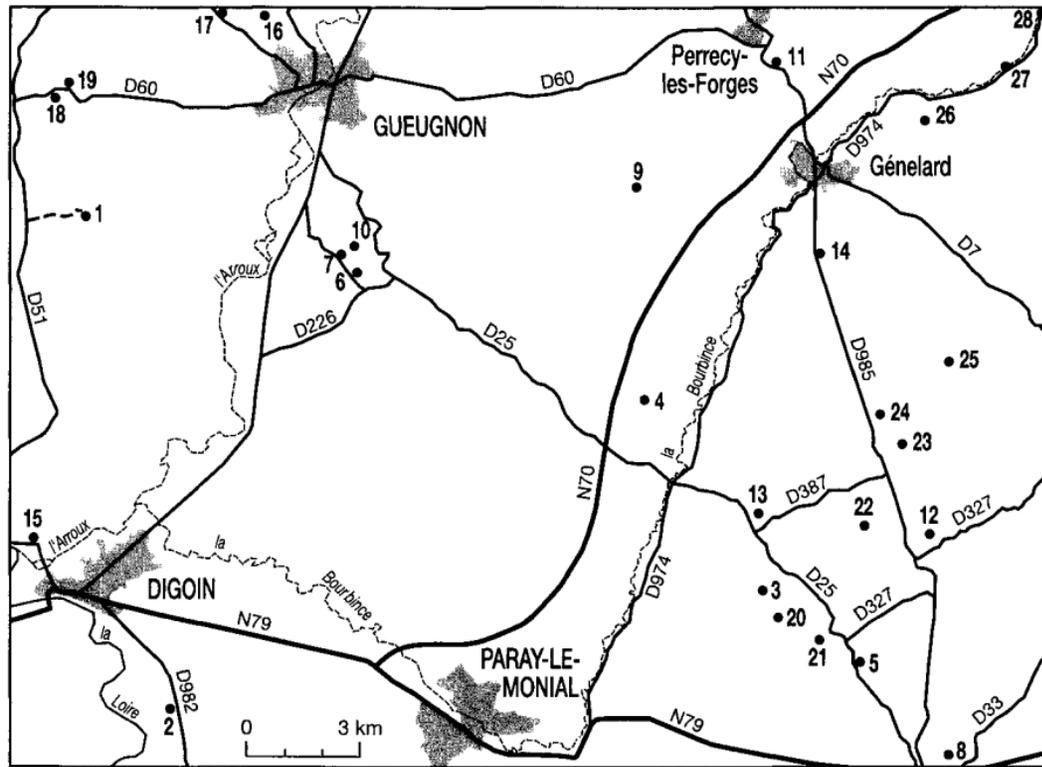


Fig. 15 - Points d'affleurements intéressants

difficile l'établissement d'un itinéraire suivi. Les affleurements sont présentés par ordre stratigraphique inverse, depuis les terrains les plus récents jusqu'aux plus anciens, ce qui donne un aperçu de la succession stratigraphique (fig. 15). Pour chaque arrêt, le lecteur est renvoyé à la description correspondante dans le texte du chapitre « Terrains affleurants ». Le « Lias mou » (argiles et marnes noires du Pliensbachien l3 et du Toarcien-Aalénien l4-j1) essentiellement reconnu en forages, ne présente pas d'affleurement acceptable et ne peut donc être présenté ici.

Arrêt 1 - Conglomérat de base du Bourbonnais (FL1) colluvionné sur les grès saxoniens rouges conglomératiques altérés (r2R). Affleurement situé près d'un étang aménagé pour la pêche, près de la ferme de Chaume, 1,5 km à l'Ouest de la D 51 (accès en voiture).

Arrêt 2 - Conglomérat de base du Bourbonnais (FL1) en poches discordantes sur le calcaire oligo-miocène (g2-m1). Affleure à la faveur d'un petit thalweg descendant vers la vallée de la Loire, au Sud-Est de Digoïn, près de la D 982 (lieux-dits Tranche-Gorge – le Pontet) qui entaille un horizon de calcaire blanc à pâte fine, beige rosé à la cassure, surmonté par le conglomérat de base du Bourbonnais (accès à pied depuis la D 982).

Arrêt 3 - Éocène sidérolitique (e). Unique zone d'affleurement de silcrète en place reconnue sur la feuille Paray-le-Monial. Croisement de chemins forestiers, accès par le Nord depuis Saint-Aubin-en-Charollais par le lieu-dit les Sollins. Les blocs de silcrète sont dispersés dans le bois à proximité des chemins et le long d'un petit thalweg orienté E-W, en aval de la croisée des chemins. Attention ! La piste d'accès est recouverte de cailloutis de granite.

Arrêt 4 - Discordance de l'Éocène sidérolitique (e) sur les marnes noires altérées (décarbonatées) du Lias (Toarcien – Aalénien *p.p.* : l4-j1), à 4,5 km au Sud-Ouest de Palinges, près du lieu-dit les Baraques non loin de la N 70 dans la partie sud d'une ancienne carrière pour argile à faïence.

Arrêt 5 - À 750 m au Sud de Champlecy, dans le fossé de la D 25, faunes d'ammonites du Callovien inférieur et de l'Oxfordien inférieur (terrains regroupés sur la carte sous la notation j3-j5). C'est le seul point d'existence de l'Oxfordien reconnu sur la carte.

Arrêt 6 - Carrière abandonnée sur la commune de Clessy (4,5 km environ au Sud de Gueugnon), lieu-dit les Carrières. Accès par une petite route reliant la D 226 à la D 994. Le Bajocien supérieur (faciès d'altération siliceux à chailles, j2ch) couronne le sommet des calcaires à entroques aaléno-bajociens (j1-2). Au Sud, le sommet de la carrière (j2ch) est raviné par l'Éocène sidérolitique (e, faciès rouge sablo-

argileux) visible à la base d'un champ dominant le front sud de la carrière.

- Arrêt 7** - 500 m au Nord-Ouest du point précédent, le long de la petite route en se dirigeant vers la D 994, on observe un contact faillé (brèche, concrétions de calcite) entre les calcaires à entroques aaléno-bajociens (j1-2) à pendage 40° vers l'Ouest et les grès rouges saxoniens (r2R) (cf. carte géologique).
- Arrêt 8** - Falaise de calcaires jaunes à entroques aaléno-bajociens (j1-2) dominant la vallée de l'Arconce au NNE de Charolles entre les lieux-dits le Verdier et Corcelles.
- Arrêt 9** - Bande d'affleurement alignée SW-NE, s'étendant de part et d'autre de la petite route reliant Soumilly à Oudry (cf. carte géologique). Il s'agit d'une coupe lacunaire montrant les calcaires à gryphées du Sinémurien (l2, ancienne carrière au Sud de la petite route) surmontant, à 500 m environ au Nord de la petite route, quelques bancs de calcaires siliceux fins, graveleux et lumachelliques rattachables à l'Hettangien (l1). L'Hettangien lui-même surmonte, après une lacune d'observation masquant le Rhétien, quelques bancs de grès grossiers arkosiques dans une argile rouge (Trias : tG et tA). C'est une des rares coupes de la carte montrant plusieurs terrains juxtaposés.
- Arrêt 10** - Coupe lacunaire allant du Sinémurien au Trias. Cette coupe, située dans un pré en pente à 800 m environ au Nord-Ouest de Clessy, est accessible depuis la D 25 par un chemin de champ marqué par un figuré de haie sur la carte à 1/50 000 (il est indiqué en chemin sur la carte à 1/25 000). Le chemin de champ mène à une carrière de calcaires à gryphées du Sinémurien (l2) qui surmontent, après une lacune de 3 m un banc de calcaire grossier gris-beige à coquilles dont de nombreux pectens, glauconie et entroques de l'Hettangien (l1). Ce dernier surmonte à son tour, après une nouvelle lacune d'observation de 3 m, une calcarénite grossière rattachable au Rhétien (t7) répartie en deux bancs infra-métriques séparés par une lacune d'observation de 3 m. On observe dessous les argiles et marnes rouges du Trias (tA).
- Arrêt 11** - Au SSE de Perrecy-les-Forges, au-dessus de la courbe de la D 985, on observe, dans un pré en pente, une coupe allant de l'Hettangien au Trias. L'Hettangien (l1), qui forme le haut de la pente, présente un faciès de calcaire marneux beige rosé à poches de sidérose (carbonate de fer) et pectens, surmonté par une mince dalle (épaisseur 10 à 20 cm) de calcaire bleu spathique à gryphées. Dessous on observe des faciès blonds sableux plus ou moins indurés rattachables au Rhétien.

- Arrêt 12** - À environ 6 km au Nord de Charolles, une ancienne carrière située près du village de Baron montre les arkoses quartzitiques du Trias (tG, série du Nord de Baron) qui arment les « collines triasiques » (cf. carte géologique). À 700 m au Nord, dans le Bois de Baron, on observe la surface de la dalle des grès du Trias. Dans toute l'étendue des « collines triasiques » se développant au Nord de Baron (cf. carte géologique) on observe de nombreuses carrières abandonnées faisant apparaître les arkoses plus ou moins quartzitiques du Trias (tG).
- Arrêt 13** - À 400 m environ au Nord du village de Saint-Aubin-en-Charollais, dans le ruisseau de Tilly, à la limite WSW de l'étang de Nérot, on observe la discordance du Trias (tG, grès à ciment carbonaté) sur le socle cristallin pénéplané constitué ici de métatexites à deux micas (M¹). L'accès se fait par les prés depuis la D 25 qui traverse Saint-Aubin.
- Arrêt 14** - À 2 km environ au Sud de Gévelard, à l'Ouest d'un virage de la D 985 et à l'Est de l'étang du Fourneau, on observe, dans le lit aménagé du ruisseau, la discordance des grès du Trias (tG, arkose grossière à ciment carbonaté) sur le socle cristallin aplani constitué ici de deux types de leucogranites (γ^2).
- Arrêt 15** - Dans une route en pente de La Motte-Saint-Jean débouchant sur la D 979, on observe les psammites rouges plaquetées du Saxonien (r2R).
- Arrêt 16** - Situé à l'Est de la ferme des Contettes au NNW de Gueugnon, cet affleurement de bord de route présente les schistes et grès de l'Autunien (r1S) affectés d'un pendage de 60° vers le Sud. Attention ! il est très délicat de se garer dans cette petite route en pente.
- Arrêt 17** - Au Nord-Ouest de Gueugnon, cet affleurement de bord de route montre les grès grossiers et les conglomérats à galets de socle de l'Autunien (r1C).

Socle cristallin anté-stéphanien

Massif granitique de Luzy (angle nord-ouest de la carte)

- Arrêt 18** - À environ 7 km à l'Ouest de Gueugnon, une petite carrière montre la coupe correspondant à la figure 4 : un filon de microleucogranite ($\mu\gamma$) avec une « bordure figée » à son toit, au contact du granite porphyroïde de Luzy. Accès à pied à partir de la D 60.

Arrêt 19 - Un peu plus à l'Est, en bordure nord de la D 60, affleurement du granite porphyroïde à biotite de Luzy ($\rho\gamma^3L$). Accès très facile à partir de la petite aire de pique-nique située juste à l'Est.

Granitoïdes et roches métamorphiques du Charollais (tiers oriental de la carte)

Arrêt 20 - À environ 2 km à l'Ouest de Champlecy, en partant de la ferme de Bussière vers le Nord, une piste mène aux affleurements de granite porphyroïde à biotite ($\rho\gamma^3C$) situés en rive gauche du ruisseau de Lavaux.

Arrêt 21 - Plus en amont, en rive droite du même ruisseau et juste à l'Ouest de Champlecy, barre allongée N 65° E, constituée du faciès cataclastique du granite porphyroïde de Champlecy.

Arrêt 22 - À environ 3 km à l'Est de Saint-Aubin-en-Charollais, juste à l'Est de la petite route allant de la Vallière aux Buissons, en rive gauche du ruisseau, rochers de tonalite à biotite (γ^M , point 8A23) avec quelques enclaves sombres et un réseau de minces filons de leucogranites.

Arrêt 23 - À environ 1 km au Sud-Est de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne, en rive gauche du ruisseau, alignement de rochers de monzonite quartzifère localement porphyroïde (γ^M , point 8A11) avec d'abondantes enclaves sombres à biotite et parfois amphibole. Accès : au hameau de Grandvaux prendre la piste carrossable qui part vers le Nord, jusqu'à un grand calvaire près duquel on peut garer la voiture ; puis continuer à pied par le chemin qui va vers le Nord.

Arrêt 24 - Juste au Sud de Saint-Bonnet-de-Vieille-Vigne, en rive gauche du ruisseau, petite carrière abandonnée dans une diatexite à deux micas (M^2), la muscovite se présentant en lamelles losangiques de 1 à 2 mm de long.

Arrêt 25 - En limite orientale du hameau de Vieille-Vigne, à la cote 361, le talus nord de la route montre des paragneiss micaschisteux à deux micas et sillimanite (ξ) ; dans le pré situé un peu à l'Est ces paragneiss constituent les éléments d'une brèche silicifiée.

Arrêt 26 - À environ 2 km à l'WSW de Ciry-le-Noble, juste au Nord de la petite route menant au hameau de Civry, sur les deux rives du ruisseau, affleurements rocheux de paragneiss migmatitiques de type métatexites (M^1) avec des leucosomes plissés.

Arrêt 27 - À Ciry-le-Noble, au Nord-Est du passage à niveau, le talus nord de la voie ferrée est entaillé dans un orthogneiss œillé ($O\zeta$) relativement riche en grands cristaux de feldspath potassique de teinte rose saumon.

Arrêt 28 - À l'extrémité nord-est de la carte, 4 km au NNE de Ciry-le-Noble, remarquable affleurement d'éclogite amphibolisée ($\delta\psi$) situé entre la petite route et la voie ferrée, juste à l'Ouest du passage à niveau.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Paray-le-Monial. Elle fournit notamment des logs détaillés des sondages HBCM et BRGM utilisés ou effectués pour conforter les levés de la carte géologique, ainsi que des données hydrogéologiques.

La BSS est consultable soit, au Service géologique régional de Bourgogne (Parc technologique, 1 rue Louis de Broglie, 21000 Dijon), soit au BRGM, (Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris), soit sur le site internet Infoterre (<http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr>).

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In COGNÉ J. et SLANSKY M. – Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, 26^e Cong. Géol. Int., colloque C6, Paris 1980, *Mémoires du BRGM*, n° 108, 306 p.
- BARRÈRE J. (1955) – Étude de la série cristallophyllienne du Charollais. Les éclogites d'Ardes-sur-Couze. Mémoire dipl. géol. Pétrogr., Clermont-Ferrand, 61 p.
- BARRÈRE J., SCOLARI G., L'HOMER A., NEAU G. avec la collaboration de LEFAVRAIS A., LILLE R., ALABOUVETTE B., CHAILLOU D., SANSELME H., DESPOIS J. (1971) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Bonnet-de-Joux (601). Orléans BRGM. Notice explicative par Barrère J., Bouiller R., L'Homer A., Neau G., Scolari G., Vincent P.-L. (1971), 42 p.
- BAUBRON J.-C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J., TOURAY J.-C., ZISERMAN A. (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 290, n° 14, p. 951-953.

- BERQUER-GABOREAU C. (1982) – Composition macérale de la 2^e Couche de l'assise de Montceau (Houillères de Blanzay). DEA. Univ. Sc. et Tech. Lille, 49 p.
- BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.-C. (1966) – Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier). Rôle des algues dans leur édification, analogie avec les stromatolites et rapport avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VII, p. 652-662.
- BRANCHET M. (1981) – Gisement de Perrecy - Champéroux. Allure du gisement. Archivage H.B.B. Note dactylo., 4 p.
- BRANCHET M. (1983) – Rapport géologique. Sondage Bois de Chaume n° 1, 2, 3. Rapport H.B.B., 48 p.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.-L., SANTALLIER D., PIBOULE M., OUALI H., CAPIEZ P. (1992) – Affinité alcaline des métabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géol. de la France*, 2, p. 9-15.
- BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J., PRIMEY D. (1986) – Conséquences de la coexistence de flores à caractères stéphaniens et autuniens dans les bassins limniques d'Europe occidentale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., n° 149, p. 1.
- BUSSIÈRE P., PELLETIER H. (1973) – Nouvelles données pour une classification des sables anciens et récents de la Limagne d'Auvergne. *Revue d'Auvergne*, t. 87, n° 5, p. 170-202.
- CARRAT H.-G. (1966) – Contribution à la pétrographie et à la géochimie du massif de Luzy, Morvan méridional. *Rev. Sci. de la Terre*, Nancy, t. XI, n° 4, p. 415-473.
- CARRAT H.-G. (1969) – Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale. Position de l'uranium. Thèse État, Nancy, 2 vol., 379 p.
- CASTAING C. (1982) – Inventaire des ressources nationales de charbon. Gîtologie prévisionnelle des charbons dans le Nord-Est du Massif central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapport BRGM 82 SGN 326 GEO.
- CHALIER M., VIRLOGEUX D., DUTHOU J.-L. (1994) – Les lamprophyres du district aurifère de Saint-Yrieix (Limousin, Massif central français). Âge Rb/Sr autunien et relations chronologiques avec le dépôt de l'or. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, série II, p. 1511-1518.

- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. et al. (1996) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. 6^e édition. Orléans. BRGM.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (DE), PUPIN J.-P., ROSSI P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. *Doc. BRGM*, n° 152, 151 p.
- CHÈVREMONT P., FLOC'H J.-P. (1996) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chèvremont P., Floc'h J.-P., Ménillet F., Stussi J.-M., Delbos R., Sauret B., Blès J.-L., Courbe C., Vuaillet D., Gravelat C. avec la collaboration de Lemièrre B., Dominique P., Hottin A.-M. (1996), 172 p.
- CHÈVREMONT P., RÉMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L., THIÉBLEMONT D., JAUFFRET D., THÉVENOT J.-P. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Épinac (525). Orléans : BRGM. Carte géologique par Rémond C., Chèvremont P., Marteau P., Feys R., Clozier L.
- CHÈVREMONT P., MARTEAU P., DONZEAU M. (à paraître) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Toulon-sur-Arroux (577). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chèvremont P., Marteau P., Donzeau M.
- CLOCCHIATI R., TOURENQ J. (1971) – Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t 269, p. 683-684.
- COCHERIE A. (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Doc. BRGM*, Orléans, n° 90, 246 p.
- COQUANT H. (1857) – Mémoire géologique sur l'existence de terrain permien et du représentant du grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre (Jura). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIV.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1989) – ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating in the Monts du Lyonnais area (French Massif central) : an uplifted complex in a collisional context. *Terra*, abstracts, vol. 1, n° 1, p. 265 (EUG Strasbourg, mars 1989).
- COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Thèse, Faculté des Sciences de l'université de Dijon, 3 vol., 358 p.
- DANGEARD L. (1933) – Quelques observations sur le Tertiaire de la Limagne bourbonnaise. Importance de phénomènes karstiques dus à la présence de calcaires concrétionnés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. III, p. 381-385.

- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125 et 126, vol. 1, 615 p.
- DEBRIETTE P.-J. (1989) – Structuration des formations permienes du bassin de Blanzly – Montceau-les-Mines. *Bull. Soc. hist. nat. d'Autun*, n° 114, p. 17-30.
- DEBRIETTE P.-J., GENNA A. (en préparation) – Évolution structurale du bassin de Blanzly-Montceau et Le Creusot (données nouvelles et interprétations).
- DELAFOND F. (1902) – Bassin houiller permien de Blanzly et du Creusot. Études des gîtes minéraux de la France, fasc. 1, 125 p., 29 fig.
- DELFOUR J., CARRAT H., FEYS R., FLEURY R., CLOZIER L. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par Delfour J., Feys R., CARRAT H., CLOZIER L. (1989), 116 p.
- DELFOUR J. (1989) – Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géol. de la France*, n° 4, 1989, p. 49-77.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.
- DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J.-P., CORNET J., DELANCE J.-H., FEYS R., LEMIERE B. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans BRGM, 88 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans BRGM, 100 p. Carte géologique par DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1995).
- DEWOLF Y. (1962) – Étude des problèmes posés sur la formation dite « des Sables et argiles du Bourbonnais ». *Bull. Ass. fr. ét. sols*, n° 6-7, p. 337-342.
- DOLFUS G. (1894) – Recherches géologiques sur les environs de Vichy (Allier). Éd. Comptoir géologique de Paris. 65 p.

- DOLFUS G. (1910) – Notes géologiques sur le bassin tertiaire de Saint-Gérard-le-Puy, Montaigu-le-Blin et de la vallée de la Besbre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n° 128, p. 16-23.
- DOLFUS G. (1923) – Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. Mollusques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXVI, n° 147, p. 150-221.
- DONSIMONI M. (1975) – Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien de Limagne (Massif central français). Thèse 3^e cycle, univ. Paris VI, 197 p., résumé par M. Donsimoni et D. Giot dans *Bull. BRGM* (2) sect. 1, 1977-2, p. 131-170.
- DOUBINGER J. (1973) – Études palynologiques dans le Permien du bassin de Blanzay. *La physiophile : Rev. Sci. nat. de Montceau-les-Mines*, p. 75-81.
- DRUMMOND M.-S., DEFANT M.-J. (1990) – A model for trondhjemitite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21503-21521.
- DUTHOU J.-L. (1977) – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme: le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse État. *Ann. sci. univ. Clermont II*, n° 63, fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALLETTE Y. (1984) – Paleozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr system. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) – Âge Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, série II, p. 791-796.
- ÉTIENNE R. (1977) – Sur l'existence de deux phases sédimentaires post-oligocènes dans le bassin tertiaire bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285, p. 1395-1397.
- ÉTIENNE R. (1981) – Contribution à l'étude du soulèvement récent du Massif central : les enseignements des bordures sud et centre-nord du socle. *Bull. Lab. rhodan. Géomorphologie*, n° 9, p. 3-5.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1997, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FEYS R. (1955) – Sondage du Marot. Houillères du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). Rapport géologique. Rapport BRGM, A 7473, inédit.
- FEYS R., GREBER C. (1958). – Le bassin houiller de Blanzay et du Creusot. *Rev. Ind. Min.* Juin-Juillet 1958 et publ. BRGM n° 21, Orléans, 42 p.

- FEYS R., ALABOUVETTE B., BOUILLER R., VINCENT P.-L. KOCH B., BOISSONNAS J., BARRÈRE J., avec la collaboration de LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A. (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montceau-les-Mines (578). Orléans : BRGM. Notice explicative par Boissonnas J., Barrère J., Feys R., Alabouvette B., Vincent P.L., Cornet J., Koch B. (1976), 42 p.
- FOURCADE S. (1981) – Géochimie des granitoïdes. Thèse d'État, Univ. Paris 189 p.
- GAND G. (1981) – Découverte de traces de reptiles colylosauriens dans le Permien du bassin de Blanzay – Le Creusot (Saône-et-Loire, France). Une étape dans la succession des palichnofaunes de Vertébrés tétrapodes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 292, 4, p. 163-167.
- GAND G., COUREL L., DEBRIETTE P. (1992) – Le bassin permien Blanzay – Le Creusot (Massif Central, France). *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, n° 139.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.-M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) – Crustal-mantle relationships in the french Variscan chain : the example of the southern monts du Lyonnais unit (eastern french Massif central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.
- GEOFFROY J. de (1951) – Le batholite de Luzy. Rapport CEA inédit.
- GILL J.-B. (1981) – Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GIRAUD J. (1902) – Études géologiques sur la Limagne (Auvergne). Thèse d'État, Éd. Ch. Béranger, Paris, 410 p.
- GODARD G. (1990) – Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, sér. II, p. 227-232.
- GOLITSYN M., COUREL L., DEBRIETTE P.-J. (1997) – A fault-related coalification anomaly in the Blanzay - Montceau coal basin (Massif central, France). *International Journal of Coal Geology*, n° 33, p. 209-228.
- GORIN G. (1974) – Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central, France). Avec applications de la statistique et de l'information. Thèse de la faculté des Sciences de l'université de Genève, 314 p.
- GORIN G. (1975) – Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la grande Limagne (Massif central). *Bull. BRGM* (2) sect. 1, n° 3, p. 147-181, 7 fig., 2 tabl., 1 pl. photo.
- GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1951) – Rapport géologique sur le sondage du Russaulet. Houillères du Bassin de Blanzay. Rapport BRGM, A 2394, inédit.

- GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1955) – Définition d'un intermédiaire entre Stéphanien et Autunien dans les sondages du Crié et du Ponsard (Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot, Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 240, p. 325-327.
- GROS Y. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier) Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO 17 p.
- HOFMANN A.-W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, n° 90, p. 297-314.
- HOTTIN A.-M., CALVEZ Y. (1988) – Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage de Sancerre-Couy. *Doc. BRGM*, Orléans, n° 137, p. 225-234.
- JORON J.-L., TREUIL M. (1977) – Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 6, p. 1197-1205.
- LANGIAUX J. (1994, inédit) – Flores et faunes des formations supérieures du Stéphanien de Blanzay – Montceau (Massif central français). Stratigraphie et paléoécologie. Thèse de l'Université des Strasbourg, 270 p.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS R., MOUTERDE R. (1960) – Lias du Charollais. Houillères du bassin de Blanzay-Montceau. Rapport HBB, Géologie IV 16, 22 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ?, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), tome V, n° 3, p. 605-618.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Thèse, Univ. d'Orléans, 233 p.
- LEROY J., SONET J. (1976) – Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, série D, p. 1477-1480.
- LOUIS J. (1954) – Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif central. Thèse ès Sciences, Lyon, Lémery imprimeur, 173 p.
- MANÈS W. (1844) – Mémoire sur les bassins houillers de Saône-et-Loire. Texte et Atlas, *Gîtes minéraux*, Paris.

- MARTEAU P. (1983) – Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Documents BRGM, n° 64, 198 p.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., DE GOËR A. (1998) – L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 169, n° 5, p. 615-626.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 120, 297 p.
- MOUTERDE R. (1953) – Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central Français. Thèse n° 183. Faculté des Sciences de l'université de Lyon et Monographies régionales 1951-1953. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 236, 458 p.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.-M., CARRON J.-P. (1985) – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, série II, n° 11, p. 813-818.
- PAQUETTE M. (1980) – Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie (charbon, cinérites), tectonique syndiagénétique. Thèse 3^e cycle, Univ. de Dijon, 227 p.
- PERREAU A. (1950) – Les alluvions à chailles de la vallée de l'Allier. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, nouv. sér., t. 16, n° 14, p. 3-6.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Fr.*, Paris, 8, IV, p. 13-20.
- PRUVOST P. (1949) – La série stéphanienne du bassin houiller de la Loire. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXII, p. 279-295.
- RAYMOND C. (1978) – Étude documentaire des matériaux argileux de Bourgogne. Rapport BRGM, 78 SGN 073 JAL, Lyon, février 1978, 53 p.
- REY R. (1964) – L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bourbonnaise. *Rev. sci. Bourbonnais*, p. 56-81.
- REY R. (1967) – Essai de corrélations entre bassins oligocènes de l'Europe occidentale à l'aide des Gastéropodes continentaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série C, p. 1-15.
- REY R. (1970) – Rôle d'*Helix ramondi* dans la classification de l'Oligocène. *Rev. sci. Bourbonnais*, p. 65-81.
- REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium Jean Jung. Plein-Air Service édit., Clermont-Ferrand, p. 306-330.

- REY R. (1972) – Nouvelles extensions du calcaire de Moulins dans le département de l'Allier. *Rev. sci. Bourbonnais*, p. 64-110.
- RIBAUT L., Le, TOURENQ J. (1972) – Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les Sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 528-531.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ J.-P., DUTHOU J.-L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) – L'orthogneiss œillé de l'Arc de Fix, un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, p. 845-850.
- ROLIN P., STUSSI J.-M. (1991) – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 1, p. 123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Plein-Air Service, édit., p. 269-289.
- ROZET M. (1840) – Dévonien à Diou et à Saint-Léon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1^{ère} série, t. XI, p. 256-257.
- STRECKEISEN J.-L. (1973) – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Geotimes*, october 1973, p. 26-30.
- STUSSI J.-M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- SUPPLY J.-P. (1985) – Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 146 p.
- TACNET G. (1950) – Xylophales de Montaubry. *Bull. Union Soc. Fr. Hist. Nat.*, n° 4, p. 114-117.
- TACNET G. (1963) – Nouveaux gisements de bois silicifiés dans les Grès Rouges permien des étangs du Creusot. *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, n° 27, p. 5-7.
- THIÉBLEMONT D. (1999) – Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet.*, 329, p. 243-250.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.

- THIRY M. (1988) – Les grès lustrés de l'Éocène du Bassin de Paris : Des silcrètes pédologiques. *Bulletin d'Information des géologues du bassin de Paris*, vol. 25, n° 4, p. 15-24.
- TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) – Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20, n° 5, p. 733-737.
- TOURENQ J., TURLAND M. (1982) – Sédimentologie. Datations et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne d'Allier et des Sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, n° 6, p. 391-394.
- VALLÉ B. (1984) – Structuration du bassin de Blanzy (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon. Tectonique précoce et tardive. Thèse 3^e Cycle, Univ. Dijon, 203 p.
- VALLÉ B., COUREL L., GELARD J.-P. (1988) – Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blanzy – Montceau (Massif central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, t. IV, n° 4, p. 529-540.
- VAYSSE A. (1955) – Sondage du Marot. Inventaire pétrographique des galets de la brèche de base. Rapport BRGGM, A 7473, inédit.
- VIALETTE Y. (1973) – Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 15, n° 3-4, p. 260-270.
- WÉBER C. (1975) – Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2^e série), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-243.
- WOOD D.-A., JORON J.-L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979) – Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 319-339.
- WYNS R. (1991) – Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, 1991, p. 11-42.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In: LEDRU P. (Coord.), Colloque GéoFrance 3D : résultats et perspectives. Doc. BRGM, 293, p. 103-108
- WYNS R. (2002) – Tectonic significance of continental weathering sequences: the example of France during the Cenozoic. *Terra Nova* (soumis).

AUTEURS

Les auteurs ont traité les parties suivantes de la notice :

- P. CHÈVREMONT et M. DONZEAU, ingénieurs-géologues au BRGM : résumé et abstract, situation géographique, cadre géologique régional - présentation de la carte ;
- P. CHÈVREMONT, M. DONZEAU et P. MARTEAU (ce dernier également ingénieur-géologue au BRGM) : travaux antérieurs - conditions d'établissement de la carte ;
- P. CHÈVREMONT : socle varisque : description des terrains, conditions de formation des entités géologiques, synthèse géodynamique régionale, géologie de l'environnement (substances utiles, carrières) ;
- P. MARTEAU : Permien : présentation de la carte, description des terrains, conditions de formation des entités géologiques, synthèse géodynamique régionale ;
- M. DONZEAU : Secondaire, Tertiaire, Plio-Quaternaire, formations alluviales, formations superficielles : description des terrains, (avec R. WERNLI et R. MOUTERDE pour le Secondaire, R. WYNS pour le Tertiaire et les altérations), conditions de formation des entités géologiques, synthèse géodynamique régionale (avec R. WYNS pour les événements cénozoïques) ; géologie de l'environnement : substances utiles, carrières, gîtes et indices minéraux (avec P.-J. DEBRIETTE pour le charbon).

Avec la collaboration de :

- P.-J. DEBRIETTE, ingénieur-géologue aux Houillères des Bassins du Centre et du Midi (HBCM), pour les terrains non-affleurants, les gîtes et indices minéraux (charbon) ;
- D. JAUFFRET, ingénieur-géologue au BRGM, pour la géologie de l'environnement : ressources en eau ;
- J. LAMBERT, ingénieur-géologue au BRGM, pour la sismicité historique ;
- R. MOUTERDE, professeur à l'Institut catholique de Lyon, pour la description des terrains secondaires (avec M. DONZEAU) ;
- D. THIÉBLEMONT, ingénieur-géologue au BRGM, pour l'interprétation des analyses chimiques de roches métamorphiques et magmatiques du socle varisque ;
- R. WERNLI, professeur à l'université de Genève pour la description des terrains secondaires (études de faciès et micropaléontologie) ;
- R. WYNS, ingénieur-géologue au BRGM pour le Tertiaire et la synthèse géodynamique (avec M. DONZEAU).

Coordination : M. DONZEAU.

Remerciements. Les auteurs souhaitent remercier les personnalités suivantes pour leur collaboration : MM. les Professeurs C. Mangold (Université Claude Bernard - Lyon I) pour la détermination d'ammonites du Dogger ; R. Enay (Université Claude Bernard - Lyon I) pour la détermination d'ammonites du Malm ; J.-P. Berger, Université de Fribourg, pour la détermination de characées ; le Dr. R. Sauvagnat, Université de Genève, pour la détermination d'ostracodes ; M.H. Augoyard, président du club de minéralogie de Gueugnon, pour l'indication d'affleurements. Enfin nos collègues du BRGM, notamment L. Clozier, G. Farjanel, P. Jézéquel et M. Tegyey, tous quatre ingénieurs-géologues au BRGM qui nous ont aidés dans cette entreprise, ainsi que l'équipe des sondeurs du BRGM, J.-F. Lozach et D. Dupuy, sans qui la feuille Paray-le-Monial serait pauvre en données géologiques nouvelles sur les terrains post-permiens.

Présentation au CCGF : 27 novembre 2000

Acceptation de la carte et de la notice : 4 mai 2001

Impression de la carte : 2001

Impression de la notice : 2001

ANNEXES

| Lithologie | Roches magmatiques | | | | | Roches métamorphiques | | | |
|---------------------------------|--------------------|---------------------|--------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|--------------------|-------------------------|------------------------|
| | Micro-leucogranite | Granite porphyroïde | Granodiorite | Monzonite quartzifère | Monzonite (enclave) | Éclogite Amphibolit. | Orthogneiss oëillé | Paragneiss migmatitique | Paragneiss micaschiste |
| Symbole | $\mu\gamma$ | $\rho\gamma^3C$ | γ^M | γ^M | γ^M | $\delta\psi$ | $o\zeta$ | $p\zeta$ | ξ |
| N° éch, | PM 1A21 | PM 7D01 | PM 8A27 | PM 8B04 | PM 8A11 | PM 4B01 | PM 4B04 | PM 4B31 | PM 4C14 |
| x | 725,17 | 744,60 | 747,81 | 748,98 | 747,92 | 751,53 | 750,52 | 748,44 | 747,80 |
| y | 2 181,06 | 2 165,62 | 2 168,15 | 2 170,70 | 2 170,53 | 2 181,86 | 2 180,24 | 2 178,72 | 2 172,80 |
| SiO ₂ (%) | 71,90 | 68,20 | 67,30 | 59,30 | 49,50 | 49,50 | 70,60 | 71,80 | 72,70 |
| TiO ₂ | < 0,05 | 0,44 | 0,70 | 1,05 | 1,97 | 1,90 | 0,35 | 0,40 | 0,90 |
| Al ₂ O ₃ | 15,90 | 16,20 | 15,60 | 18,20 | 16,80 | 14,50 | 15,10 | 14,60 | 14,10 |
| Fe ₂ O _{3t} | 0,87 | 2,75 | 3,47 | 5,57 | 9,08 | 13,44 | 2,59 | 3,00 | 5,49 |
| MnO | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,12 | 0,23 | 0,04 | 0,05 | 0,04 |
| MgO | < 0,20 | 1,10 | 2,20 | 2,80 | 5,70 | 7,10 | 0,80 | 0,80 | 1,10 |
| CaO | 0,60 | 2,00 | 2,90 | 3,70 | 6,60 | 10,60 | 1,20 | 1,30 | < 0,10 |
| Na ₂ O | 3,30 | 3,40 | 3,30 | 3,70 | 2,90 | 2,40 | 3,00 | 3,10 | 0,40 |
| K ₂ O | 4,27 | 5,20 | 4,01 | 4,24 | 4,76 | 0,13 | 5,29 | 4,59 | 3,12 |
| P ₂ O ₅ | 0,53 | 0,23 | 0,27 | 0,51 | 1,34 | 0,22 | 0,19 | 0,24 | 0,09 |
| PF | 1,60 | 0,60 | 0,60 | 0,50 | 0,80 | 0,60 | 0,90 | 1,00 | 2,80 |
| A/CNK | 1,43 | 1,09 | 1,04 | 1,04 | 0,77 | 0,62 | 1,17 | 1,17 | 3,49 |

A/CNK = indice d'aluminosité = (Al₂O₃/102)/(CaO/56+Na₂O/62+K₂O/94)

Tableau 1 - Analyses chimiques de roches magmatiques et métamorphiques du socle varisque de la feuille Paray-le-Monial (Fluo X - BRGM, 1998).

| Lithologie | Roches magmatiques | | | | | Roches métamorphiques | | | |
|------------|--------------------|---------------------|--------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|--------------------|-------------------------|------------------------|
| | Micro-leucogranite | Granite porphyroïde | Granodiorite | Monzonite quartzifère | Monzonite (enclave) | Éclogite Amphibolit, | Orthogneiss coillé | Paragneiss migmatitique | Paragneiss micaschiste |
| Symbole | $\mu\gamma$ | $\rho\gamma^3C$ | γ^M | γ^M | γ^M | $\delta\psi$ | $o\zeta$ | $p\zeta$ | ξ |
| N° éch, | PM 1A21 | PM 7D01 | PM 8A27 | PM 8B04 | PM 8A11 | PM 4B01 | PM 4B04 | PM 4B31 | PM 4C14 |
| x | 725,17 | 744,60 | 747,81 | 748,98 | 747,92 | 751,53 | 750,52 | 748,44 | 747,80 |
| y | 2 181,06 | 2 165,62 | 2 168,15 | 2 170,70 | 2 170,53 | 2 181,86 | 2 180,24 | 2 178,72 | 2 172,80 |
| Li (ppm) | 415 | 60 | 64 | 48 | 41 | 18 | 51 | 52 | 54 |
| Rb | 690 | 192 | 132 | 174 | 201 | 3 | 135 | 143 | 114 |
| Ba | 94 | 867 | 952 | 1 035 | 2 680 | 333 | 1033 | 593 | 471 |
| Sr | 54 | 287 | 364 | 385 | 1 552 | 137 | 106 | 82 | 29 |
| Th | 2,4 | 19,7 | 3,1 | 5,3 | 12,8 | 0,9 | 12,2 | 13,0 | 17,3 |
| U | 8,1 | 3,8 | 2,0 | 2,6 | 3,0 | 0,3 | 2,3 | 3,4 | 4,7 |
| Nb | 31,0 | 9,2 | 9,5 | 13,8 | 28,8 | 10,4 | 7,9 | 10,3 | 16,6 |
| Ta | 10,4 | 1,0 | 0,5 | 0,9 | 1,6 | 1,0 | 0,6 | 0,8 | 1,3 |
| Hf | 1,8 | 5,1 | 8,9 | 12,7 | 11,1 | 3,3 | 4,8 | 5,7 | 10,4 |
| Zr | 25 | 161 | 269 | 413 | 443 | 109 | 155 | 174 | 340 |
| Y | 7,7 | 15,7 | 15,8 | 22,7 | 40,1 | 30,4 | 35,5 | 39,4 | 32,9 |
| V | < 10 | 29 | 44 | 63 | 147 | 257 | 24 | 25 | 65 |
| Co | < 5 | 7 | 11 | 13 | 27 | 46 | 5 | 6 | 9 |
| Cr | < 10 | 37 | 82 | 81 | 101 | 67 | 36 | 31 | 82 |
| Ni | < 10 | < 10 | 27 | 69 | 48 | 56 | < 10 | < 10 | 31 |

Tableau 1 (suite) - Analyses chimiques de roches magmatiques et métamorphiques du socle varisque de la feuille Paray-le-Monial (ICP et ICP/MS - BRGM, 1998).

ANNEXE I (suite)

| Lithologie | Roches magmatiques | | | | | Roches métamorphiques | | | |
|------------|--------------------|---------------------|--------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|--------------------|-------------------------|------------------------|
| | Micro-leucogranite | Granite porphyroïde | Granodiorite | Monzonite quartzifère | Monzonite (enclave) | Éclogite Amphibolit. | Orthogneiss coëllé | Paragneiss migmatitique | Paragneiss micaschiste |
| Symbole | $\mu\gamma$ | $\rho\gamma^3C$ | γ^M | γ^M | γ^M | $\delta\psi$ | $O\zeta$ | $P\zeta$ | ξ |
| N° éch, | PM 1A21 | PM 7D01 | PM 8A27 | PM 8B04 | PM 8A11 | PM 4B01 | PM 4B04 | PM 4B31 | PM 4C14 |
| x | 725,17 | 744,60 | 747,81 | 748,98 | 747,92 | 751,53 | 750,52 | 748,44 | 747,80 |
| y | 2 181,06 | 2 165,62 | 2 168,15 | 2 170,70 | 2 170,53 | 2 181,86 | 2 180,24 | 2 178,72 | 2 172,80 |
| La (ppm) | 3,4 | 44,4 | 22,2 | 39,4 | 104,0 | 9,0 | 29,5 | 28,3 | 62,9 |
| Ce | 6,2 | 86,9 | 47,3 | 86,8 | 241,4 | 20,9 | 62,3 | 60,8 | 111,7 |
| Pr | 0,8 | 9,9 | 5,3 | 10,6 | 30,3 | 3,1 | 7,2 | 7,0 | 13,8 |
| Nd | 3,2 | 37,3 | 22,4 | 43,1 | 123,4 | 14,8 | 29,3 | 27,3 | 51,6 |
| Sm | 0,9 | 6,5 | 4,5 | 8,3 | 20,8 | 4,0 | 5,5 | 6,1 | 9,4 |
| Eu | 0,1 | 1,5 | 1,2 | 1,7 | 4,0 | 1,4 | 1,1 | 0,9 | 1,8 |
| Gd | 0,9 | 5,1 | 3,3 | 6,3 | 14,0 | 5,0 | 6,2 | 6,3 | 8,7 |
| Tb | 0,2 | 0,7 | 0,5 | 0,9 | 1,8 | 0,8 | 1,0 | 1,1 | 1,2 |
| Dy | 1,0 | 3,4 | 3,0 | 4,8 | 8,3 | 5,2 | 6,4 | 6,9 | 6,1 |
| Ho | 0,2 | 0,6 | 0,5 | 0,9 | 1,5 | 1,1 | 1,2 | 1,4 | 1,2 |
| Er | 0,5 | 1,5 | 1,4 | 2,3 | 3,8 | 3,1 | 3,3 | 3,9 | 3,3 |
| Tm | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 0,5 |
| Yb | 0,6 | 1,2 | 0,8 | 1,7 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 3,1 | 2,8 |
| Lu | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,4 |

Tableau 1 (suite) - Analyses chimiques de roches magmatiques et métamorphiques du socle varisque de la feuille Paray-le-Monial (ICP et ICP/MS - BRGM, 1998).

ANNEXE 2

| CARIXIEN | | |
|---|-------------------|---------------|
| Foraminifères | Zone à Oistoceras | Zone à Davoei |
| <i>Ammodiscus siliceus</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Annulina metensis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Lenticulina (Planularia) cf. cordiformis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>inaequistriata</i> Terq. | ----- | ----- |
| var. <i>ornata</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>crepidula</i> (F. et M.) | ----- | ----- |
| sp. 3 | ----- | ----- |
| <i>Marginulina prima</i> d'Orb. var. <i>acuta</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>gibosa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>praelonga</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Burgundiae</i> Terq. | ----- | ----- |
| sp. A | ----- | ----- |
| <i>Marginulinopsis matutina</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>vetusta</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>speciosa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Dentalina terquemi</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>matutina</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>pseudocommunis</i> Franke | ----- | ----- |
| sp. 2 | ----- | ----- |
| <i>Nodosaria nitida</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Pseudoglandulina pupoides</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>Lingulina cernua</i> Berth. | ----- | ----- |
| <i>pupa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Frondicularia brizaeformis</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>baueri</i> Burg. | ----- | ----- |
| <i>dubia</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>sulcata</i> Born. | ----- | ----- |

Tableau 2 - Microfaunes du Carixien

(Le Calvez ,1960, in Le Calvez et al., 1960, actualisation R. Wernli, 1999).

ANNEXE 3

| DOMÉRIEN | | |
|---|-----------------|---------------------|
| Foraminifères | Zone à Spinatus | Zone à Margaritatus |
| <i>Ammodiscus siliceus</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Annulina metensis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Haplophragmoides</i> sp. | ----- | ----- |
| <i>Tolypammina</i> (fragments) | ----- | ----- |
| <i>Reophax scorpiurus</i> Brady var. <i>liassica</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>dentaliniformis</i> Brady (in Franke) | ----- | ----- |
| <i>Problematina</i> cf. <i>liassica</i> Jones | ----- | ----- |
| <i>Eoguttulina liassica</i> Strickl. | ----- | ----- |
| <i>Cornuspira</i> sp. | ----- | ----- |
| <i>Spirophthalmidium concentricum</i> Terq. et Berth. | ----- | ----- |
| <i>Cristellaria (Lenticulina) scalpta</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>polygonata</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>pseudopolygonata</i> Payard | ----- | ----- |
| <i>varians</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>prima</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>Cristellariana (Planularia)</i> cf. <i>cordiformis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>crepidula</i> (F. et M.) | ----- | ----- |
| sp. 3 | ----- | ----- |
| cf. <i>protracta</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>Marginulina prima</i> d'Orb. var. <i>acuta</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>gibbosa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>praelonga</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>burgundiae</i> Terq. | ----- | ----- |
| sp. A | ----- | ----- |
| <i>simplex</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>dumortieri</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Marginulinopsis matutina</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>spiroolina</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>speciosa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>sigma</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Dentalina terquemi</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>matutina</i> d'Orb. | ----- | ----- |
| <i>pseudocommunis</i> Franke | ----- | ----- |
| sp. 2 | ----- | ----- |
| <i>crassa</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>gladiformis</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>prorecta</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Nodosaria nitida</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>sexcostata</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>obscura</i> Reuss | ----- | ----- |
| <i>procera</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>metensis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>mutabilis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>columnaris</i> Terq. | ----- | ----- |
| cf. <i>tenuissima</i> Franke | ----- | ----- |
| <i>Pseudoglandulina vulgata</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>multicostata</i> Terq. et Berth. Var. | ----- | ----- |
| <i>oviformis</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>bornemanni</i> Franke | ----- | ----- |
| sp. 1 | ----- | ----- |
| sp. 2 | ----- | ----- |
| <i>Lingulina cernua</i> Berth. | ----- | ----- |
| <i>tenera</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>pupa</i> Terq. | ----- | ----- |
| <i>Frondicularia brizaeiformis</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>baueri</i> Burg. | ----- | ----- |
| <i>dubia</i> Born. | ----- | ----- |
| <i>sulcata</i> Born. | ----- | ----- |

Tableau 3 - Microfaunes du Domérien (Le Calvez , 1960, in Le Calvez et al., 1960, actualisation R. Wernli, 1999).

ANNEXE 4

| TOARCIEEN | supérieur | | moyen |
|---|------------------|---------------|-------|
| | Zone à Pseudogra | Zone à Gramm. | |
| Foraminifères | | | |
| <i>Lenticulina scalpta</i> Franke | | | |
| <i>polygonata</i> Franke | | | |
| <i>polylobata</i> Payard | | | |
| <i>pseudopolygonata</i> Payard | | | |
| <i>varians</i> Born. | | | |
| <i>helios</i> Terq. | | | |
| sp. 11 | | | |
| <i>dorbigny</i> Roem. | | | |
| <i>oaveolata</i> Franke | | | |
| <i>acutiangulata</i> Terq. | | | |
| sp. 15 | | | |
| sp. 16 | | | |
| sp. 17 | | | |
| sp. 18 | | | |
| <i>Lenticulina (Planularia) cf. cordiformis</i> Terq. | | | |
| <i>Dentalina terquemii</i> d'Orb. | | | |
| <i>Nodosaria hortensis</i> Terq. | | | |
| <i>obscura</i> Reuss | | | |
| <i>byfieldensis</i> Barnard | | | |
| sp. A | | | |
| <i>Citharina cornucopiae</i> Terq. | | | |
| <i>heteropleura</i> Terq. | | | |
| <i>proxima</i> Terq. var. <i>dorsocarinata</i> Payard | | | |
| <i>colliezi</i> Terq. | | | |
| <i>longuemari</i> Terq. var. I Terq. | | | |
| var. <i>clathara</i> Terq. | | | |
| <i>Flabellinella ferruginea</i> Terq. | | | |
| <i>Falsopalmula deslongchampsii</i> Terq. | | | |
| <i>Reinholdella</i> sp. | | | |
| <i>Thuramina jurensis</i> Franke | | | |
| <i>subfavosa</i> | | | |
| <i>Ammobaculites cf. fontinensis</i> Terq. | | | |
| <i>Ammodicus</i> sp. | | | |
| <i>Placopsilina cf. rhizomorpha</i> Terq. | | | |
| <i>Cornuspira</i> sp. | | | |

Tableau 4 - Microfaune du Toarcien (Le Calvez, 1960, in Le Calvez et al., 1960, actualisation R. Wernli, 1999).

ANNEXE 5

| N° | INDICE BSS | X | Y | Z | GÉOLOGIE | SYMB | COTE (m) |
|------|------------|---------|---------|-----|---------------------------|---------|----------|
| S001 | 06003X0034 | 741,175 | 174,975 | 285 | Lias - Dogger altéré | A11-j4 | 20,5 |
| S002 | 06003X0033 | 741,550 | 174,230 | 270 | Toarcien - Aalénien | I4-j1 | 8 |
| S003 | 06008X0022 | 750,650 | 165,460 | 345 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 16 |
| S004 | 06008X0021 | 750,825 | 164,540 | 300 | Toarcien inférieur | I4a | 11 |
| S005 | 06008X0015 | 750,775 | 163,825 | 285 | Pliensbachien sup. | I3b | 17 |
| S006 | 06008X0019 | 750,050 | 164,250 | 320 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 8,3 |
| S007 | 06008X0011 | 750,125 | 162,850 | 280 | Lias | I1-4 | 2,5 |
| S008 | 06008X0009 | 750,750 | 162,300 | 300 | Pliensbachien inf. | I3a | 35 |
| S009 | 06008X0010 | 749,275 | 162,650 | 328 | Dogger | j1-4 | 7 |
| S010 | 06008X0020 | 749,175 | 164,875 | 345 | Bathonien - Callovien | j3-4 | 17 |
| S011 | 06008X0025 | 750,500 | 166,700 | 355 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 11,5 |
| S012 | 06008X0023 | 749,225 | 166,300 | 325 | Bajocien sup. - Oxfordien | j2b-5 | 17 |
| S013 | 06008X0027 | 749,650 | 167,225 | 328 | Dogger | j1-4 | 7 |
| S014 | 06008X0028 | 750,875 | 167,850 | 340 | Dogger altéré | Aj1-4 | 8 |
| S015 | 06008X0033 | 751,300 | 168,825 | 330 | Dogger | j1-4 | 9,5 |
| S016 | 06008X0030 | 749,275 | 167,625 | 355 | Pliensbachien | I3 | 17 |
| S017 | 06008X0024 | 748,650 | 166,500 | 325 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 8,5 |
| S018 | 06008X0018 | 747,875 | 163,880 | 330 | Bathonien sup. | j3b | 18 |
| S019 | 06008X0017 | 745,775 | 163,850 | 340 | Bajocien - Malm. | j2+ | 16,5 |
| S020 | 06007X0030 | 744,875 | 164,825 | 308 | Trias | t | 8,5 |
| S021 | 06007X0029 | 743,125 | 164,525 | 288 | Pliensbachien | I3 | 6 |
| S022 | 06007X0027 | 741,600 | 164,500 | 277 | Pliensbachien | I3 | 11 |
| S023 | 06007X0020 | 742,950 | 162,875 | 273 | Trias | t | 4,5 |
| S024 | 06007X0024 | 742,500 | 163,125 | 280 | Trias | t | 18 |
| S025 | 06007X0021 | 743,875 | 163,050 | 325 | Pliensbachien inf. | I3a | 10 |
| S026 | 06007X0016 | 742,025 | 162,225 | 283 | Sinemurien | I2 | 5 |
| S027 | 06007X0015 | 741,200 | 162,000 | 276 | Pliensbachien | I3 | 11 |
| S028 | 06007X0025 | 740,600 | 163,700 | 272 | Lias | I1-4 | 12,5 |
| S032 | 06007X0033 | 740,325 | 165,550 | 263 | Toarcien moyen | I4b | 11 |
| S033 | 06007X0037 | 740,650 | 166,250 | 255 | Toarcien | I4 | 2,5 |
| S035 | 06007X0018 | 739,550 | 162,800 | 250 | Toarcien | I4 | 14 |
| S036 | 06007X0017 | 738,900 | 162,750 | 260 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 18 |
| S037 | 06007X0026 | 739,325 | 164,250 | 275 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 8,5 |
| S038 | 06007X0034 | 738,900 | 165,700 | 284 | Altérite de Dogger | Aj1-4 | 10 |
| S039 | 06007X0031 | 744,450 | 164,975 | 300 | Trias | t | 6 |
| S040 | 06007X0040 | 742,075 | 166,700 | 275 | Pliensbachien sup. | I3b | 14 |
| S041 | 06007X0041 | 742,560 | 168,675 | 275 | Pliensbachien inf. | I3a | 14 |
| S042 | 06007X0042 | 743,660 | 171,350 | 280 | Pliensbachien | I3 | 11 |
| S043 | 06007X0043 | 741,930 | 170,100 | 259 | Lias | I1-4 | 5 |
| S044 | 06007X0044 | 740,650 | 169,650 | 283 | Toarcien moyen - sup. | I4bc | 21 |
| S045 | 06007X0045 | 740,950 | 168,050 | 268 | Toarcien moyen | I4b | 9,5 |
| S046 | 06007X0046 | 738,675 | 169,875 | 255 | Pliensbachien | I3 | 5 |
| S047 | 06007X0047 | 739,675 | 167,750 | 285 | Pliensbachien | I3 | 17 |
| S050 | 06003X0035 | 742,725 | 174,500 | 276 | Pliensbachien | I3 | 12,5 |
| S051 | 06003X0022 | 742,475 | 172,050 | 261 | Pliensbachien sup. | I3b | 14 |
| S052 | 06003X0027 | 740,700 | 173,100 | 297 | Altérite Dogger | Aj1-4 | 17 |
| S053 | 06003X0040 | 739,900 | 175,950 | 260 | Pliensbachien | I3 | 8 |
| S054 | 06003X0038 | 738,850 | 175,175 | 270 | Toarcien | I4 | 8 |
| S055 | 06003X0036 | 738,600 | 174,600 | 265 | Toarcien sup. | I4c | 8 |
| S056 | 06003X0042 | 738,550 | 175,800 | 296 | Pliensbachien sup. | I3b | 14 |

Tableau 5 - Sondages effectués par le BRGM pour le levé de la feuille Paray-le-Monial

ANNEXE 5 (SUITE)

| N° | INDICE BSS | X | Y | Z | GÉOLOGIE | SYMB | COTE (m) |
|------|------------|---------|---------|-----|--------------------------------|---------|----------|
| S057 | 06003x0041 | 740,500 | 175,700 | 275 | Pliensbachien | L3 | 7,2 |
| S058 | 06003X0055 | 738,300 | 179,260 | 342 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 14 |
| S059 | 06003X0044 | 741,175 | 176,675 | 300 | Toarcien moyen - sup. | l4bc | 17 |
| S060 | 06003X0045 | 740,850 | 176,900 | 270 | Saxonien rouge | r2R | 12 |
| S061 | 06003X0047 | 742,275 | 177,560 | 296 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 5,5 |
| S057 | 06003X0041 | 740,500 | 175,700 | 275 | Pliensbachien | l3 | 7,2 |
| S063 | 06003X0056 | 743,550 | 179,150 | 315 | Toarcien moyen - sup. | l4bc | 37,5 |
| S064 | 06003X0050 | 742,900 | 178,200 | 303 | Toarcien moyen - sup. | l4bc | 30 |
| S066 | 06003X0057 | 744,425 | 180,250 | 330 | Hettangien | l1 | 7,5 |
| S067 | 06003X0062 | 739,375 | 181,000 | 326 | Trias | t | 9 |
| S068 | 06003X0048 | 739,840 | 177,625 | 295 | Trias | t | 7 |
| S069 | 06003X0049 | 738,275 | 177,650 | 300 | Sinemurien | l2 | 7,5 |
| S071 | 06002X0083 | 736,500 | 178,000 | 320 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 2,5 |
| S072 | 06002X0079 | 737,850 | 177,025 | 300 | Pliensbachien | l3 | 14 |
| S073 | 06002X0072 | 735,225 | 175,225 | 319 | Trias ? | t? | 14 |
| S074 | 06002X0073 | 736,200 | 175,775 | 324 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 8,5 |
| S075 | 06002X0078 | 736,425 | 176,875 | 340 | Altérite de Dogger ? | Aj1-4? | 16,0 |
| S076 | 06002X0082 | 734,250 | 177,925 | 311 | Saxonien série alternante | r2al | 8 |
| S077 | 06002X0075 | 732,425 | 175,200 | 266 | Saxonien rouge | r2R | 5 |
| S078 | 06002X0068 | 732,520 | 172,720 | 312 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 10,5 |
| S080 | 06006X0046 | 731,900 | 170,300 | 300 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 14 |
| S084 | 06006X0043 | 733,420 | 169,880 | 300 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 19,5 |
| S087 | 06006X0045 | 734,580 | 170,640 | 300 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 14 |
| S088 | 06006X0039 | 734,420 | 168,380 | 255 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 5 |
| S091 | 06006X0042 | 736,240 | 169,960 | 270 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 5 |
| S092 | 06006X0040 | 737,640 | 168,660 | 254 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 5 |
| S094 | 06006X0033 | 734,800 | 167,125 | 280 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 8 |
| S095 | 06006X0038 | 732,650 | 168,400 | 290 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 14 |
| S096 | 06006X0041 | 731,480 | 168,660 | 280 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 30 |
| S097 | 06006X0031 | 737,720 | 164,600 | 300 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 17 |
| S098 | 06006X0030 | 733,640 | 163,420 | 263 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 14 |
| S099 | 06006X0029 | 733,400 | 161,800 | 266 | Oligo-mioc. ? (ou plus ancien) | g2-m1 ? | 23 |
| S100 | 06006X0034 | 731,750 | 163,700 | 263 | Oligo-miocène | g2-m1 | 15 |
| S101 | 06006X0028 | 734,960 | 162,220 | 267 | Oligo-mioc. ? (ou plus ancien) | g2-m1 ? | 20 |
| S102 | 06005X0096 | 730,040 | 163,240 | 266 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 15 |
| S103 | 06005X0095 | 729,420 | 161,440 | 250 | Oligo-miocène | g2-m1 | 8 |
| S105 | 06005X0102 | 729,920 | 168,740 | 250 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 11 |
| S106 | 06005X0100 | 729,630 | 167,980 | 250 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 17 |
| S107 | 06005X0097 | 731,040 | 165,140 | 263 | Oligo-miocène | g2-m1 | 11 |
| S108 | 06006X0032 | 734,900 | 165,640 | 264 | Oligo-miocène | g2-m1 | 8 |
| S109 | 06006X0037 | 732,240 | 167,360 | 254 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 11 |
| S110 | 06005X0099 | 730,300 | 166,180 | 252 | Oligo-miocène | g2-m1 | 17 |
| S111 | 06005X0104 | 725,280 | 168,450 | 320 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 12 |
| S112 | 06005X0106 | 725,620 | 170,240 | 330 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 12 |
| S113 | 06001X0027 | 725,830 | 172,625 | 332 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 13 |
| S114 | 06001X0030 | 724,550 | 175,550 | 337 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 17 |
| S115 | 06005X0105 | 726,920 | 169,180 | 289 | Saxonien rouge | r2R | 14 |
| S116 | 06005X0107 | 727,650 | 170,620 | 285 | Saxonien rouge | r2R | 5 |
| S117 | 06005X0108 | 728,920 | 171,140 | 260 | Saxonien rouge | r2R | 8 |
| S118 | 06001X0028 | 726,775 | 174,850 | 344 | Saxonien série alternante | r2al | 20 |
| S119 | 06001X0031 | 727,475 | 176,725 | 335 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 3 |
| S120 | 06001X0026 | 728,100 | 172,575 | 275 | Saxonien rouge | r2R | 2 |

Tableau 5 (suite) - Sondages effectués par le BRGM pour le levé de la feuille Paray-le-Monial

ANNEXE 5 (SUITE)

| N° | INDICE BSS | X | Y | Z | GÉOLOGIE | SYMB | COTE (m) |
|------|------------|---------|---------|-----|----------------------------|---------|----------|
| S121 | 06001X0029 | 728,500 | 175,025 | 275 | Saxonien rouge | r2R | 7 |
| S122 | 06001X0033 | 729,400 | 177,325 | 278 | Saxonien rouge | r2R | 14 |
| S123 | 06001X0032 | 724,250 | 177,225 | 365 | Saxonien rouge | r2R | 21,5 |
| S124 | 06001X0034 | 725,375 | 177,650 | 352 | Saxonien série alternante | r2al | 21,5 |
| S125 | 06001X0035 | 727,350 | 178,425 | 325 | Autunien | r1 | 11 |
| S126 | 06001X0037 | 727,750 | 180,100 | 348 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 8 |
| S127 | 06002X0067 | 735,880 | 173,250 | 323 | Altérite du Dogger | Aj1-4 | 14 |
| S128 | 06002X0069 | 735,000 | 174,000 | 323 | Altérite du Dogger | Aj1-4 | 20 |
| S129 | 06003X0026 | 739,000 | 173,000 | 270 | Altérite Aaléno - Bajocien | Aj1-2 | 11 |
| S131 | 06003X0032 | 740,725 | 174,100 | 282 | Altérite de Dogger | Aj1-4 | 6 |
| S132 | 06002X0074 | 736,700 | 175,325 | 327 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 14 |
| S133 | 06002X0080 | 735,900 | 177,350 | 316 | Toarcien inférieur | l4a | 8 |
| S134 | 06002X0084 | 737,275 | 178,600 | 325 | Altérite de Lias | Al1-4 | 16,5 |
| S135 | 06003X0058 | 738,950 | 179,850 | 330 | Hettangien | l1 | 9 |
| S136 | 06002X0076 | 734,650 | 174,950 | 327 | Trias | t | 17 |
| S137 | 06002X0066 | 733,800 | 172,000 | 302 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 11 |
| S138 | 06007X0019 | 743,850 | 162,760 | 310 | Toarcien moyen | l4b | 14,5 |
| S139 | 06007X0048 | 744,900 | 167,275 | 290 | Socle arénisé | Asocle | 2 |
| S140 | 06007X0049 | 740,525 | 168,125 | 289 | Altérite d'Aalénien | Aj1 | 14 |
| S141 | 06007X0050 | 740,350 | 167,275 | 285 | Altérite Aaléno - Bajocien | Aj1-2 | 14 |
| S142 | 06008X0013 | 746,650 | 162,975 | 329 | Dogger | j1-4 | 26 |
| S143 | 06001X0036 | 729,000 | 178,300 | 295 | Saxonien série alternante | r2al | 11 |
| S144 | 06004X0037 | 749,375 | 178,745 | 285 | Altérite de socle | Asocle | 8 |
| S145 | 06004X0036 | 747,960 | 178,520 | 287 | Altérite de socle | Asocle | 10 |
| S146 | 06008X0028 | 746,300 | 173,425 | 300 | Altérite de socle | Asocle | 5 |
| S147 | 06004X0026 | 747,825 | 172,550 | 340 | Altérite de socle | Asocle | 5 |
| S148 | 06008X0034 | 750,400 | 169,875 | 425 | Trias | t | 11,5 |
| S149 | 06008X0031 | 749,300 | 168,000 | 375 | Altérite de socle | Asocle | 5 |
| S150 | 06004X0042 | 746,425 | 181,640 | 297 | Pliensbachien inf. | l3a | 21 |
| S151 | 06004X0032 | 751,375 | 175,860 | 380 | Trias | t | 1 |
| S152 | 06004X0034 | 751,275 | 177,000 | 300 | Trias | t | 6 |
| S153 | 06004X0040 | 748,375 | 180,430 | 288 | Altérite de socle | Asocle | 20 |
| S154 | 06004X0041 | 749,100 | 181,200 | 307 | Altérite de socle | Asocle | 24 |
| S155 | 06007X0028 | 739,275 | 164,750 | 270 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 9,5 |
| S156 | 06007X0028 | 739,275 | 164,750 | 270 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 10 |
| S157 | 06007X0028 | 739,275 | 164,750 | 270 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 8 |
| S158 | 06002X0077 | 736,700 | 176,225 | 320 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 3 |
| S159 | 06001X0038 | 727,375 | 180,300 | 345 | Socle altéré | Asocle | 12 |
| S160 | 06007X0022 | 744,900 | 162,870 | 325 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 5,5 |
| T001 | 06004X0039 | 746,000 | 179,200 | 285 | Pliensbachien | l3 | 8,5 |
| T002 | 06004X0038 | 746,300 | 179,100 | 275 | Sinemurien | l2 | 3,5 |
| T003 | 06004X0031 | 746,025 | 176,125 | 275 | Trias | t | 13,1 |
| T004 | 06004X0029 | 745,025 | 174,375 | 280 | Rhétien | l7 | 8,5 |
| T005 | 06003X0023 | 744,725 | 172,950 | 278 | Rhétien | l7 | 8,5 |
| T006 | 06004X0027 | 745,425 | 172,675 | 289 | Rhétien | l7 | 13 |
| T007 | 06007X0056 | 744,650 | 171,350 | 291 | Hettangien | l1 | 5 |
| T008 | 06007X0023 | 743,875 | 163,800 | 300 | Pliensbachien | l3 | 4 |
| T009 | 06007X0051 | 738,400 | 167,250 | 285 | Eocène | e | 8,8 |
| T010 | 06003X0039 | 740,125 | 175,425 | 295 | Altérite Lias - Dogger | Al1-j4 | 4,2 |
| T011 | 06003X0037 | 739,775 | 175,025 | 290 | Toarcien | l4 | 2,2 |
| T012 | 06003X0031 | 740,125 | 174,100 | 275 | Bajocien | j2 | 1,2 |
| T013 | 06003X0046 | 741,475 | 177,100 | 295 | Toarcien moyen - sup. | l4bc | 7,8 |
| T014 | 06003X0064 | 739,425 | 181,500 | 307 | Hettangien | l1 | 3,6 |

Tableau 5 (suite) - Sondages effectués par le BRGM pour le levé de la feuille Paray-le-Monial

ANNEXE 5 (SUITE)

| N° | INDICE BSS | X | Y | Z | GÉOLOGIE | SYMB | COTE (m) |
|------|------------|---------|---------|-----|----------------------------|---------|----------|
| T015 | 06003X0064 | 739,425 | 181,500 | 307 | Hettangien | l1 | 1 |
| T016 | 06003X0051 | 739,725 | 178,175 | 298 | Trias | t | 3,1 |
| T017 | 06007X0055 | 738,350 | 171,000 | 250 | Altérite Lias - Dogger | Al1-j4 | 4,9 |
| T018 | 06007X0057 | 741,100 | 171,300 | 278 | Eocène | e | 6,7 |
| T019 | 06003X0052 | 738,925 | 178,300 | 305 | Trias | t | 4,5 |
| T020 | 06003X0054 | 739,350 | 179,075 | 300 | Saxonien rouge | r2R | 3,3 |
| T021 | 06003X0053 | 739,100 | 178,850 | 290 | Saxonien rouge | r2R | 5,8 |
| T022 | 06003X0060 | 739,430 | 180,230 | 290 | Trias | t | 5 |
| T023 | 06003X0061 | 739,650 | 180,500 | 295 | Saxonien rouge | r2R | 4,3 |
| T024 | 06003X0063 | 739,850 | 181,400 | 307 | Rhétien | t7 | 5,8 |
| T025 | 06003X0059 | 739,050 | 179,950 | 337 | Trias | t | 6,8 |
| T038 | 06003X0043 | 740,560 | 176,350 | 265 | Pliensbachien inf. | l3a | 3,8 |
| T039 | 06004X0035 | 747,000 | 178,375 | 275 | Socle | socle | 8,6 |
| T040 | 06004X0033 | 746,600 | 176,575 | 275 | Socle | socle | 9 |
| T041 | 06004X0030 | 746,675 | 175,425 | 290 | Socle altéré | Asocle | 13 |
| T042 | 06007X0054 | 744,075 | 170,650 | 287 | Rhétien | t7 | 10,3 |
| T043 | 06007X0053 | 743,900 | 169,530 | 284 | Rhétien | t7 | 4,7 |
| T044 | 06007X0052 | 743,600 | 168,520 | 277 | Rhétien | t7 | 8,8 |
| T045 | 06007X0036 | 744,000 | 166,250 | 286 | Trias | t | 13 |
| T046 | 06007X0039 | 742,825 | 166,375 | 280 | Rhétien | t7 | 13,2 |
| T047 | 06007X0038 | 743,460 | 166,150 | 285 | Rhétien | t7 | 2,4 |
| T048 | 06007X0035 | 743,600 | 166,175 | 285 | Rhétien | t7 | 8,7 |
| T049 | 06007X0032 | 745,000 | 166,125 | 310 | Socle altéré | Asocle | 10,5 |
| T050 | 06004X0024 | 751,400 | 172,000 | 445 | Trias | t | 2 |
| T051 | 06004X0025 | 750,650 | 172,275 | 435 | Trias | t | 1 |
| T052 | 06008X0036 | 750,950 | 170,675 | 430 | Trias | t | 5,2 |
| T053 | 06008X0035 | 751,750 | 170,100 | 365 | Bajocien sup. - Bathonien | j2b-3 | 2,2 |
| T054 | 06008X0032 | 750,050 | 168,225 | 385 | Toarcién sup. | l4c | 5,7 |
| T055 | 06008X0026 | 751,550 | 166,900 | 335 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 3 |
| T056 | 06008X0029 | 751,425 | 167,975 | 348 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 2,9 |
| T057 | 06008X0014 | 751,325 | 163,375 | 285 | Pliensbachien | l3 | 5,9 |
| T058 | 06008X0008 | 751,600 | 162,125 | 313 | Pliensbachien | l3 | 6,9 |
| T059 | 06003X0029 | 740,300 | 173,700 | 285 | Bajocien | j2 | 7,4 |
| T060 | 06003X0025 | 739,750 | 172,725 | 290 | Bajocien | j2 | 7,8 |
| T061 | 06003X0024 | 739,075 | 172,650 | 254 | Dogger | j1-4 | 6 |
| T062 | 06003X0030 | 738,325 | 173,700 | 260 | Dogger | j1-4 | 7,8 |
| T063 | 06003X0021 | 738,750 | 171,625 | 271 | Dogger | j1-4 | 3,3 |
| T064 | 06002X0065 | 736,550 | 172,080 | 305 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 2,4 |
| T065 | 06002X0070 | 732,680 | 174,450 | 270 | Saxonien rouge | r2R | 2,4 |
| T066 | 06002X0071 | 734,640 | 175,000 | 298 | Bajocien | j2 | 5,1 |
| T067 | 06002X0081 | 735,050 | 176,050 | 325 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 4,8 |
| T068 | 06005X0103 | 731,020 | 169,040 | 275 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 5,1 |
| T069 | 06005X0101 | 730,880 | 168,250 | 275 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 3,6 |
| T070 | 06006X0044 | 735,580 | 170,440 | 302 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 6,9 |
| T071 | 06008X0016 | 745,500 | 163,575 | 335 | Aaléno - Bajocien | j1-2 | 4,2 |
| T072 | 06008X0012 | 746,050 | 162,500 | 310 | Dogger | j1-4 | 9,6 |
| T073 | 06008X0007 | 745,775 | 161,800 | 297 | Conglo. Plio - Quaternaire | P-IVcg | 6,9 |
| T074 | 06006X0036 | 731,980 | 165,680 | 245 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 11,4 |
| T075 | 06006X0035 | 731,740 | 165,180 | 260 | Terrasse alluviale ? | F? | 1 |
| T076 | 06005X0098 | 731,120 | 166,040 | 250 | Oligo-miocène ? | g2-m1 ? | 10,9 |
| T077 | 06002X0085 | 736,900 | 178,775 | 327 | Toarcién | l4 | 12,6 |
| T078 | 06002X0086 | 737,100 | 179,225 | 337 | Bajocien sup. - Bathonien | j2b-j3 | 4,2 |

Tableau 5 (suite) - Sondages effectués par le BRGM
pour le levé de la feuille Paray-le-Monial

Imprimé en France
par l'Imprimerie Oudin - 86000 Poitiers
Dépôt légal N° 1701

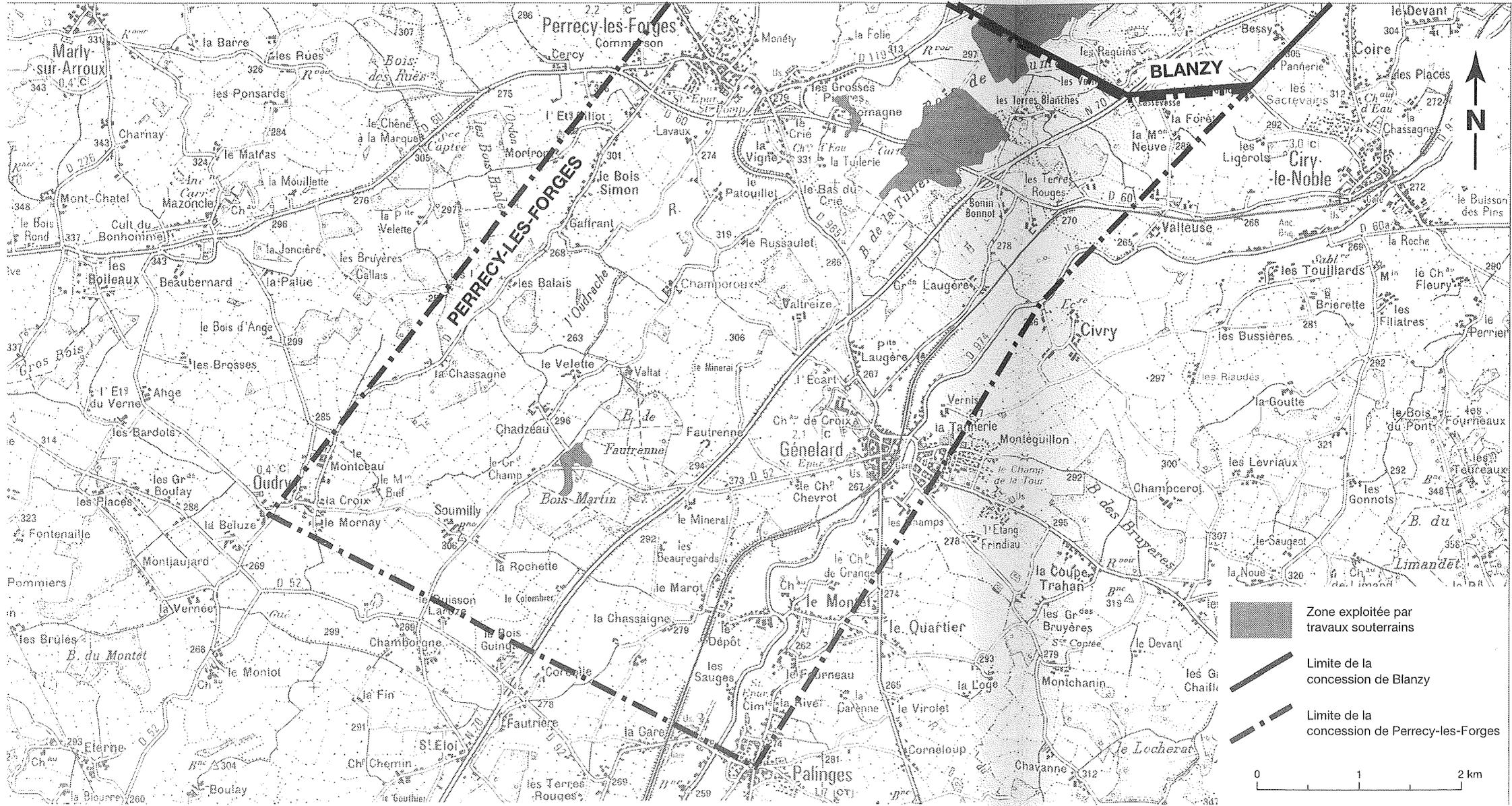


Fig. 14 - Plan des concessions de Blanzay et Perrecy-les-Forges

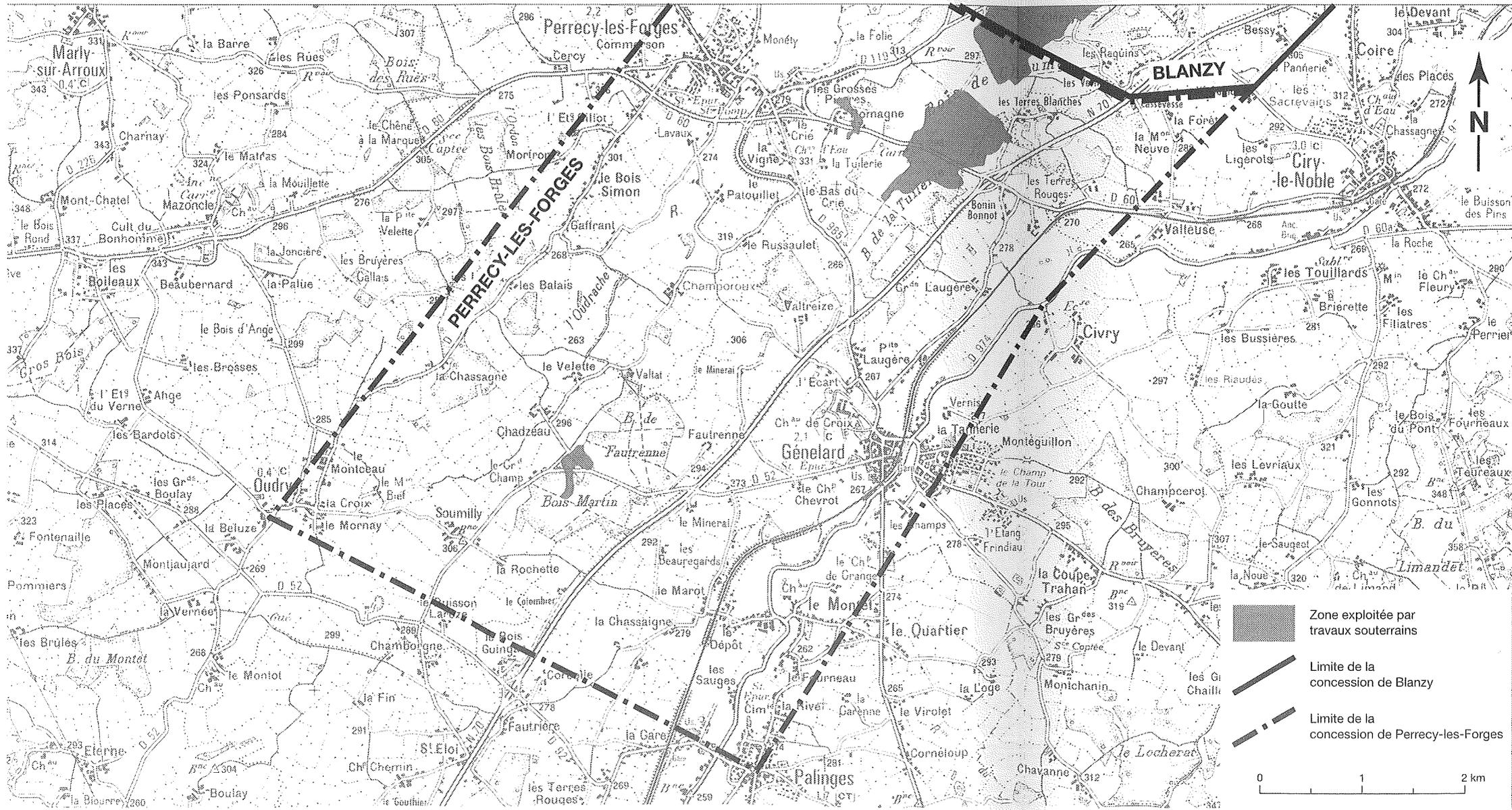


Fig. 14 - Plan des concessions de Blanzay et Perrecy-les-Forges

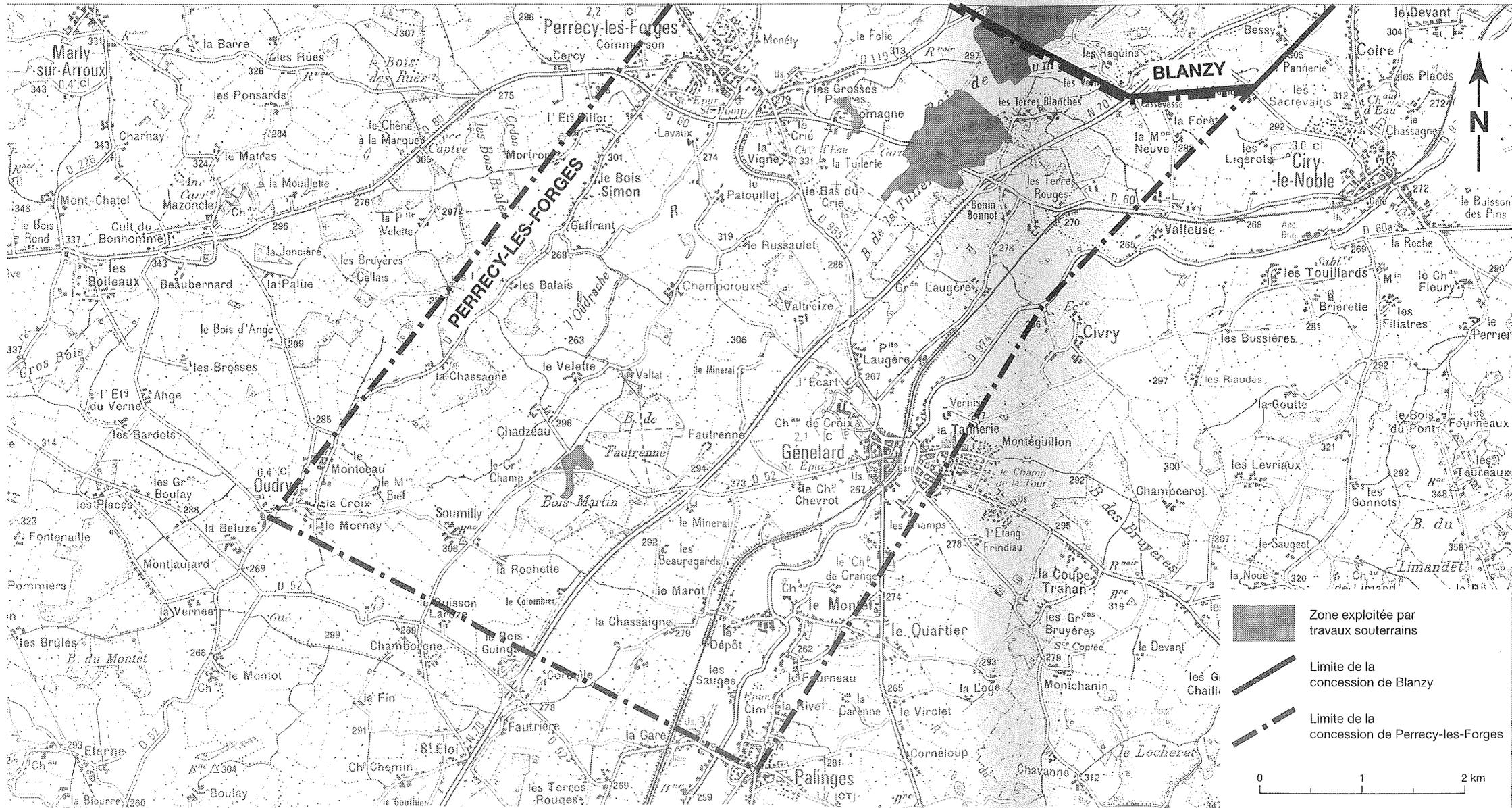
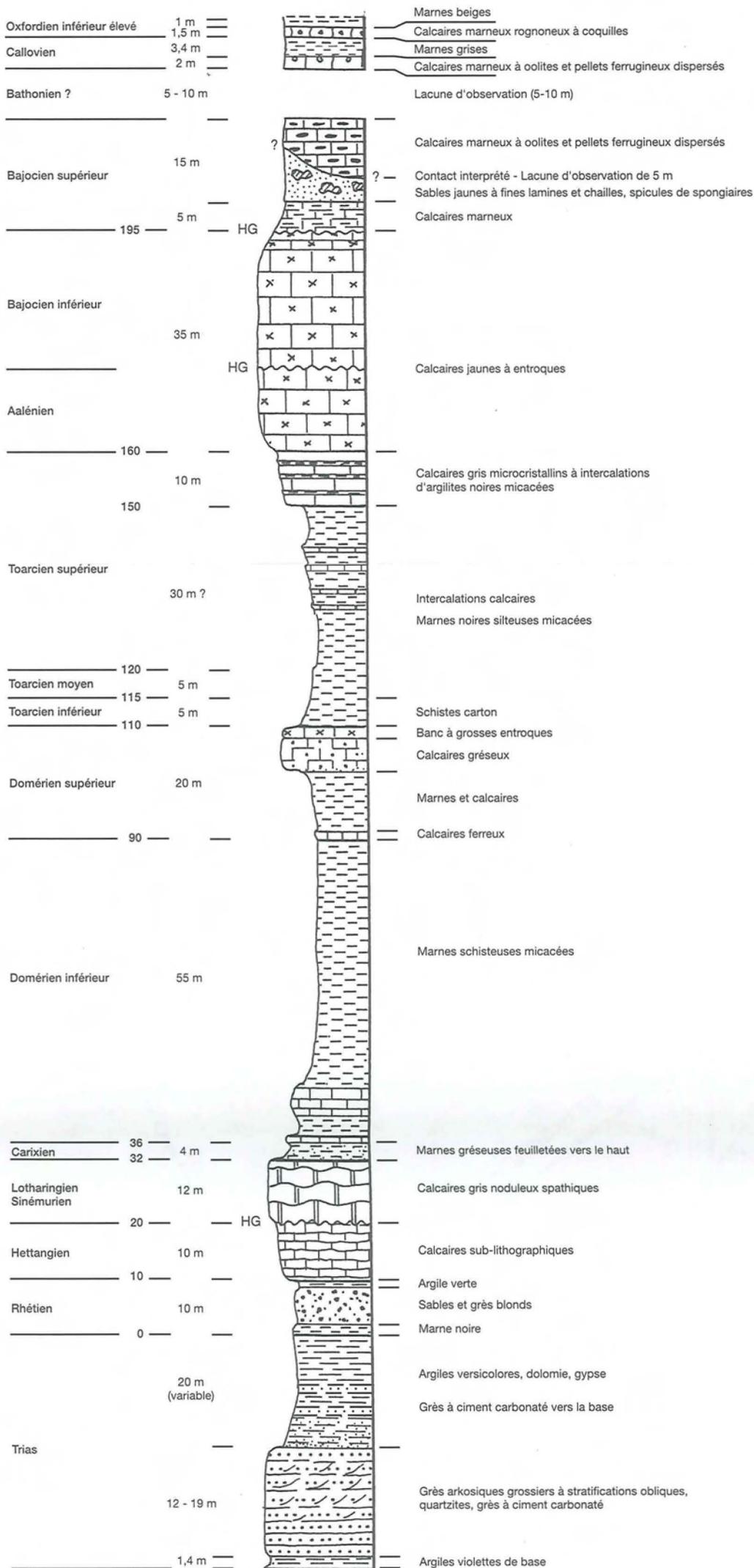


Fig. 14 - Plan des concessions de Blanzay et Perrecy-les-Forges



HG : "hard ground"

Fig. 5 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Mésozoïque
D'après R. Mouterde (1953), Le Calvez et al. (1960), Barrère et al. (1971)