

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

LE DONJON

par

J. Delfour, C. Raber, P. Barrier, A. Genna,
C. Gagnaison, Y. Vautier



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LE DONJON À 1/50 000**

par

**J. DELFOUR, C. RABER, P. BARRIER, A. GENNA,
C. GAGNAISON, Y. VAUTIER**

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : RABER C., BARRIER P., GENNA A., DELFOUR J. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Donjon (622). Orléans : BRGM. Notice explicative par Delfour J., Raber C., Barrier P., Genna A., Gagnaison C., Vautier Y. (2009), 139 p.

– *pour la notice* : DELFOUR J., RABER C., BARRIER P., GENNA A., GAGNAISON C., VAUTIER Y. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Donjon (622). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par Raber C., Barrier P., Genna A., Delfour J. (2009).

© BRGM, 2009. 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 : 978-2-7159-1622-7

SOMMAIRE

| | |
|--|----|
| RÉSUMÉ | 7 |
| ABSTRACT | 9 |
| INTRODUCTION | 11 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 11 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 13 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 20 |
| <i>APPORTS DE LA CARTOGRAPHIE À 1/50 000</i> | 25 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 26 |
| <i>SOCLE VARISQUE PALÉOZOÏQUE</i> | 26 |
| Horst de Saint-Léon | 26 |
| Le domaine de Barraix – Bussolles | 34 |
| Le bassin houiller de Bert – Montcombroux | 43 |
| <i>ROCHES FILONIENNES</i> | 45 |
| FORMATIONS SÉDIMENAIRES OLIGO-MIOCÈNES | 51 |
| Terrains tertiaires affleurants | 56 |
| FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES | 62 |
| FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS ASSOCIÉS | 68 |
| CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 70 |
| <i>TERRAINS ANTÉ-DÉVONIEN SUPÉRIEUR</i> | 71 |
| <i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DINANTIENNES</i> | 73 |
| GRANITOÏDES INTRUSIFS DU TOURNAISIEN SUPÉRIEUR – VISÉEN INFÉRIEUR | 77 |
| GRANITOÏDES INTRUSIFS DU VISÉEN SUPÉRIEUR-NAMURIEN | 81 |
| FORMATIONS INTRUSIVES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR | 85 |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE STRUCTURATION TECTONIQUE | 94 |

| | |
|--|------------|
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 97 |
| <i>OROGENÈSE VARISQUE</i> | 97 |
| <i>ÉVOLUTION POST-VARISQUE</i> | 100 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 100 |
| LE CHÂTELPERRONNIEN OU CASTELPERRONNIEN | 100 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 102 |
| Présentation générale | 102 |
| Climatologie et hydrologie | 103 |
| Ressources en eau du socle | 104 |
| Ressources en eau des formations cénozoïques) (Oligocène et Miocène) | 106 |
| Ressources en eau des formations plio-quadernaires (Sables et argiles du Bourbonnais) | 107 |
| Ressources en eau des alluvions | 109 |
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i> | 110 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 110 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 113 |
| <i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i> | 113 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 116 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 128 |
| AUTEURS | 128 |
| ANNEXE | 131 |
| <i>ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES</i> <i>PALÉOZOÏQUES</i> | 133 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Le Donjon dans la partie nord-est du Massif central | 12 |
| Fig. 2 - Log de la carrière de Créchy (Allier) (Wattine, 2004) | 18 |
| Fig. 3 - Synthèse des variations tectoniques, climatiques et environnementales de la Limagne Bourbonnaise (Wattine, 2004) | 19 |
| Fig. 4 - Disposition des bassins permo-houillers dans le Morvan | 40 |
| Fig. 5 - Succession des formations permo-carbonifères dans le bassin de Bert | 41 |
| Fig. 6 - Coupe NW-SE du bassin houiller de Bert-Montcombroux dans sa partie exploitée (d'après document HBCM) | 42 |
| Fig. 7 - Répartition des altérites et des roches saines dans le domaine de Barraix-Bussoles | 48 |
| Fig. 8 - Répartition des altérites et des roches saines dans le horst de Saint-Léon | 49 |
| Fig. 9 - Succession lithologique et répartition des séquences dans le bassin des limagnes (transect S-N modifié d'après Giot, 1977) (Wattine, 2004) | 52 |
| Fig. 10 - Stratigraphie de la Limagne (Clermontois et Bourbonnais) (Wattine, 2004) | 54 |
| Fig. 11 - Correspondance des différents découpages stratigraphiques des dépôts tertiaires du bassin de Limagne (modifié d'après Rey, 1971 ; Hugueney, 1997 ; Giot, 1976 ; Gorin, 1975 <i>in</i> Wattine, 2004) | 60 |
| Fig. 12 - Position des biotites, des gneiss, granites, granophyres et microgranites de la feuille Le Donjon dans le diagramme $MgO-FeO(t)-Al_2O_3$ | 72 |
| Fig. 13 - Position des gneiss du Donjon dans le diagramme SS-AC-MM, extension du diagramme Quartz-Plagioclase-Feldspath potassique | 74 |
| Fig. 14 - Composition des grenats des gneiss du Donjon | 75 |
| Fig. 15 - Diagramme Q-P pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon | 76 |
| Fig. 16 - Diagramme A-B pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon | 78 |
| Fig. 17 - Diagramme Q-F-B pour les roches plutoniques de la feuille Le Donjon | 79 |
| Fig. 18 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites pour les granitoïdes du hors de Saint-Léon et du domaine de Barraix-Bussoles | 82 |
| Fig. 19 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites pour les granophyres et microgranite du domaine de Barraix-Bussoles | 83 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 20 - Position du trachyandésite des Bourrachots dans le diagramme Nb/Y vs Zr/TiO ₂ | 86 |
| Fig. 21 - Position du trachyandésite des Bourrachots et du lamprophyre des Chartiers dans le diagramme K ₂ O vs SiO ₂ | 88 |
| Fig. 22 - Diagrammes de distribution des diaclases dans les roches paléozoïques de la feuille Le Donjon | 89 |
| Fig. 23 - Diagramme Zr vs (Nb/Zr) _N pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon | 96 |
| Fig. 24 - Itinéraire géologique | 114 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|-----|
| Tabl. 1 - Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien) (majeurs en %, traces en ppm) | 135 |
| Tabl. 2 - Granitoïdes du horst de Saint-Léon (Viséen inférieur) | 136 |
| Tabl. 3 - Granites de Barraix-Bussoles (Namurien) | 137 |
| Tabl. 4 - Granophyres du domaine de Barraix-Bussoles (Stéphanien) | 138 |
| Tabl. 5 - Microgranites du domaine de Barraix-Bussoles, roche volcanique, lamprophyre | 139 |

RÉSUMÉ

Presque entièrement compris dans le département de l'Allier, le territoire couvert par la feuille du Donjon se situe à la terminaison nord des Monts de la Madeleine. Les terrains paléozoïques de la partie centrale sont bordés par les sédiments cénozoïques de la Limagne bourbonnaise à l'Ouest et ceux de la vallée de la Loire à l'Est. Les terrains paléozoïques sont distribués dans trois unités bien distinctes :

- au Nord le horst de Saint-Léon où la série sédimentaire du Tournaisien-Viséen inférieur, recoupée par des petits massifs de granitoïdes, forme le prolongement sud du faisceau du Morvan ;
- au centre, et limité par des failles orientées NE-SW, le bassin houiller de Bert – Montcombroux qui est le prolongement sud-ouest du bassin de Blanzay ;
- au Sud le domaine granitique de Barraix-Bussoles, extrémité nord du granite du Mayet-de-Montagne qui dans les environs du Donjon recoupe un petit lambeau de gneiss, prolongement sud-ouest du massif cristallophyllien du Charollais.

Ces diverses unités géologiques sont les quelques témoins des principales étapes de l'évolution géodynamique du domaine morvano-vosgien, segment de la zone interne ou moldanubienne de la chaîne varisque.

Les gneiss gris à biotite qui affleurent dans les environs du Donjon et des Bourrachots appartiennent à des formations volcano-sédimentaires d'âge cambro-ordovicien enfouies à l'Ordovicien supérieur - Silurien (métamorphisme HT-HP), puis rétromorphosées (faciès amphibolite) et granitisés lors de leur exhumation au Dévonien inférieur par écaillage lithosphérique. Cette évolution tectono-métamorphique se termine au Dévonien moyen (380 Ma) par la consolidation d'une croûte continentale, déjà érodée, sur laquelle se dépose la série dévono-dinantienne.

Dans le horst de Saint-Léon, les sédiments détritiques (siltites, grès et conglomérats) ainsi qu'une assise interstratifiée de calcaire cristallin (non fossilifère) ou marbre blanc, présentent l'association lithologique caractéristique du Tournaisien du faisceau du Morvan. Les couches sédimentaires sont plissés suivant une direction NE-SW lors de la phase orogénique Sudète I au Viséen moyen. Un métamorphisme thermique exprimé par l'apparition de biotite (et de cordiérite/andalousite) dans les siltites ou de grenat dans les marbres, s'est développé autour des trois petits massifs de granite et granodiorite (Sorbier, Coulon et Châtelperron). Ces intrusions peuvent constituer le prolongement sud-ouest du batholite de Luzy.

Le granite porphyroïde qui occupe le domaine de Barrais-Bussoles appartient à la vaste intrusion laccolitique du Mayet-de-Montagne mise en place entre un plancher gneissique et un toit de terrains dévono-dinantiens réapparaissant plus au Sud dans les bassins de l'Ardoisière et de Ferrière-sur-Sichon. Les caractères géochimiques de cette intrusion, datée du Viséen supérieur (330 Ma), sont ceux des venues alumino-potassiques du NE Massif central dont les magmas proviennent de la fusion de la croûte continentale. Le granite porphyroïde est recoupé par des stocks de granite granophyrique et des filons de granophyre qui appartiennent aux venues de leucogranites alumino-potassiques ; leur mise en place suivant des directions subméridiennes est liée à la phase d'extension crustale du Stéphano-autunien qui succède à la phase principale de déformation, la phase Sudète II du Namuro-Westphalien.

Le bassin houiller Stéphaniens-Autunien de Bert – Montcombroux est le prolongement vers le Sud-Ouest du bassin de Blanzay – Le Creusot. Il se prolonge au Sud-Ouest sous la plaine alluviale de l'Allier. La partie nord-est du bassin présente une structuration générale anticlinale qui est semblable à celle du bassin Blanzay – Le Creusot.

Après une très longue période au cours de laquelle la région a été la plupart du temps émergée (paysages continentaux soumis à l'altération), couvrant le Mésozoïque et la quasi totalité de l'Éocène (60 à 40 Ma environ), des aires fortement subsidentes se sont développées à l'avant-pays de la chaîne alpine, notamment sur l'emplacement des Limagnes.

Des sondages profonds, dans le bassin de Moulins et les Limagnes, ainsi que des études géophysiques, ont permis de mettre en évidence la complexité de la structure profonde des Limagnes qui apparaissent constituées de plusieurs fosses séparées par des seuils.

Après la mise en place des sédiments dans les bassins subsidents, la fin du Miocène et le Pliocène semblent se traduire par une période plus sèche, continentale, où se développe un réseau fluvial depuis le glacis constitué par le Massif central vers la Marche via une « pré Seine ».

Il est vraisemblable des dépôts fluviaux en relation avec ce schéma général aient été et soient érodés depuis.

L'association de phénomènes climatiques et tectoniques (glaciations quaternaires depuis 2,5 Ma et compression alpine) a provoqué une intense érosion, facilitée par le rajeunissement des reliefs. Ce sont ces phénomènes qui sont à l'origine du réseau des vallées actuelles, du volume des alluvions fluviales et de l'intense décapage des altérites héritées du Paléogène ou de périodes plus anciennes.

ABSTRACT

The area covered by the Donjon sheet lies almost entirely in the Allier department and is geologically located by the northern termination of the Monts de la Madeleine. The Paleozoic rocks of the central part are bordered by the Cenozoic sedimentary deposits of the Bourbonnais Limagne in the west and those of the Loire Valley in the east. The Paleozoic rocks occur as three distinct units:

- in the north, the Saint-Léon horst where Tournaisian to Early Viséan rocks, intersected by small granitoid-rock massifs, form the southern continuation of the Morvan belt;
- in the centre and bounded by NE-SW oriented faults, the Bert – Montcombroux coal basin that is the south-western continuation of the Blanzly Basin;
- in the south, the Barraix-Bussolles granitic domain, the northern extremity of the Mayet-de-Montagne granite which, near Donjon, intersects a small gneiss exposure that is the south-western continuation of the Charollais foliated metamorphic-rock massif.

These geological units are the few witnesses of the main stages in the geodynamic evolution of the Morvan-Vosges domain, which is a segment of the internal, or Moldanubian, zone of the Variscan chain.

The grey biotite gneiss exposed near Donjon and Bourrachots belongs to Cambro-Ordovician volcano-sedimentary formations that were buried during the Late Ordovician to Silurian and subjected to HT-HP metamorphism. During the Early Devonian, they were first affected by retrograde metamorphosis to amphibolite facies and then granitized during their exhumation by lithospheric thrusting. This tectono-metamorphic evolution ended during the Middle Devonian (380 Ma) by the consolidation of a continental crust that was already eroded, and on which the Devonian-Dinantian succession was deposited.

In the Saint-Léon horst, the detrital sedimentary rock (siltstone, sandstone and conglomerate) and an interbedded non-fossiliferous crystalline limestone or white marble, present the characteristic lithological association of the Tournaisian in the Morvan. The sedimentary rocks were folded along a NE-SW direction during the Sudeten I orogenic phase in the Middle Viséan. Thermal metamorphism, as expressed by the appearance of biotite (and cordierite/andalusite) in the siltstone, or of garnet in the marble, developed around the three small granite and granodiorite massifs of Sorbier, Coulon and Châtelperron. These intrusions may be the south-western prolongation of the Luzy batholith.

The porphyry granite of the Barrais-Bussolles domain is part of the vast Mayet-de-Montagne laccolithic intrusion, emplaced between a gneiss footwall and a hanging wall of Devonian-Dinantian rocks, reappearing farther south in the Ardoisière and Ferrière-sur-Sichon basins. The geochemical character of this Late Viséan (330 Ma) intrusion is that of the alumino-potassic occurrences of the north-eastern Massif Central, whose magmas derived from the fusion of continental crust. The porphyry granite is intersected by granophyric granite stocks and granophyre veins that belong to the alumino-potassic leucogranite occurrences; their emplacement along sub-north-south directions is related to the Stephanian-Autunian crustal extension phase that followed the main Namurian-Westphalian Sudeten II deformation phase.

The Bert – Montcombroux coal basin of Stephanian-Autunian age is the south-western extension of the Blanzay – Le Creusot Basin. Farther southwest, it dips under the alluvial plain of the Allier. The north-eastern part of the basin has a general anticlinal structure that resembles that of the Blanzay Le Creusot Basin.

After a very long period covering the Mesozoic and almost all of the Eocene (about 40 to 60 Ma), during which the region was mostly above base level with continental landscapes subject to weathering, strong subsidence developed in front of the Alpine chain, in particular in the area now covered by the Limagnes. Deep drilling and geophysical studies in the Moulins Basin and the Limagnes have shown the complexity of the deep structure below the Limagnes, which appears to consist of several graben separated by sills.

After sediment had filled the subsiding basins, the end of the Miocene and the Pliocene were marked by a drier, more continental, period. During this time, a river system developed from the apron formed by the Massif Central toward the Marche along a proto-Seine. It is likely that the fluvial deposits related to this system would have been mostly eroded since then.

The association of climatic and tectonic phenomena, i.e. Quaternary glaciations during the past 2.5 Ma as well as Alpine compression, has caused intense erosion, further helped by the constant rejuvenation of the reliefs. These are the phenomena that put their imprint on the present-day landscape, such as the valley network, the volume of alluvial sediments, and the intense removal of weathering products dating from the Paleogene or even before.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Le Donjon est compris pour une grande part dans le département de l'Allier ; seul le coin sud-est est partagé entre les départements de la Loire et de la Saône-et-Loire.

Entre la vallée de la Besbre à l'Ouest et la large plaine de la Loire à l'Est, constituée de formations tertiaires et quaternaires, s'étend l'extrémité nord de la Montagne bourbonnaise composée sur le territoire de la feuille par trois grandes unités géologiques qui sont du Nord au Sud (fig.1) :

– le horst de Saint-Léon dont les terrains carbonifères constitués de roches sédimentaires et de granites intrusifs, sont très semblables à ceux de la terminaison méridionale du faisceau du Morvan (feuille Dompierre-sur-Besbre). Le relief y est modéré et fait de larges ondulations où les zones cultivées et les herbages dominant sur les zones boisées. Le point culminant est au Puy Saint-Ambroise à 436 m d'altitude ;

– le bassin permo-carbonifère de Bert – Montcombroux-les-Mines qui est le prolongement, à l'Ouest de la vallée de la Loire, du grand bassin de même âge de Blanzay – Le Creusot. Les reliefs plus élevés dans la partie ouest tendent à s'aligner suivant l'extension NE-SW du bassin houiller ; ils s'inscrivent néanmoins en creux par rapport aux reliefs granitiques situés au Sud-Est. Les zones cultivées dominant plus largement autour d'un habitat agricole dispersé qui contraste avec l'implantation industrielle du XIX^e siècle de Montcombroux-les-Mines.

– le domaine de Barraix-Bussoles, situé à l'extrémité nord des Monts de la Madeleine et dans le prolongement SW du domaine cristallin du Charollais, est constitué par le granite à biotite du Mayet-de-Montagne d'âge Carbonifère supérieur recoupé de stocks de granophyre et de filons de microgranite (granulite de la carte géologique à 1/80 000). Le relief y est un peu plus vigoureux, culminant à 532 m (Le Gardien) et caractérisé par de longues croupes dont les sommets sont consacrés aux cultures céréalières et à l'élevage des bovins et des ovins, tandis que les pentes plus abruptes restent boisées.

Le bassin houiller de Bert – Montcombroux prolonge vers le Sud-Ouest celui de Blanzay – Le Creusot. Il représente un des bassins tardi-orogéniques hercyniens et se poursuit au Sud-Ouest sous la plaine alluviale de l'Allier. L'exploitation du charbon, principalement souterraine, s'y est achevée en 1950.

Ces trois unités géologiques sont bordées à l'Ouest par les séries sédimentaires marno-calcaires oligo-miocènes de la Limagne Bourbonnaise. Elles se développent essentiellement entre la rive droite de la Besbre et la

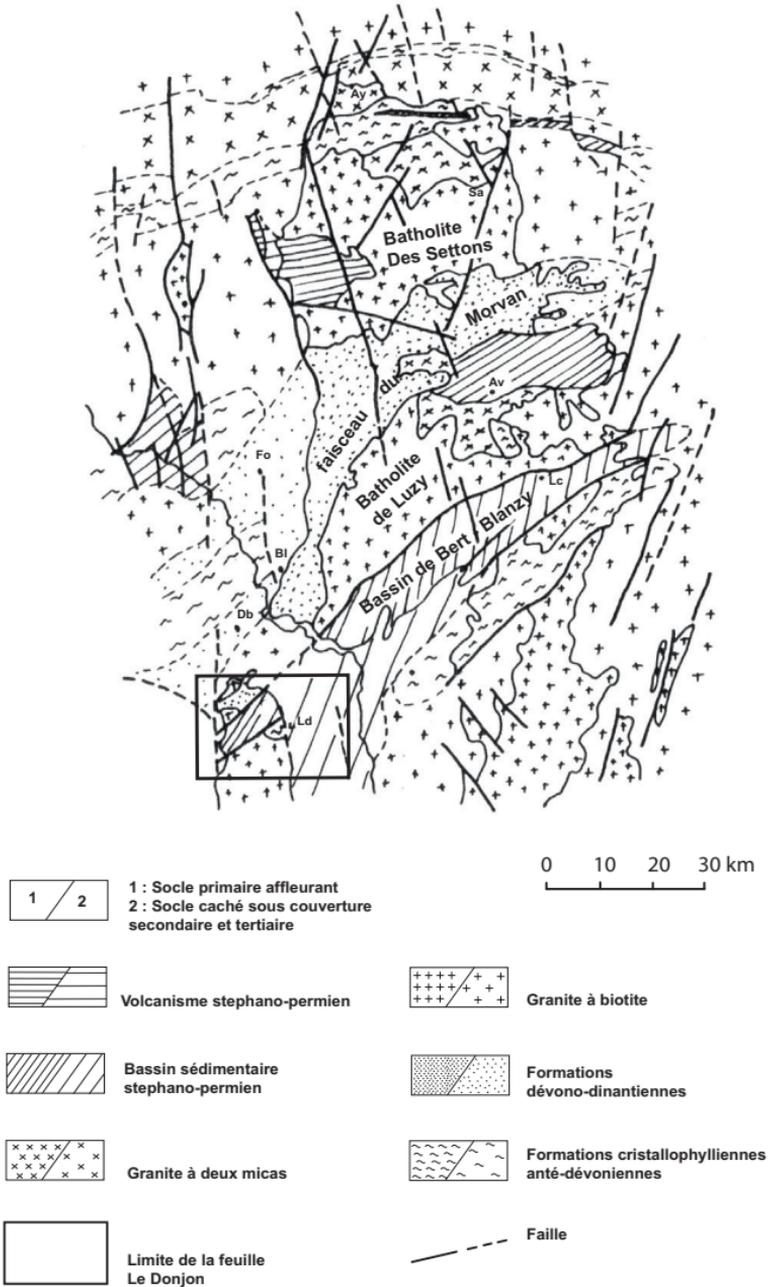


Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Le Donjon dans la partie nord-est du Massif central

rivière Le Graveron lui-même marquant la limite avec le horst de Saint-Léon. Les sols résultants de l'altération de ces roches sont très fertiles et intensément cultivés. Ce domaine peu boisé présente un relief modéré n'excédant que très rarement 300 m au Sud. Il est drainé par la vallée de la Besbre orientée NNE-SSW à NNW-SSE, encaissée d'une cinquantaine de mètres dans les formations calcaires oligo-miocènes. À l'extrémité nord-ouest de la carte et dans le secteur de Varennes-sur-Tèche, ces formations carbonatées sont en partie recouvertes par les dépôts fluvio-lacustres du Bourbonnais. Ces derniers constituent sur la feuille voisine (Saint-Pourçain-sur-Sioule) un plateau d'altitude moyenne couvert de prairies et de forêts. Les alluvions les plus anciennes (Fx) le long de la Besbre sont peu représentées et sont essentiellement localisées dans le coin sud-ouest de la carte. Elles forment un ressaut étroit et irrégulier et sont constituées de matériaux grossiers généralement très oxydés.

La moitié est de la carte est caractérisée par une couverture sédimentaire essentiellement d'âge Plio-Quaternaire représentée par les sables et argiles du Bourbonnais. Ce plateau alluvial est entaillé par de nombreuses rivières (Loddes, Vouzance, Petite Vouzance, Urbize, Sernay) orientées S-N à SW-NE rattachées au bassin versant de la Loire. Les niveaux de terrasses s'étagent au-dessus de ces cours d'eau, en moyenne, entre 10-25 m pour le plus élevé (Fw) et 5-10 m pour Fy. Leur répartition se concentre essentiellement le long de la Rivière de la Forêt, du Ruisseau de Loddes, l'Urbise et le Sernay Ruisseau. Les sols qui en résultent, peu fertiles, sont principalement couverts d'une alternance de bois et de prairies destinées à l'élevage (bovins et ovins).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Les terrains paléozoïques du territoire de la feuille du Donjon, isolés au milieu des formations cénozoïques des plaines de la Loire et de l'Allier, appartiennent au domaine morvano-vosgien, segment de la zone interne ou moldanubienne de la chaîne varisque (Autran, 1980), chaîne qui, dans l'Europe occidentale, s'étend de l'Espagne à la Bohême.

À l'issue de la période éovarisque (Ledru *et al.*, 1989), allant du Silurien au Dévonien inférieur, l'évolution tectono-métamorphique de la zone interne aboutit, au Dévonien moyen, à la formation d'un socle métamorphique dont les témoins apparaissent aujourd'hui de façon sporadique depuis les Monts du Lyonnais jusque dans le Nord du Morvan.

À la période médiovarisque, du Dévonien supérieur au Carbonifère moyen, alors que les chevauchements synmétamorphes se poursuivent au Sud du Massif central (Cévennes par exemple), le socle métamorphique de la partie nord du Massif central est consolidé. Il constitue une nouvelle croûte

continentale sur et dans laquelle se développe un magmatisme calco-alcalin en relation avec une zone de subduction à pendage sud. La série volcano-sédimentaire dévono-dinantienne constituant le faisceau du Morvan est recoupée par des intrusions de granites calco-alcalins, de granites aluminopotassiques puis peralumineux (Carrat, 1969a ; Rolin, Stussi, 1991).

Après la collision continentale, le Carbonifère moyen et supérieur correspond au réajustement isostatique de la chaîne soumise à une distension généralisée et à l'ouverture de bassins limniques contrôlés par des failles cassantes ou ductiles dextres ou normales.

L'essentiel de la fracturation affectant le domaine paléozoïque provient de mouvements tardi-hercyniens.

Au cours du Stéphanien la région est soumise à un système compressif horizontal polyphasé à l'origine de grands accidents décrochants tardi-hercyniens s'organisant suivant des dispositifs complexes en trans-tension de types pull-apart, fentes d'extension en échelon (Arthaud, Matte, 1975 ; Bergues *et al.*, 1983 ; Bonijoly, Castaing, 1984 ; Bonnion, 1983 ; Courel *et al.*, 1983 ; Delsahut, 1981 ; Gélard, 1984 ; Gélard *et al.*, 1986 ; Paquette, 1980). Ces décrochements, le plus connu étant le grand Sillon houiller, jouent un rôle majeur dans la genèse et la structuration des bassins limniques dont le remplissage sédimentaire, très épais et principalement détritique, est contemporain du jeu de ces failles. Cette structuration se manifeste par des failles normales synsédimentaires cachetées, caractéristiques de grabens ou d'hémi-graben, mais aussi par des séries conglomératiques de bordure, disposées aux pieds de failles de croissances à l'origine également de variations de puissance des sédiments. Dans certains bassins, des figures de plissement et de chevauchement ont été observées dans la partie supérieure des formations sédimentaires. Dans d'autres cas, des surfaces de décollement au niveau de veines de charbon peuvent être attribuées à des phénomènes gravitaires superficiels dans la mesure où des figures de distension ont été décrites en arrière de ces structures (Djarar *et al.*, 1996).

À partir de l'Autunien, la région est soumise à un nouveau régime distensif général se traduisant par une tectonique de blocs basculés avec des figures de roll over (Bourges *et al.*, 1987). Cette modification de dynamique structurale est assez discrète sur la carte Le Donjon et se traduit par une certaine difficulté à poser une limite franche entre les formations sédimentaires attribuées au Stéphanien et celles attribuées au Permien inférieur. Dans d'autres cas, des discordances angulaires peuvent séparer les dépôts stéphanien des dépôts autuniens. La sédimentation continentale, fluvio-torrentielle à fluvio-deltaïque, constitue l'essentiel du remplissage des bassins limniques de la région. Elle est en grande partie régie par l'activité tectonique et les conditions climatiques au cours de cette période. Ces

épisodes sédimentaires détritiques témoignent du démantèlement des massifs cristallins occidentaux et méridionaux. Ils sont parfois interrompus par des périodes d'accalmie tectonique pendant lesquelles les bassins sont ennoyés et envahis par des dépôts argilo-carbonatés et lacustres. Enfin, le Permien se caractérise également dans les bassins limniques par une activité magmatique qui se manifeste à travers des cortèges dacitiques ou rhyolitiques alumineux autuniens (Paquette, 1990).

Les diverses phases de compression et de distension qui se succèdent ensuite jusqu'au Miocène, particulièrement en contrecoup des orogènes pyrénéennes et alpine, se marquent dans le socle paléozoïque par la réactivation de ces fractures tardi-hercyniennes, dans lesquelles se mettent en place, comme au Jurassique inférieur, des filons de quartz à barytine et fluorine.

Les terrains paléozoïques affleurant sur le territoire de la feuille du Donjon sont les représentants d'unités structurales plus largement répandues dans cette partie nord-est du Massif central français.

Les terrains carbonifères du horst de Saint-Léon appartiennent à l'extrémité méridionale du faisceau volcano-sédimentaire du Morvan (fig. 1). Cette grande unité structurale, constituée de terrains dévoniens et dinantiens, s'étend vers le Nord jusqu'à la région d'Epinac-les-Mines. Elle est bordée au Sud-Est et au Nord-Ouest par de vastes intrusions granitiques mises en place du Viséen inférieur au Namurien. Dans le horst de Saint-Léon les alternances de siltites, de grès et de conglomérats, ainsi que les marbres interstratifiés, sont caractéristiques du Tournaisien du faisceau du Morvan (faciès du Culm). Ces dépôts marquent une reprise de l'érosion sur les terres émergées avoisinantes, en contrecoup de la phase orogénique bretonne active plus au Sud dans le Lyonnais. Les apports détritiques silteux d'origine terrigène (Robelin, 1981 ; Lemièrre, 1982) ou plus grossiers : galets de quartz, de quartzite (d'origine métamorphique), de lydienne, se répandent dans un domaine marin à deltaïque, en eaux peu profondes où des carbonates se déposent localement, générés par des sources hydrothermales. La brutalité des apports entraîne la reprise des termes déjà sédimentés comme en témoigne la présence de galets de siltites, de grès ou de calcaire dans certains bancs conglomératiques. Ces terrains ont été plissés puis recoupés par trois petits massifs de granitoïdes : le granite de Coulon dont une large partie est couverte par les dépôts tertiaires, la granodiorite de Châtelperron et le granite de Sorbier. Ces intrusions, mises en place au Carbonifère inférieur selon un axe NE-SW, induisent un métamorphisme thermique dans les terrains encaissants. La nature et le mode de gisement de ces granitoïdes sont semblables à ceux des granitoïdes du batholite de Luzy mis en place au Carbonifère inférieur.

Les gneiss du Donjon se situent dans le prolongement sud-ouest de la série métamorphique du Charollais d'orientation régionale NE-SW. Leur faible extension est due au large développement des granites du domaine de Barraix-Bussolles qui appartiennent à la vaste intrusion laccolitique du Mayet-de-Montagne mise en place également selon un axe NE-SW, au Carbonifère supérieur sur un substratum gneissique. Les stocks et filons de granophyres et les quelques filons de microgranites représentent les dernières manifestations de ce magmatisme induit par la phase d'extension crustale qui à la fin de la période carbonifère guide la formation des bassins houillers.

Entre ces deux domaines, le bassin permo-carbonifère de Bert – Montcombroux-les-Mines correspond au prolongement sud-ouest du bassin de Blanzay – Le Creusot. Ces deux fossés, dont le remplissage sédimentaire avoisine les 1 500 m d'épaisseur, forment une dépression d'environ 100 km de longueur, orientée SW-NE, et large d'une dizaine de kilomètres. Au Nord-Est, au-delà de la rive droite de la Loire, le bassin de Blanzay – Le Creusot sépare également les formations granitiques du massif de Luzy des séries granito-gneissiques du Mont Saint-Vincent et du Charollais. Il s'ennevoie ensuite sous les terrains triasiques et jurassiques de la Côte Chalonnaise. Depuis Le Donjon au Sud-Ouest (sur la carte), jusqu'à Perrecy-les-Forges (en dehors de la carte) au Nord-Est, les séries stéphano-permiennes comblant le bassin sont recouvertes par les sables et argiles plio-quadernaires du Bourbonnais. Ces derniers sont responsables de l'apparente discontinuité cartographique entre les deux fossés constituant finalement une seule et unique structure tectonique. L'essentiel du matériel sédimentaire comblant le bassin de Bert – Montcombroux-les-Mines débute par une épaisse série grésopélimitique, voire conglomératique attribuée au Stéphano-permien et se poursuit ensuite par les dépôts du « Permien gris » de l'Autunien inférieur (schistes d'Autun, pélites et argilites) puis par les grès rouges et les conglomérats du « Permien rouge » de l'Autunien supérieur. Cette sédimentation essentiellement clastique est contrôlée et guidée par deux failles normales bordières orientées SW-NE. Au Sud-Ouest, le bassin de Bert – Montcombroux se prolonge sous la plaine alluviale de l'Allier et les dépôts tertiaires de la Limagne Bourbonnaise.

Après une très longue période couvrant l'ère secondaire et une grande partie de l'Éocène (-260 à -40 Ma environ), des aires fortement subsidentes se sont développées au cours de l'Éocène moyen et supérieur, et au début de l'Oligocène dans le contexte de la convergence alpine. La genèse des fossés d'effondrement des Limagnes s'explique si l'on considère que le plongement de l'Europe sous l'Afrique par subduction a entraîné une traction sur la plaque européenne, générant de l'extension à l'Ouest de la chaîne (Merle et Michon, 2001). Ces fossés d'effondrement sont le résultat de la réactivation de fractures tardi-hercyniennes de direction subméridienne, NW-SE et NE-SW. Dans le bassin des Limagnes, l'Éocène

est essentiellement caractérisé par la présence d'arkoses absentes sur la carte.

Les terrains sédimentaires oligo-miocènes affleurant sur la bordure ouest de la carte Le Donjon correspondent aux dépôts les plus orientaux de la Limagne bourbonnaise séparée de la Grande Limagne (Vichy, Riom, Clermont, Issoire) par un seuil situé au niveau de Saint-Pourçain-sur-Sioule (carte voisine). Ces deux bassins définissent avec la Limagne de Brioude au Sud, le grand fossé d'effondrement sub-méridien des Limagnes. Son remplissage sédimentaire s'opère suivant trois séquences liées directement à trois phases paroxysmales de rejeux des fractures hercyniennes (Éocène supérieur, Rupélien inférieur et Rupélien supérieur – Aquitaniens). Chacun de ces cycles sédimentaires est caractérisé par des dépôts clastiques à la base, essentiellement fluviaux, recouvert par des dépôts carbonatés chimiques lagunaires ou lacustres. À l'Oligocène, la sédimentation lacustre est relativement étendue et présente un caractère saumâtre, souligné par la présence d'organismes tels que les gastéropodes *Potamides Lamarckii*, les coccolithes et les dinoflagellés.

À la limite Oligocène-Miocène, la sédimentation lacustre et palustre se restreint principalement à la Limagne bourbonnaise et se caractérise par la présence de structures stromatholitiques, de concrétions et de biohermes (voir log de la carrière de Créchy, 15 km à l'Ouest de Lapalisse, fig. 2). Leur présence et leur répartition géographique sont très nettement influencées par l'évolution tectonique du bassin mais également par les variations climatiques au cours du Chattien et de l'Aquitaniens (Dervin, 1998 ; Bulteau, 1998, Wattine, 1999 ; Wattine, 2004) (fig. 3).

Au Pliocène, des dépôts détritiques fluviaux et lacustres (sables et argiles du bourbonnais) viennent recouvrir sur des surfaces considérables (plus de 7 000 km²) les fossés des Limagnes et les reliefs paléozoïques. C'est au cours de cette période que le volcanisme atteint son activité paroxysmale le long des fractures NW-SE et NE-SW du Massif central.

Il est difficile d'attribuer un âge aux phénomènes responsables de la formation des altérites et qui ont affecté les granites et à un moindre degré les sédiments tournaisiens. Les observations de terrain montrent pour partie des relations avec les lambeaux de la Formation du Bourbonnais subsistant sur le socle paléozoïque. Les différences d'altitude auxquelles on rencontre les altérites, entre le horst de Saint-Léon et le domaine de Barraiss-Bussolles, suggèrent une histoire plus complexe et peut-être plus ancienne liée aux effets à distance des orogènes pyrénéenne et alpine.

Au cours du Quaternaire, le volcanisme est essentiellement basaltique. À cette époque, l'encaissement progressif des cours d'eau est à l'origine du

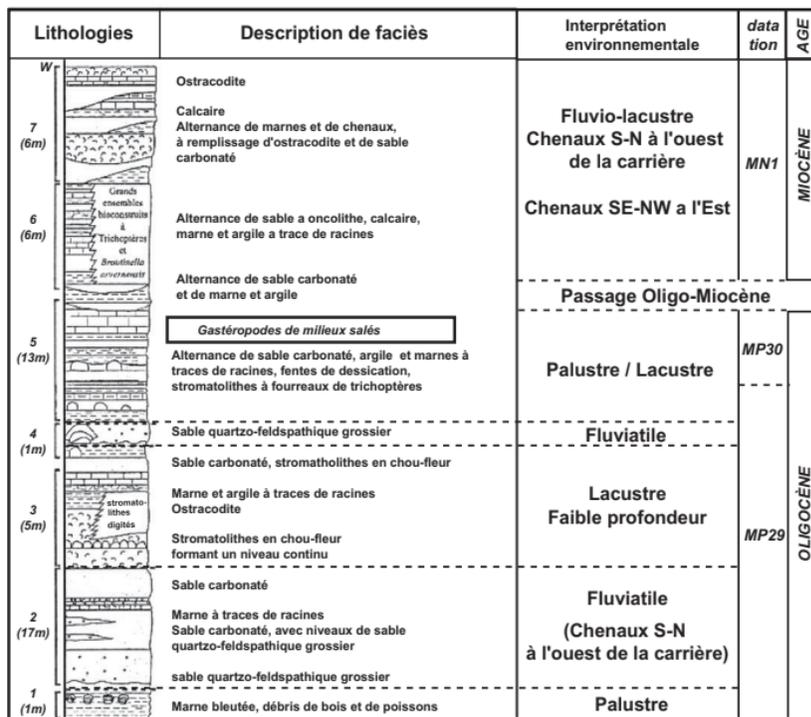
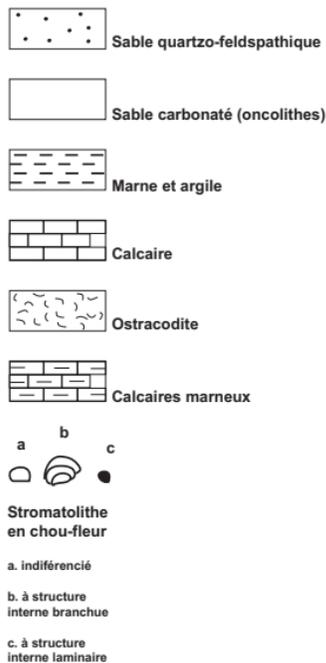


Fig. 2 - Log de la carrière de Créchy (Allier) (Wattine, 2004)

| AGE | | EVENEMENTS REGIONAUX | | EVENEMENTS EN LIMAGNE | | | | | | |
|-----------|------------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------------|--|--|-----------------|---|--------------------|--|
| PLIOCENE | | Contraintes régionales | | SURRECTION DU MASSIF CENTRAL | ACTIVITE VOLCANIQUE IMORTANTE | FAIBLE SUBSIDENCE | CLIMAT | ENVIRONNEMENT | | |
| | | | | | | MISE EN PLACE DES SABLES DU BOURBONNAIS | | | DOMAINE FLUVIATILE | |
| MIOCENE | AQUITANIEN SUPERIEUR MN2 | ↙ ↘ | SOULEVEMENT DE L'EUROPE DE L'OUEST | RAVINEMENT | ← EXTENSION LATERALE DES COMPLEXES BIOCONSTRUITS → | FAIBLE SUBSIDENCE | CHAUD ET HUMIDE | DOMAINE LACUSTRE A MARECAGEUX EAUX DOUCES A SAUMATRES | | |
| | AQUITANIEN INFERIEUR MN1 | | | | | | | | DESSATURE | EDIFICATION DES COMPLEXES N30 |
| OLIGOCENE | CHATTIEN SUPERIEUR MP30 | ← → | RIFT DU GOLFE DU LION | VOLCANISME LIGURE | | ACTIVITE VOLCANIQUE EN LIMAGNE (DIATREMES) | FRAIS ET SEC | PERIODE D'ASSECHEMENT RETRAIT DE LA LIGNE DE RIVAGE A L'EST DU BASSIN EAUX DOUCES A SAUMATRES | | |
| | CHATTIEN INFERIEUR MP29 MP28 | | | | | EDIFICATION DES COMPLEXES N-S | | | FORTE SUBSIDENCE | |
| | | | | | | MISE EN PLACE DE L'ANOMALIE GEOTHERMIQUE | | BASCULEMENT DU BASSIN VERS LE NORD | CHAUD ET HUMIDE | FLUVIO-LACUSTRE OUVERTURE VERS LE BASSIN DE LA LOIRE (?) EAUX DOUCES |
| | RUPELIEN MP25 | | | | RIFT OUEST EUROPEEN | RAVINEMENT | DESSATURE | FORTE SUBSIDENCE | CHAUD ET SEC | LACUSTRE SAUMATRE |

Fig. 3 - Synthèse des variations tectoniques, climatiques et environnementales de la Limagne Bourbonnaise (Wattine, 2004)

dépôt de terrasses étagées et des inversions de relief qui se traduisent dans le paysage par des plateaux dominant les plaines (Châteaugay, Côtes de Clermont, Gergovie, Puy de Mur, de Saint-Sandoux...). Le modèle du relief actuel, lié en majeure partie à l'action de mécanismes alluviaux, résulte également de l'intervention de divers processus de dégradation périglaciaire ; ceux-ci, par colluvionnement ou solifluxion, sont à l'origine du déplacement sur les pentes des matériaux meubles.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les études géologiques portant sur le territoire seul de la feuille du Donjon sont peu nombreuses ; c'est à l'échelle régionale qu'il faut se référer, aux travaux intéressant les deux grands domaines que sont le Morvan et la Montagne Bourbonnaise.

Bénéficiant de l'essor scientifique de la géologie dans la première moitié du XIX^e siècle, les statistiques départementales minéralogiques, géologiques et minéralurgiques (Boulanger, 1844 ; Manès, 1847) dressent également les premières cartes où sont décrites les principales unités de l'ère primaire : granite, gneiss, grauwacke et terrain houiller. La formation de la grauwacke, dont l'équivalent actuel est le Dévono-Dinantien, est attribuée au Silurien, bien que Rozet (1840) avait décrit les fossiles dévoniens des calcaires de Diou.

Dans le cadre de l'étude du Carbonifère du Massif central, A. Julien (1896) s'intéresse à la faune des calcaires de la région de Bourbon-Lancy et de Saint-Léon. Les faunes de Diou et de Gilly-sur-Loire sont attribuées au Dévonien moyen (Julien, 1881a), mais ne découvrant aucun fossile dans les calcaires des Gouttes-Pommier et de Saint-Léon, il les considère comme cambriens (Julien, 1881b).

Dans le même temps, de 1879 à 1890, Auguste Michel-Lévy dresse la carte géologique de la première édition de la feuille de Charolles à 1/80 000 parue en 1890 ; pionnier dans l'utilisation microscope polarisant pour l'étude pétrographique des roches taillées en plaques minces, il donne la description des principales roches cristallines du Morvan et en propose une première classification pétrographique (Michel-Lévy, 1908).

Les levés géologiques sont repris de 1904 à 1907 par Albert Michel-Lévy. Les résultats de ses travaux sont publiés dans son magistral ouvrage portant sur les faisceaux du Morvan et de la Loire (Michel-Lévy, 1908). La succession stratigraphique qu'il établit ne sera guère modifiée par la suite. Ainsi, il compare les quartzites et poudingues de Saint-Léon avec les schistes et quartzites dinantiens des régions de Perrigny-sur-Loire (feuille Dompierre-

sur-Besbre) et de Luzy (feuille Bourbon-Lancy) dont certains niveaux possèdent une flore et une faune tournaisiennes. L'âge frasnien des calcaires de Diou et de Gilly-sur-Loire résulte de la révision de la faune fossilifère. Bien qu'azoïques, les lentilles calcaires du horst de Saint-Léon sont considérées comme dévoniennes et formant une voûte anticlinale qui s'étend des Gouttes-Pommier au Colombier, couverte par les conglomérats et grès transgressifs du Tournaisien. Cette disposition est retenue dans la deuxième édition de la carte géologique de Charolles à 1/80 000 (1940). C'est également la conclusion de l'étude géologique du horst de Saint-Léon par Di Nota (1970) qui place les marbres des Gouttes Pommier dans l'étage du complexe andésitique du Dévonien supérieur.

Malgré la présence plus ou moins bien établie de sédiments du Tournaisien dans la partie nord-est du Massif central (Jung *et al.*, 1939 ; Paul, 1944), J. Guffroy (1957) présente une succession stratigraphique pour le Dévono-dinantien du Morvan dans laquelle la lacune du Tournaisien correspond à la phase orogénique bretonne. Cette hypothèse sera retenue dans la troisième édition de la carte géologique d'Autun à 1/80 000 en 1968.

La succession stratigraphique du Dévono-Dinantien des bassins de l'Ardoisière et de Ferrière-sur-Sichon (feuille de Maringues, Vichy et Mayet de Montagne) est établie par M. Chichery (1938) et comparée par J. Jung *et al.* (1939) à celles du Morvan et de Saint-Léon.

Plusieurs études paléontologiques (Lys *et al.*, 1960 ; Weyer, 1965 ; Coulon *et al.*, 1980 ; Delfour et Gigot, 1985) démontrent la présence de Strunien, étage de transition entre le Dévonien et le Carbonifère. La cartographie détaillée (Delfour *et al.*, 1984) et celle réalisée pour la carte géologique à 1/50 000 (Dompierre-sur-Besbre, Bourbon-Lancy) ont montré la continuité sédimentaire entre le Famennien et le Dinantien (Delfour, 1989).

La reconstitution de l'environnement paléogéographique et des conditions de dépôt des divers faciès lithologiques des calcaires de Diou et de Gilly-sur-Loire effectués par P. Laville (1986) ne font que souligner leurs différences avec le faciès massif, cristallin et azoïque des marbres du horst de Saint-Léon, faciès que ne saurait expliquer à lui seul le métamorphisme thermique du aux intrusions des granitoïdes, dont l'auréole est par ailleurs de faible extension.

Les granites du Morvan, encaissant localement les gisements d'uranium, ont fait l'objet d'études pétrographiques et géochimiques par Carrat (1969a et b) et de datations isotopiques par la méthode Rb/Sr, d'abord sur les biotites (Viallette, 1965) puis sur roches totales (Viallette, 1973). Parmi les nombreux résultats publiés citons :

– biotite du granite de Luzy : 303 ± 10 Ma ;

– roche totale, granite d'Issy-l'Evêque : 350 Ma.

L'âge viséen inférieur obtenu sur ce dernier granite est confirmé par celui à 348 ± 6 Ma du granite de Grury (U/Pb sur zircon par Supply, 1985). Les âges obtenus sur biotite par la méthode Rb/Sr (Di Nota, 1970) et qui sont de 300 ± 15 Ma pour la granodiorite de Châtelperon et 317 ± 9 Ma pour le granite de Sorbier sont de même ordre de grandeur que celui relevé sur les biotites du granite de Luzy. Or ces âges ne représentent que la fermeture du réseau cristallin de la biotite à une température inférieure à $250^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ et non celui de la cristallisation du magma qui date du Viséen inférieur.

En Montagne Bourbonnaise, dès 1935, J. Jung observe l'action du métamorphisme de contact du granite du Mayet-de-Montagne sur les tufs anthracifères du Viséen supérieur dont les intercalations sédimentaires contiennent une faune de *Productus* caractéristique de cet étage (Chichéry, 1938). Cette observation confirme l'hypothèse d'A. Michel-Lévy (1908) sur l'existence de deux générations de granites dans le Nord-Est du Massif central : anté et post viséennes.

Les nombreuses datations effectuées sur les divers faciès du granite du Mayet-de-Montagne prélevés dans le horst de Lapalisse et dans celui du Mayet-de-Montagne par la méthode Rb/Sr sur biotite ou sur roches totales fournissent une gamme d'âges s'étendant entre 314 ± 13 Ma et 338 ± 44 Ma (Viallette, 1962) ; le granite de Montaiguët-en-Forez ayant donné 320 ± 7 Ma sur biotite (Viallette, 1965). D'autres valeurs ont été obtenues par Roques *et al.* (1963) : 336 ± 6 Ma sur biotite et 318 ± 15 Ma sur zircon par Kosztolanyi (1971, in Feuille Mayet-de-Montagne, 1978).

Selon D. Peyrel (1981) l'intrusion du granite du Mayet-de-Montagne forme un feuillet laccolitique incliné de 30° vers le N-NW, la structure étant déduite des quelques orientations mesurées sur les mégacristaux de feldspath potassique et les enclaves. Il appartient à la génération des granites rouges ou monzogranites dont l'association magmatique contient des termes calco-alcalins et sub-alcalins potassiques (Peyrel, Didier, 1983).

L'âge de 297 ± 11 Ma (isochrone Rb/Sr sur roches totales) obtenu par J. Didier et J.Y. Peyrel (1980) sur les deux faciès du massif de Mayet-de-Montagne (monzogranite porphyrique de type Mayet-Arfeuilles et monzogranite rose équigranulaire de type Droiturier) est discuté et repris par M. Binon et C. Pin (1989) qui obtiennent un âge de 322 ± 33 Ma pour le granite de type Mayet-Arfeuilles. Lors du lever géologique de la feuille de Lapalisse les granites d'Arfeuille-Mayet de Montagne et de Droiturier ont fait l'objet de nouvelles datations. Par la méthode U/Pb (dissolution sur zircon), le granite d'Arfeuille-Mayet a donné un âge de $330 \pm 6,2$ Ma (MSWD = 0,14) et le granite de Droiturier un âge de $327,4 \pm 5,7$ Ma

(MSWD = 0,082) (Guerrot, 2004). La datation par analyse à la microsonde de U, Th et Pb sur monazite indique une mise en place du granite de Droiturier à 334 ± 3 Ma (Cocherie, 2004).

Pour J.L. Duthou *et al.* (1984) le massif du Mayet-de-Montagne se rattache au magmatisme postérieur au Viséen supérieur, comprenant des monzogranites de fusion crustale induite par des injections de matériel mantellique (Sri = 0,7093) et des leucogranites où la fusion de la croûte continentale devient prépondérante (Sri = 0,7110).

Le socle cristallophyllien anté-dévonien du Nord-Est du Massif central, auquel appartiennent les gneiss du Donjon, est l'aboutissement d'une évolution tectono-métamorphique complexe (Ledru *et al.*, 1989). L'histoire métamorphique des metabasites, orthogneiss et paragneiss des Monts du Lyonnais a été reconstituée par E. Dufour (1982) et J.M. Lardeaux, E. Dufour et D. Coffrant (1985) : les roches volcano-sédimentaires, recoupées de granites, d'âge cambro-ordovicien ont subi un métamorphisme éclogitique de haute température et haute pression (950-1050 °C et 23-30 kbar) auquel succède un métamorphisme rétrograde allant du faciès granulitique au faciès amphibolique ($T < 750$ °C et $P < 6$ kbar). Les différentes étapes de ce rétro-métamorphisme sont accompagnées de trois phases de déformation régionale dont la plus importante est liée au faciès amphibolique (Lardeaux, Dufour, 1987). Cette évolution se termine vers 380 Ma avec la surrection et le refroidissement rapide du socle cristallophyllien (Costa *et al.*, 1993). G. Godard (1990) aboutit aux mêmes résultats pour les reliques éclogitiques rétro-morphosées découvertes dans les gneiss de la région d'Autun.

À la fin du XIX^e siècle, sous l'influence des travaux de Gruner, ingénieur des mines et auteur de la première carte géologique de la Loire, les bassins houillers vont être décrits avec beaucoup de soin, cartes et coupes à l'appui.

Ces bassins, longtemps considérés comme les dépôts sédimentaires scellant l'histoire orogénique du Massif central et d'une grande partie de la chaîne varisque, ont été réinterprétés dans un contexte d'amincissement crustal de type « Basin and Range » dès la fin des années 80 (Ménar et Molnar, 1988 ; Malavielle *et al.*, 1990). Les reconstitutions cinématiques et géométriques des dépôts dans les bassins houillers a permis de mettre en évidence l'importance de l'activité de grandes fractures décrochantes du socle sous-jacent en proposant notamment des rotations des champs de contrainte dans un même bassin (Gélard *et al.*, 1986 ; Bonijoly et Castaing, 1987). Ces études font suite également aux différents travaux entrepris dès les années 60 sur l'importance des grandes failles décrochantes, dont la plus connue est le Sillon houiller, dans la formation des bassins stéphanopériens (Grolhier et Letourneur, 1968 ; Feybesse, 1981 ; Burg *et al.*, 1991,

Faure, 1995). Leur évolution géodynamique a, depuis, été intégrée dans des modèles de désépaissement et de fluage post-orogénique (Faure, 1995 ; Costa et Rey, 1995 ; Ledru *et al.*, 2001).

L'étude des terrains sédimentaires du Massif central débute dès le XIX^e siècle par les travaux d'A. Brongniart (1810) qui découvre l'origine lacustre des calcaires de Beauce et de Brie. Différentes études vont se succéder jusqu'à l'aube du XX^e siècle apportant chacune leur contribution à l'établissement de la stratigraphie de la Limagne (Croizet, 1834 ; Pissis, 1838 ; Pomel, 1844 et 1846 ; Lecoq, 1867 ; Julien, 1880 ; Giraud, 1902). Cette esquisse stratigraphique sera complétée ensuite par L. De Launay (1923), J. Jung (1946), P. Lavocat (1951), R. Rey (1962, 1971), M. Huguency (1969, 1974, 1984, 1997), G. Gorin (1975) et D. Giot (1976).

Les campagnes de forages pétroliers entreprises à partir de la première moitié du XX^e siècle contribueront également à une meilleure connaissance du bassin. D. Giot, en 1976, a pu distinguer quatre séquences lithologiques principales (A, B1, B2, C). Une révision de la stratigraphie de la Limagne a été réalisée suite aux données fournies lors du projet COPGEN (inventaire géoscientifique des Limagnes, pour l'inventaire géothermique de la France) : cinq séquences (S1 à S5) sont désormais distinguées (voir plus loin : § Formations sédimentaires oligo-miocènes).

À la fin des années 90, des travaux de reconstitution paléogéographique et climatiques ont été entrepris par l'Institut Géologique Albert-de-Lapparent (IGAL) apportant de nombreuses précisions sur les formations oligocènes de la bordure occidentale de la fosse de Riom (Dervin, 1998 ; Bulteau, 1998) ainsi que sur une zone de horst dans le secteur de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Wattine, 1999). Ces travaux aboutiront en 2004 à l'étude des formations stromatolithiques et leurs sédiments encaissants marno-calcaires de la Limagne bourbonnaise, au Chattien et à l'Aquitaniens (Wattine, 2004).

Les formations sédimentaire du Pliocène (Villafranchien) ont fait l'objet de recherches dans les années 60 à 80 apportant des précisions stratigraphiques par la découverte et l'étude des faunes de vertébrés et de galets aménagés.

Une étude plus précise des sables et argiles du Bourbonnais fut réalisée par J. Tourenq (1989) permettant de distinguer trois unités au sein de cette formation (sables inférieurs, argiles noires et sables supérieurs). Des formations à silex ont été signalées dans les alluvions de la vallée de l'Allier, sur les cartes géologiques à 1/50 000 de Vichy et Saint-Pourçain, dans la zone de Clermont-Ferrand (Dervin, 1998) et sur le secteur du Donjon (Lafage, 2003).

Les explorations et les tracés géologiques ont été effectués de 1987 à 1988 par J. Delfour (BRGM), pour les terrains sédimentaires et les granitoïdes paléozoïques du horst de Saint-Léon et pour les terrains gneissiques et granitiques du domaine de Barraix-Bussolles.

Les explorations sur les terrains sédimentaires tertiaires et quaternaires des limagnes de l'Allier ont été réalisées en 2002-2003 par S. Lafage (IGAL) et F. Laurens (IGAL) dans le cadre de leurs travaux de « Mémoire d'aptitude à la géologie » sous la supervision de D. Giot (BRGM), P. Barrier (IGAL) et C. Gagnaison (IGAL). Les levés cartographiques ont par la suite été complétés par C. Raber (IGAL).

Les études pétrographiques en lames minces ont été complétées pour les gneiss et les granitoïdes par des analyses chimiques de roches (éléments majeurs et traces) et de minéraux (microsonde électronique).

Les données concernant la localisation et les caractères lithologiques et structuraux des 2268 observations géologiques faites sur les roches paléozoïques et leur bordures cénozoïques ont été saisies sur le terrain à l'aide d'un micro-ordinateur de poche puis transmises dans une base de données sur microordinateur où elles peuvent être consultées et complétées. C'est ainsi qu'à la demande du Comité de la Carte Géologique de France, l'exploitation de ce fichier en 2009 a permis une représentation cartographique des altérites des domaines de Saint-Léon et de Barraix-Bussolles.

APPORTS DE LA CARTOGRAPHIE À 1/50 000

Dans le horst de Saint-Léon, la cartographie géologique a montré l'interstratification des marbres ou calcaires cristallins dans les alternances de siltites, grès et conglomérats caractéristiques du Tournaisien-Viséen inférieur du Morvan. L'absence de restes organiques dans ces marbres les distingue des calcaires fossilifères frasniens de Diou et de Gilly-sur-Loire (Lys *et al.*, 1961 ; Delfour, Gigot, 1985) et suggère pour ces dépôts carbonifères un mode de formation semblable à celui des marbres affleurant dans diverses localités du Morvan (Le Puits, Champ-Robert, Argentolle) et en relation avec des sources thermales.

Les granites et granodiorites intrusifs dans les assises tournaisiennes présentent des caractères calco-alcalins qui les distinguent des granites sub-alcalins du domaine de Barraix-Bussolles, partie nord du massif de Mayet-de-Montagne. Le caractère peralumineux possédé en commun avec les gneiss du Donjon (et la plupart des gneiss du Morvan) et par les dernières intrusions de granophyres suggère une parenté magmatique.

Dans le domaine de Barraix-Bussolles occupé par la partie nord du massif granitique du Mayet-de-Montagne, le faciès porphyroïde présente une large extension d'Est en Ouest, soulignée par une zone axiale plus largement porphyroïde dont l'orientation N70 °E coïncide avec celle de l'intrusion laccolitique proposée par Peyrel (1981). Les granophyres et en particulier le granite granophyrique du Bois de la Chassaingne, sont postérieurs à la mise en place du granite de Barraix-Bussolles disposés en intrusions sécantes, sub-verticales et de direction nord-sud.

La datation des séries sédimentaires du bassin houiller de Bert – Montcombroux reste encore aujourd'hui délicate. Cependant, de nouveaux travaux ont permis d'apporter des précisions quant à l'âge des conglomérats de la partie inférieure au Sud du bassin, attribués aujourd'hui à l'Autunien. Le découpage des séries permienes dans ce bassin se fait suivant deux grands groupes : le premier, appelé le Permien rouge, constitue les séries supérieures de comblement du bassin, le second, appelé le Permien gris, correspond aux séries sous-jacentes reposant sur les conglomérats de base.

La cartographie des formations sédimentaires tertiaires a permis de mettre en évidence le séquençage des séries éocènes à miocènes mettant en évidence six cycles sédimentaires (S0 à S5) et une géométrie des dépôts fortement dépendante de la structuration du substratum dévono-permien.

Les formations des sables et argiles du Bourbonnais ont également pu être précisées cartographiquement par l'identification de sous-ensembles lithologiques basée sur les proportions en sables, argiles et galets ce qui n'était pas le cas jusqu'à présent sur la carte à 1/80 000.

Enfin, la cartographie à 1/50 000 a permis de préciser les contours géologiques des séries superficielles plio-quaternaires (alluvions, colluvions et dépôts anthropiques) des deux principales vallées, celles de la Besbre et de la Loire.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE VARISQUE PALÉOZOÏQUE

Horst de Saint-Léon

h1-2a. Formations sédimentaires du Tournaisien-Viséen inférieur.
Les terrains sédimentaires détritiques du horst de Saint-Léon se placent dans le prolongement méridional du faisceau du Morvan.

Sur la feuille voisine de Dompierre-sur-Besbre, les siltites du Dévonien supérieur passent en continuité stratigraphique à celles du Carbonifère inférieur (absence de discordance stratigraphique due à la phase tectonique bretonne). Il est vraisemblable que la succession soit la même dans le horst de Saint-Léon où les siltites sont interstratifiées dans les grès et les conglomérats caractéristiques du Tournaisien. Quelques lentilles de calcaires cristallins ou marbres sont interstratifiées dans les sédiments détritiques.

Dans le domaine de Saint-Léon, les plans de stratifications des couches sédimentaires sont observables à l’affleurement de diverses façons. Plus généralement on observe des alternances de bancs décimétriques à pluri-décimétriques de siltites vertes, de grès plus ou moins grossiers passant à des niveaux conglomératiques. La stratification peut aussi se marquer par de fines laminations dans les siltites, dans les grès plus massifs par la présence de minces interlits silteux, dans les marbres par des laminations millimétriques à centimétriques alternativement claires et sombres, plus rarement par la taille et l’abondance des galets dans les conglomérats.

Généralement les strates sédimentaires sont fortement inclinées. Les observations restant ponctuelles et les plis n’étant pas visibles à l’échelle de l’affleurement, les structures plissées sont déduites des variations des orientations et des pendages des plans de stratification. La direction dominante est NE-SW et les pendages généralement forts vers le Nord-Ouest et le Sud-Est suggère une succession de plis anticlinaux et synclinaux dont les charnières ne sont espacées que de quelques centaines de mètres. Les plis sont relativement serrés dans les sédiments silto-gréseux et plus larges dans les marbres. La lentille des Gouttes Pommier forme une couche monoclinale pendant vers le Nord-Ouest.

Les observations de terrain montrent que le métamorphisme thermique induit par les granitoïdes sous-jacents, est à peu près omniprésent dans les sédiments du horst de Saint-Léon et qu’il se traduit par l’apparition de divers minéraux souvent spécifiques à la nature lithologique initiale de la roche encaissante.

Siltites, grès

Ce sont des roches généralement gris-verdâtre, mais devenant gris sombre à noir sous l’action du métamorphisme thermique du granite. Elles sont souvent massives, sans litage visible, mais aussi finement laminées.

Les siltites massives forment des couches de plusieurs mètres à dizaines de mètres d’épaisseur. Les siltites laminées sont en bancs plus minces, intercalés dans les grès ou même les conglomérats. On y observe parfois de fines

stratifications entrecroisées ou simplement obliques (Toulon), plus rarement des rides de courant.

Au microscope, les siltites franches sont constituées de phyllites très fines, séricite et chlorite (ou biotite sous l'action du métamorphisme thermique) et de petits grains de quartz. Dans les faciès à fines laminations, les lits clairs contiennent des grains de quartz à degré de maturation variable, anguleux à arrondis. Les lits sombres sont phylliteux.

Un faciès particulier de siltite à nodules calcaires affleure au Sud-Ouest de la ferme du Colombier. Le métamorphisme thermique a plus ou moins transformé ces nodules en lentilles de quelques centimètres à cœur de grenat et auréole riche en épidote et calcite.

Dans les alternances silto-gréseuses, les termes de passages aux grès sont fréquents ainsi que les siltites à matrice carbonatée.

Sous l'action du métamorphisme thermique les siltites présentent des taches millimétriques claires ou sombres et perdent leur structure sédimentaire, tendant vers un faciès de cornéenne. Au microscope ces taches de cordièrite sont altérées et les fines lamelles de biotite rouges sont abondantes.

À Saint-Léon, dans le quartier du Moulin-à-Vent, A. Michel-Lévy (1908) signale la présence dans des schistes graphiteux de cristaux d'andalousite et de chloritoïde en losanges visibles à l'œil nu.

• Les grès

Ces roches de couleur verdâtre ou plus souvent beige ou gris clair, parfois rosâtres, sont abondamment représentées et forment une couche atteignant plusieurs dizaines de mètres de puissance dans les hauteurs autour du Puy-Saint-Ambroise. Les grès s'y présentent en bancs épais de quelques centimètres à plusieurs décimètres séparés ou non par des interlits silteux. De vagues et larges stratifications obliques ou entrecroisées sont localement observables. Les mouvements tectoniques y ont développé un réseau de veinules et veines de quartz secondaire donnant encore plus de résistance à ces roches. Les plans de diaclase sont soulignés par des enduits d'oxydes de fer et de manganèse.

Les grès ont généralement un grain fin, inférieur ou égal à 1 mm, plus rarement 2 mm. Les faciès plus grossiers, environ 5 mm, font transition avec les conglomérats. Au microscope, les grains montrent des degrés variés d'usure, soit anguleux, soit émoussés ou même arrondis. Ce sont en majorité des grains de quartz mono ou polycristallins, auxquels s'ajoutent fréquemment des grains de quartzite métamorphique plus ou moins bien rubané, de silicite ou chert très finement grenu et, plus rarement, de

plagioclases, de feldspath potassique et de gneiss potassique. Les grains sont jointifs ou emballés dans une matrice gréseuse plus fine, parfois carbonatée.

Les grès constituent communément la matrice des conglomérats et des termes de passage à ces roches plus grossières sont rencontrés dans les alentours de Châtelperron où l'on note la présence de grains de calcaire.

Les termes de transition avec les siltites sont représentés par des alternances de lits peu épais de grès fins, un peu granoclassés et à ciment carbonaté et de lits silteux riches en séricite et paillettes détritiques de muscovite et chargés de fines biotites rougeâtres de néoformation et même d'actinote (métamorphisme thermique).

L'évolution vers des faciès quartzitiques plus ou moins recristallisés, voir même silicifiés, estompe la texture initiale des grès.

Conglomérats à galets de quartz, quartzite, lydienne, localement de calcaire

Les niveaux conglomératiques offrent peu de résistance à l'érosion et ne sont décelables que par l'abondance des galets qui jonchent les labours. Ils apparaissent selon de grandes bandes s'étendant depuis le bois de la Varenne jusqu'au Vignot, puis jusqu'à 400 m au Sud-Est de Bois Dézard au contact avec la granodiorite de Châtelperron. Ces bandes ne sont interrompues que par le recouvrement tertiaire-quatenaire ou même le granite au Nord de Saint-Léon.

Ils n'affleurent qu'en quelques localités :

- dans une ancienne carrière à la bordure sud du bois de Bourselin ;
- au Vignot, dans le talus de la route de Saint-Léon à Coulon.

Les bancs de conglomérats ont quelques décimètres à quelques mètres de puissance et sont interstratifiés dans les siltites et les grès. Les galets de quartz blanc et de quartzite grisâtre, parfois de lydienne noire sont toujours bien roulés, ronds ou ovoïdes de 1 à 5 cm de diamètre. De telles alternances affleurent dans les berges des étangs entre la Vieille Font et les Jeanrays où des galets de calcaire sont également présents.

Lentilles de calcaires cristallins ou marbres, localement siltstones, rhyolites, siltites à nodules calcaires

Les calcaires ou plus exactement les calcaires cristallins ou marbres, forment une succession de lentilles interstratifiées dans les siltites depuis les Gouttes Pommier au Nord-Est jusqu'au Colombier au Sud-Ouest.

Presque chacune de ces lentilles a fait l'objet d'exploitation à diverses périodes, depuis l'époque gallo-romaine jusqu'à récemment. Les marbres d'un blanc éclatant se retrouvent dans nombre de bâtiments et constructions de la région bourbonnaise. Les carrières, maintenant abandonnées, sont soit comblées, soit difficiles d'accès. Seul un front de taille important subsiste aux Gouttes Pommier. À la croisée du chemin descendant du Colombier et de l'ancienne voie ferrée, on peut voir quelques grands blocs de marbre taillés, restes de l'exploitation.

Les lentilles ont des tailles très variées. Celle des Gouttes Pommier présente une grande extension, 2 kilomètres de long, et une épaisseur pouvant atteindre 300 mètres. Les autres plus petites sont également morcelées, fragmentées par la tectonique et les failles locales.

La roche est généralement de couleur blanche, parfois veinée de traînées grisâtres pluri-centimétriques et plus ou moins prononcées soulignant la stratification. Les marbres forment des bancs de plusieurs décimètres de puissance (ancienne carrière à l'Est des Chambets), ou sont plus massifs avec des lits de teintes différentes (Gouttes Pommier) ou complètement massifs sans stratification visible (Saint-Léon). Le grain est assez grossier, de 1 à 5 mm quelque soit la localisation du marbre par rapport aux intrusions de granitoïdes et donc sans relation directe avec l'action du métamorphisme thermique. En effet, localement et plus particulièrement pour des lentilles de marbre en enclaves dans la granodiorite, le métamorphisme de contact provoque l'apparition de grenatite massive (500 m au Sud de Bellevue).

Étudiés depuis 1889 par A. Julien, ces marbres sont azoïques, et n'ont pas révélés de faunes tant macroscopiques que microscopiques ; les recherches de conodontes ont été négatives sur les marbres de Saint-Léon, des Gouttes Pommier et du Colombier. En cela ils contrastent avec les calcaires frasniens et famenniens de Diou et de Gilly-sur-Loire situés sur la feuille voisine Dompierre-sur-Besbre et avec lesquels ils ont été comparés (1/80 000 Charolles ; Di Nota, 1972).

En fait, par leur faciès cristallin, leur caractère azoïque et surtout leur intercalation stratigraphique dans les alternances de siltites, grès et conglomérats, ils se révèlent identiques aux marbres des lentilles du Puits et d'Argentolle (feuille 1/50 000 Autun) et de Champ-Robert (feuille 1/50 000 Fours) intercalées dans les mêmes alternances silto-détritiques du Tournaisien. Le métamorphisme thermique étant absent dans l'encaissant de ces lentilles de marbre, il ne peut expliquer leur cristallinité. Ils peuvent provenir de masses de carbonates déposées par des sources thermales (sous-marines ?) entretenues par le volcanisme ambiant.

Enfin il convient de souligner la présence très locale :

– de siltstone constitué de quartz xénomorphe et d'épidote très finement cristallisée contenant des nodules ovoïdes de 2-4 mm formés d'épidote pigmentée, d'actinote vert pâle et de reliques de tests coquilliers (500 m au Nord-Ouest du Colombier) ;

– de rhyolite à petits phénocristaux de plagioclase dans un fond felsitique finement recristallisé riche en biotite de néoformation (métamorphisme thermique) aux Guernes (600 m au Nord-Est de Saint-Léon). L'extension et le mode de gisement de cette roche ne sont pas connus.

MAGMATISME MAGNÉSIO-POTASSIQUE (CARBONIFÈRE INFÉRIEUR)

Les terrains sédimentaires du Tournaisien-Viséen inférieur sont recoupés par des granitoïdes appartenant probablement à une vaste intrusion sous-jacente dont les remontées forment trois petits massifs : le granite de Coulon au Nord, la granodiorite de Châtelperron à l'Ouest et le granite de Sorbier au Sud-Ouest. Le faible ennoyage des granitoïdes sous l'encaissant, observé localement, est souligné par les nombreux lobes et réapparitions du granite, ainsi que par des zones de métamorphisme thermique largement présentes au sein des terrains sédimentaires.

γC. Monzogranite de Coulon à biotite et amphibole, localement granodiorite. Ce granite grisâtre, à biotite et amphibole, offre peu d'affleurements rocheux ; il n'apparaît qu'au Nord de Coulon sur la rive orientale du ruisseau de Coulon, ou dans le cours et sur les rives du ruisseau de Marcellange sous le bois des Arnauds. Sur les hauteurs, une part importante du massif est couverte par les limons et graviers quaternaires. En dehors de ce recouvrement, le granite est plus ou moins profondément altéré en une arène rougeâtre largement répandue dans les labours (ex. les Emonets).

En lame mince, la composition minéralogique est celle d'une granodiorite constituée de cristaux xénomorphes de quartz, de plagioclase sub-automorphe zoné (oligoclase à andésine), de feldspath potassique xénomorphe, de biotite et de magnésio-hornblende (selon la classification de Leake, 1978) brun-vert (sous le bois des Arnauds) ; la roche peut être altérée avec plagioclase séricitisé, biotite partiellement transformée en chlorite et épidote et magnésio-hornblende brun-vert partiellement remplacée par l'actinote et l'épidote secondaires (Coulon).

Des petites différenciations plus granodioritiques apparaissent localement au Sud-Ouest de Coulon et à l'Est des Thomas où dans un chemin creux la roche altérée, rouge sombre, montre une structure équante, un grain de 1-2 mm, peu de quartz, quelques phénocristaux de plagioclase et de la biotite assez abondante ; la présence de nombreuses enclaves de taille pluri-

métriques, de métasiltites gréseuses indiquent la proximité du toit de l'intrusion.

À l'Est de la Varenne, la différenciation prend un caractère tonalitique avec une texture doléritique, de l'oligoclase-andésine altéré, en lattes, de la hornblende verte plus ou moins transformée en actinote et de la biotite brune. La roche est traversée de veinules secondaires de calcite, épidote et feldspath potassique. Les enclaves décimétriques de diorite plus sombre et plus finement grenue sont abondantes.

γ₃. **Monzogranite de Sorbier, plus ou moins porphyroïde, à biotite.**

Ce massif de forme triangulaire est recouvert à l'Ouest par les sédiments tertiaires et limité au Sud-Est par la faille du bassin permo-carbonifère de Bert. Il ne montre son caractère intrusif dans les sédiments du Carbonifère inférieur que sur sa bordure nord où il développe un métamorphisme thermique dans les métasiltites encaissantes.

Le granite est très souvent altéré en surface, particulièrement sur les hauteurs où il donne de nombreux débris et des arènes sableuses dans les labours. Les seuls bons affleurements rocheux s'observent dans les pentes surplombant le ruisseau des Chartiers à l'Est de la carrière de granulats, ainsi que dans le lit du même ruisseau sous Bourlaud où le contact avec les sédiments encaissants est visible.

C'est un granite rougeâtre en surface, mais gris beige en cassure fraîche, de grain moyen (2-5 mm) et contenant des phénocristaux de feldspath potassique de 1 cm × 2 cm en proportions très variables suivant les localités. Quelques mesures d'orientation sur ces phénocristaux de feldspath, généralement très redressés (50-90°), n'ont pas révélé de direction bien nette de flux magmatique, si ce n'est à la bordure nord-ouest du massif (du ruisseau des Chartiers aux Marmes) où les directions épousent la limite de l'intrusion et son plongement de 80° (Les Chartiers) à 40° (Les Marmes) sous les siltites et grès encaissants.

Au voisinage du toit de l'intrusion (ex. Sud de Bourlaud), le granite est constitué de cristaux xénomorphes de quartz, de grands cristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad, d'oligoclase zoné à cœur d'andésine en cristaux sub-automorphes, de hornblende actinolitique verte subautomorphe à automorphe, maclée, de biotite brun-rouge, de quelques cristaux d'allanite zonée et d'un peu de muscovite secondaire.

Des veines de pegmatite, émanant du granite, recoupent les métasiltites encaissantes (carrière de granulats). Elles sont constituées d'une association, parfois symplectique, de grands cristaux de feldspath potassique et de quartz, ainsi qu'un peu de plagioclase, biotite, tourmaline brune et muscovite.

γ^{4-5} . **Granodiorite de Châtelperon, diorite à hornblende et biotite.**

Cette roche grise, plus ou moins sombre, forme un petit massif semi-elliptique situé entre le granite de Coulon au Nord et celui de Sorbier au Sud. Il est limité à l'Ouest par la vallée du Graveron et les terrains sédimentaires tertiaires. À l'Est il offre des contacts irréguliers avec les sédiments carbonifères, qu'il recoupe et métamorphise ; la présence de plusieurs enclaves de ces roches au sein même du massif suggère la proximité du toit de l'intrusion.

Les contacts avec les granites de Coulon et de Sorbier n'ont pu être directement observés ; ils sont probablement de nature graduelle par diminution des proportions en quartz et feldspath potassique et corrélativement augmentation de l'amphibole.

Souvent altérée en arène brun rougeâtre sur les hauteurs, la granodiorite affleure dans les pentes de la vallée du Graveron soit en chaos rocheux (entre Bellevue et les Perraux, 600 m au Sud de Châtelperon) soit dans d'anciennes carrières (500 m au Nord de l'ancienne gare de Châtelperon, 500 m à l'Ouest du Colombier).

La roche est à grain moyen (1 à 3 mm) et à structure équante. Au microscope, le faciès le plus commun est une granodiorite proche de la tonalite, avec des cristaux xénomorphes de quartz, des lattes sub-automorphes d'oligoclase zoné (cœur d'andésine), des cristaux subautomorphes ou automorphes trapus ou en grands prismes (Nord de l'ancienne gare de Châtelperon) de magnésio-hornblende verte, de grandes plages de biotite brun-rouge, le feldspath potassique étant subordonné ou absent (Sud-Est La Roche, Bellevue). Localement, à l'Ouest du Colombier, la roche est un peu altérée, la hornblende étant en partie transformée en actinote et la biotite en chlorite. Dans les faciès plus tonalitiques (Châtelperon), le quartz xénomorphe interstitiel est plus subordonné.

• **Enclaves**

Dans leurs bordures, la granodiorite de Châtelperon et le granite de Coulon enclavent des éléments divers du Tournaisien-Viséen inférieur, tels que les conglomérats à galets de quartz et quartzite à 500 m au Sud-Est de Bois Dezard, les siltites métamorphisées de quelques mètres de puissance et orientées NW-SE aux Thomas, les marbres ou les skarns à grenat à 500 m au Sud de Bellevue. À l'intérieur des massifs, les granitoïdes contiennent des enclaves ovoïdes de 20-30 cm, sombres, à grain fin et riches en biotite (400 m Sud-Est les Torchats, talus de la D 53 sous le Bois des Arnauds, 500 m au Nord-Est de Sorbier).

• Aplites et pegmatites

Dans le horst de Saint-Léon, les aplites et les pegmatites sont localisées dans les bordures des intrusions, à Beaufort pour la granodiorite de Châtelperron, au Nord de Marcellange et au Sud-Ouest de la Varenne pour le granite de Coulon, Sud du Colombier, Sud des Marmes, la Cave pour le granite de Sorbier.

Les aplites roses à beiges sont finement grenues (1 à 3 mm) et toujours pauvres en biotite. Les quelques directions relevées pour les veines sont sub-méridiennes ou E-W, avec des pendages assez redressés ou verticaux. Dans les pegmatites, la taille des cristaux de quartz blanc et de feldspath rose ne dépasse pas 5 cm. Ces roches, fréquemment associées en veines de quelques décimètres de puissance, sont intrusives soit dans les granitoïdes, soit dans les siltites et les grès encaissants.

Le domaine de Barrais - Bussolles

Ce domaine est largement occupé par l'extrémité nord-est du massif granitique du Mayet-de-Montagne, recoupé par des stocks plus ou moins volumineux de granophyre et quelques filons de microgranite. Dans les environs du Donjon affleurent des gneiss antérieurs à l'intrusion granitique et rapporté au socle anté-dévonien du Nord-Est du Massif central.

Formations métamorphiques anté-dévonniennes

ζ. Gneiss à biotite du Donjon, gneiss leucocrates à biotite et grenat. Les terrains cristallophylliens de nature gneissique occupent à l'Ouest de l'agglomération du Donjon, un petit domaine triangulaire en contact faillé avec le bassin permo-carbonifère de Bert au Nord, recoupé par le granite porphyroïde au Sud et recouvert à l'Est par les formations tertiaires. Une bande plus étroite s'étend autour des Bourrachots en bordure du bassin de Bert. Par leur localisation en bordure sud du bassin houiller de Bert, les gneiss du Donjon se situent dans le prolongement occidental des formations métamorphiques du Charollais qui bordent le bassin stéphanopermien de Montceau-les-Mines (Donzeau *et al.*, 2001).

Par analogie de faciès, ces gneiss sont rapportés aux formations métamorphiques plurifaciales anté-dévonniennes, connues par exemple dans les Monts du Lyonnais et de Tarare (Peterlongo, 1960 ; Dufour, 1985) où elles constituent le socle sur lequel transgressent les sédiments du Carbonifère inférieur, ainsi qu'en d'autres domaines du Nord-Est du Massif central : gneiss et anatexites de Chastellux-sur-Cure dans le Nord du Morvan (feuille Saulieu), gneiss de Montjeu (feuille Autun) et gneiss du massif cristallin du Charollais (feuilles Montceau-les-Mines et Paray-le-Monial).

Parmi les gneiss du Donjon, le faciès le plus communément répandu est une roche gris-sombre, riche en petits cristaux de feldspath blanc, plus ou moins étirés (1 à 6 mm) et en biotite. La texture est grossièrement foliée avec un débit selon les plans micacés qui supportent une linéation d'étirement, et auxquels s'ajoutent fréquemment des plans mylonitiques concordants, de plusieurs millimètres d'épaisseur. La biotite peut être abondante, formant des bancs de plusieurs centimètres d'épaisseur. La foliation métamorphique présente une direction relativement constante et il n'a pas été observé de replis ultérieurs à cette foliation d'orientée subméridienne à NW-SE et à fort pendage.

Des lentilles de quartz d'exsudation de quelques centimètres de large apparaissent localement (ex. 200 m au Sud de Montapeine).

Plusieurs faciès ont été observés dans les gneiss du Donjon sans qu'il soit possible de les cartographier séparément. Ces faciès distingués sur le terrain ont pu être mieux définis par les études en lame mince. Ainsi dans l'ensemble gneissique qui semble de nature orthodérivée, on note :

– dans le secteur des Bourrachots, des orthogneiss de nature granodioritique à texture rubanée à protomylonitique, à grands phénoblastes de feldspath potassique et d'oligoclase tordus, cassés, à quartz engrené polycristallin et en rubans, à biotite en traînées cloisonnantes rouge ou décolorée verdâtre et à fantômes d'amphibole (DJ1535) ;

– les mêmes orthogneiss mais sans amphibole (DJ1447) occupent la partie ouest du secteur du Donjon ;

– dans la partie est de ce secteur, là où les affleurements apparaissent dans les pentes des vallons autour du ruisseau de Loddes, mais aussi à 250 m au Sud-Est des Plantais, à 300 m au Nord-Ouest des Fayettes, l'amphibole est absente dans les orthogneiss à texture granoblastique étirée, à grands phénoblastes de feldspath potassiques (2 x 4 cm) et d'oligoclase (1 à 4 mm), à quartz engrené en rubans, soit à biotite abondante (DJ2728), soit à biotite et muscovite en quantité égale (DJ2721) ;

– dans une bande de terrain orientée NW-SE, donc concordante avec la foliation métamorphique, et qui s'étend depuis les Fayettes jusqu'à Montapeine, les orthogneiss à phénoblastes de plagioclase > feldspath K, biotite et reliques d'amphibole (DJ2753A) contiennent des intercalations ou des lentilles de quelques décimètres de puissance de gneiss leucocrates, beiges ou blanchâtres (DJ2753B). Ces roches sont grossièrement rubanées, marquées par des lits fins de biotite et constituées de cristaux de quartz, de feldspaths de 1 à 5 mm, de feldspath potassique jusqu'à 2 cm x 2 cm et de petits grenats roses. En lame mince, les phénoblastes de feldspath potassique et de plagioclase sont soit en quantités égales, soit à feldspath potassique largement dominant (5/1). Le quartz xénomorphe est en fines lanières cloisonnantes et la biotite en grandes lamelles rouges. Un peu de muscovite et des grenats subautomorphes sont dispersés dans la roche. Les grenats ont une composition

moyenne de 72 % almandin, 10 % pyrope, 15 % spessartite et 3 % grossulaire. Les gneiss leucocrates sont associés à des intercalations épaisses de quelques centimètres de gneiss fins riches en biotite et à phénoblastes de feldspath potassique de 2-3 mm et de gneiss plus grossièrement foliés à grands phénoblastes de feldspaths potassiques blancs (2 x 2 cm) maclés Carlsbad, quartz et plagioclase (1-5 mm) et biotite noire peu abondante.

h1-5. Grès grossiers (Carbonifère indifférencié). Au Sud-Ouest des Bourrachots, des grès grossiers forment un petit panneau encaissé dans les gneiss du Donjon. Ce sont des grès immatures, à fragments sub-arrondis de quartzite lité, d'orthogneiss à feldspath potassique, de lave acide partiellement silicifiée et déformée et à grains de quartz polycristallin, de feldspath potassique, de plagioclase plus ou moins potassifié. Leur composition minéralogique est analogue à celle des grès du horst de Saint-Léon. Ces roches représentent des reliques des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes semblables à celles connues plus au sud dans la série dans la série de l'Ardoisière près de Vichy (Chichery, 1938).

MAGMATISME ALUMINO-POTASSIQUE (CARBONIFÈRE MOYEN ET SUPÉRIEUR)

Les failles sub-méridiennes d'âge cénozoïque divisent le massif granitique du Mayet-de-Montagne en deux compartiments : le horst du Mayet-de-Montagne au Sud-Ouest et le horst d'Arfeuilles – Le Donjon au Nord-Est auquel appartient le domaine de Barrais-Bussolles. Dans ce domaine Peyrel (1981) a distingué trois faciès granitiques : un monzogranite porphyroïde à l'Est, de type Mayet-Arfeuilles, un monzogranite équigranulaire à l'Ouest, de type Droiturier et localement (Bois de la Chassaigne) un granite aplitique de type Saint-Prix. L'ensemble constitue une intrusion laccolitique (Didier, Peyrel, 1980).

ρΥΒ. Monzogranite à biotite de Barrais-Bussolles. Ce granite occupe une large part du domaine de Barrais-Bussolles. C'est une roche grossièrement grenue, de teinte grisâtre en cassure fraîche, mais plus généralement rougeâtre sous l'effet de l'altération superficielle. Le granite présente un caractère porphyroïde variable suivant les localités. C'est ainsi qu'une **zone où les mégacristaux de feldspath potassique atteignent une taille supérieure à 4 cm (2)**, a pu être distinguée cartographiquement. Cette zone s'étend selon une direction WSW-ENE, apparaissant au Bois Diot à l'Ouest de Barrais-Bussolles et s'élargissant au niveau de Vinzelles pour disparaître sous la couverture tertiaire à l'Est. Les quelques orientations relevées pour ces mégacristaux coïncident avec l'allongement de cette zone axiale, mais offrent des inclinaisons variées, de la verticale à 50° nord ou sud. Étant donné la rareté des affleurements pouvant offrir de bonnes conditions

d'observation, ce sont les seuls éléments notés sur la structure magmatique du granite. On peut néanmoins remarquer que cette zone plus largement porphyroïde joue le rôle d'axe de symétrie dans la répartition géographique des stocks et des larges filons de granophyre.

La direction de cette zone de granite plus largement porphyroïde de type Mayet-Arfeuilles coïncide avec la direction générale de la lame laccolitique décrite par J. Didier et J.Y. Peyrel (1980). Les inclinaisons plus fortes et plus irrégulières des mégacristaux de feldspath potassique suggèrent, tout au moins sur le territoire de la feuille, une structure plus complexe, cette zone porphyroïde étant bordée au Nord et au Sud par du granite plus faiblement porphyroïde ou simplement équigranulaire de type Droiturier.

En dehors de l'abondance relative et de la taille des phénocristaux, le granite reste d'une composition minéralogique constante. Les grands phénocristaux d'orthose sont maclés Carlsbad, le plagioclase (oligoclase) est souvent zoné, plus ou moins altéré, le quartz est xénomorphe, la biotite est rouge ou altérée en brun-vert, quelques gerbes de muscovite contiennent également de la chlorite. Il n'y a pas de différence significative entre la composition minéralogique des granites échantillonnés dans la partie ouest du domaine de Barraix-Bussolles (faciès Droiturier : DJ1482, DJ2956) et ceux échantillonnés dans la partie est (faciès Mayet-Arfeuilles : DJ2140, DJ2584), on note tout au plus des phénocristaux de quartz à tendance automorphe dans les premiers et la présence de muscovite dans les seconds.

Dans le domaine de Barraix-Bussolles, les **veines d'aprites roses** à grain fin se répartissent principalement dans une zone orientée NW-SE qui s'étend des Bourrachots à Loddes (1), avec une plus grande abondance dans le secteur de la Poche où les filons verticaux, orientés N160 °E, sont associés à des veines de pegmatites à quartz, feldspath rose et parfois tourmaline. Dans les secteurs des Tissiers, des Rois et de Chez Papon, les aprites sont moins abondantes.

Dans le granite porphyroïde, les enclaves sont essentiellement formées de roche microgrenue et leucocrate ou de roche mésocrate à grain fin, riche en minéraux ferro-magnésiens (Didier, 1964).

Les granophyres

Le granite porphyroïde du domaine de Barraix-Bussolles est recoupé par trois types d'intrusions de roches microgrenues :

– des stocks aux contours irréguliers de granite granophyrique rose (faciès Saint-Prix de Peyrel, 1981) dont le plus important forme les reliefs du Bois de la Chassaigne ;

- des filons de granophyres roses à rouges, sub-verticaux, épais de quelques centaines de mètres, aux contours irréguliers (stock) et d'autres plus minces (quelques dizaines de mètres), d'orientation sub-méridienne et d'inclinaisons NW ou SE ;
- des filons de microgranites épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, généralement d'orientation sub-méridienne, plus rarement NW-SE.

γ-μγρ. Monzogranite granophyrique à biotite et muscovite de la Chassaïne. Cette unité qui s'étend sur les hauteurs du Bois de la Chassaïne constitue un massif de forme irrégulière mais de composition et texture assez homogènes. Au Nord-Ouest du Bois Diot, un stock s'allonge en direction NE-SW sur près d'un kilomètre de large et quatre kilomètres de long.

C'est généralement un granite dont le grain fin variant de 1 à 3 mm se distingue bien du granite porphyroïde à gros grain. La roche est de teinte rosâtre à rouge violacé selon le degré d'altération météorique ; elle est équante ou contient des petits phénocristaux de feldspaths dont la taille n'excède pas 5 mm.

Le contact du granite granophyrique avec le granite porphyroïde n'a pu être observé qu'en de rares endroits : 200 m au Sud-Ouest de Clavel ou mieux à 600 m au Sud-Est de Clavel (direction N25 °E, pendage vertical) et à 200 m au Nord-Est de la Bruyère (direction N60 °E). Ce contact est de même nature que celui des filons et stocks de granophyre, c'est-à-dire intrusif dans le granite porphyroïde, avec souvent une bordure à grain plus fin, à texture granophyrique.

Comme les intrusions filoniennes, le granite granophyrique contient parfois des bouffées pegmatitiques (essentiellement à quartz et feldspath) de quelques décimètres d'extension.

Au microscope, la roche est une association grenue, parfois à texture granophyrique ou contenant des plages granophyriques, de quartz, oligoclase et feldspath potassique, avec de la biotite et un peu de muscovite.

μγρ. Filons et stocks de granophyre à biotite et muscovite. Les filons de granophyre ont des épaisseurs très variables, parfois limitées à quelques décimètres, mais le plus souvent de l'ordre de plusieurs mètres à dizaines de mètres, pour atteindre plusieurs centaines de mètres dans les stocks. Ces derniers peuvent être constitués aussi de plusieurs filons en essaim. Ces filons généralement de direction sub-méridienne sont verticaux ou présentent un pendage allant jusqu'à 45° vers l'Est.

Dans les filons de diverses puissances, le faciès le plus commun est une roche de couleur rose saumon à rouge brique ou rouge violacé sous l'action

de l'altération météorique. Dans un fond où la texture granophyrique plus ou moins fine, souvent visible à la loupe, se détachent des petits phénocristaux automorphes de quartz et de feldspath blanc ou rose dont la taille n'excède pas 1 cm et est couramment de 1 à 6 mm ; la biotite plus fine est noire.

Les filons d'épaisseur moyenne présentent au contact du granite encaissant des bordures à grain plus fin, souvent finement porphyrique et à fond aphyrique, parfois rubanées, qui peuvent atteindre 1 m de largeur.

Certains filons montrent une augmentation de la taille des phénocristaux, en particulier ceux de feldspaths (potassique et plagioclase), atteignant 1 à 3 cm, dans un fond sub-aphyrique tendant vers le faciès microgranitique.

L'examen au microscope d'échantillons de granophyre provenant de filon de puissance moyenne (par ex. Quirielle, la Lisette) montre des phénocristaux subautomorphes de quartz et de feldspath potassique « corrodés », des plagioclases altérés et de la biotite chloritisée avec un peu de muscovite dans un fond constitué d'une association symplectique (texture graphique) fine de quartz et feldspaths. Les phénocristaux sont fréquemment auréolés de cette même association symplectique.

Dans les filons plus importants et les stocks (le Gardien, le Fêtrez) les petits phénocristaux automorphes de quartz sont auréolés de sphérolites de feldspath et le fond granophyrique fin contient un peu de muscovite.

Localement (Nord de Quirielle, bordure ouest du stock de Fêtrez) le granophyre est greisenifié et prend une teinte grisâtre. Seuls les phénocristaux de quartz sont conservés ; les feldspaths ainsi que le fond de la roche est plus ou moins entièrement altéré en séricite fine et muscovite.

VOLCANISME STÉPHANIEN

τα. **Trachy-andésite.** Au Sud des Bourrachots et encaissé à la fois dans les gneiss et dans le granite, un basalte gris-vert contient des grands phénocristaux de clinopyroxène craquelés et brisés, des cristaux de plagioclase entièrement altérés et remplacés par du quartz secondaire. Le fond est une fine association de clinopyroxène et de plagioclase dans une matrice pigmentée. L'amphibole vert pâle et la chlorite sont également présentes. La composition de la roche a été modifiée par la silicification ; l'utilisation des éléments en traces (Ti, Zr, Y et Nb) place celle-ci dans les trachy-andésites (voir plus loin fig. 21). L'affleurement de médiocre qualité ne permet pas de définir le mode de gisement ; la faible extension et l'absence de vacuoles, abondantes dans les coulées de la bordure du Bassin d'Autun, suggèrent une mise en place filonienne.

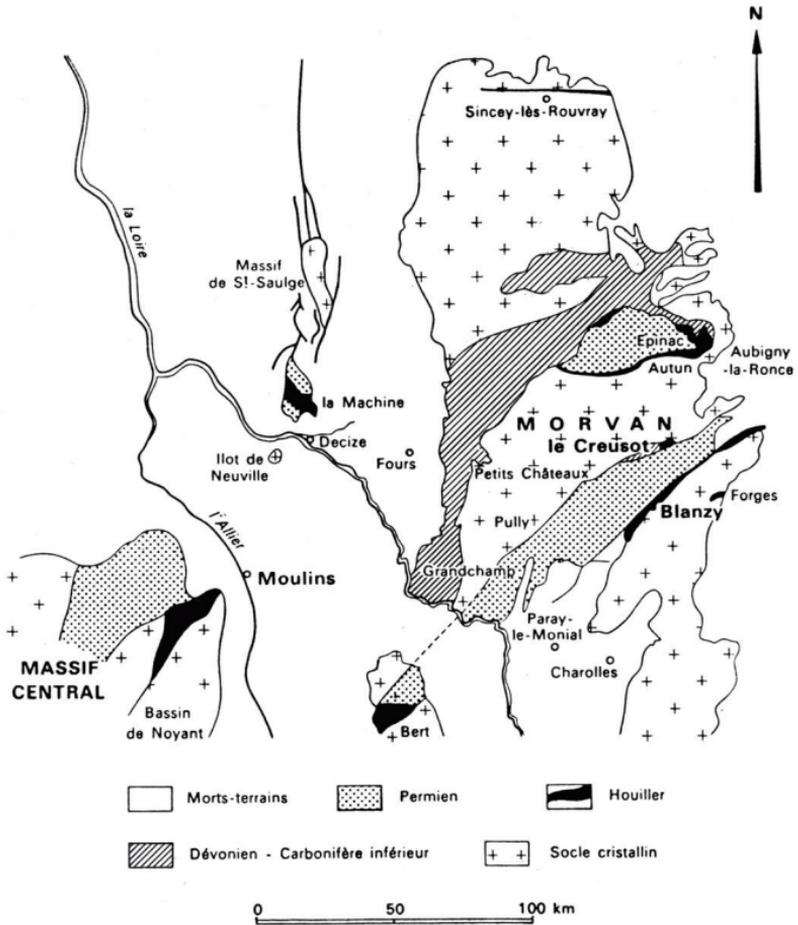


Fig. 4 - Disposition des bassins permo-houillers dans le Morvan

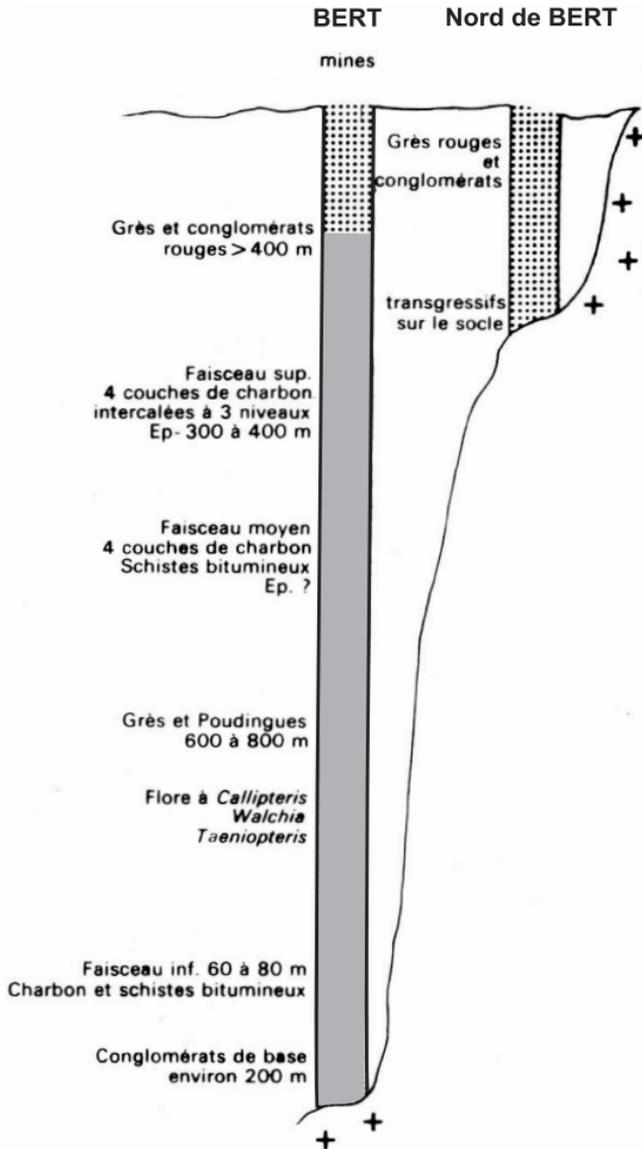


Fig. 5 - Succession des formations permo-carbonifères dans le bassin de Bert

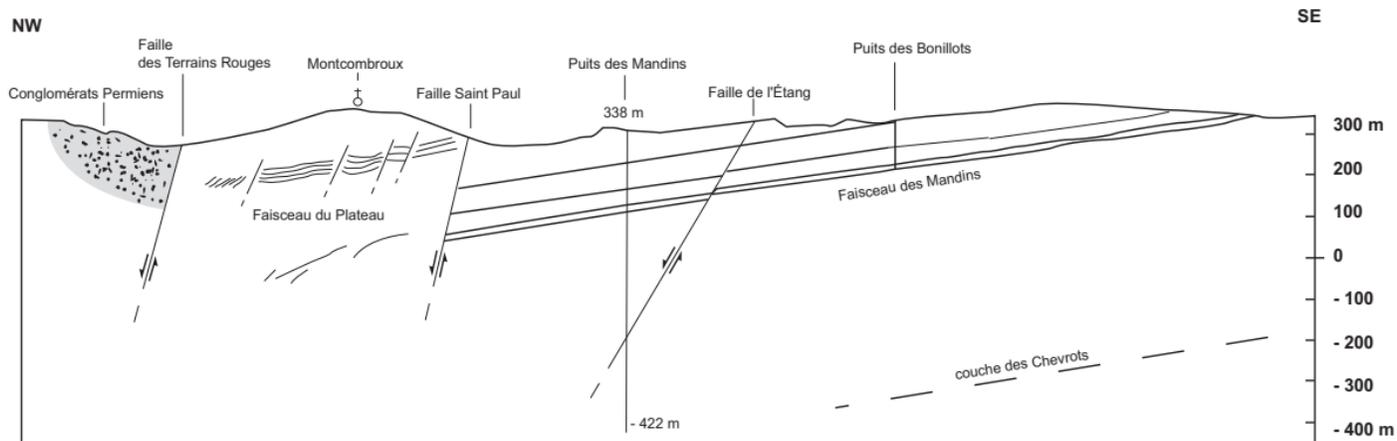


Fig. 6 - Coupe NW-SE du bassin houiller de Bert-Montcombroux dans sa partie exploitée (d'après document HBCM)

Formations sédimentaires permo-carbonifères

Le bassin houiller de Bert – Montcombroux

Le bassin houiller de Bert – Montcombroux est le prolongement vers le Sud-Ouest du bassin de Blanzay – Le Creusot (fig. 4), il représente un des bassins tardi-orogéniques hercyniens du NE du Massif Central. Il se prolonge au Sud-Ouest sous la plaine alluviale de l'Allier et présente encore aujourd'hui des problèmes de stratigraphie. L'exploitation du charbon, principalement réalisée en souterrain, s'est terminée en 1950. La figure 5 montre une reconstitution synthétique de la succession des formations permo-carbonifères dans le Bassin de Bert. La disposition des couches productives est représentée en coupe sur la figure 6.

Les conglomérats de sa partie inférieure (partie sud du bassin) étaient considérés d'âge Stéphanien sur la carte géologique à 1/80 000. Ils ont été entièrement attribués au Permien (Autunien) suite à une réévaluation faite par R. Feys et C. Greber en 1950 (doc. HBCM). Des analyses palynologiques tendent à indiquer un âge Stéphanien pour la partie inférieure du bassin, sans que la limite avec le Permien soit clairement identifiée ; seule la partie supérieure du remplissage est attribuable au Permien. La partie supérieure appartient au Permien rouge (Autunien supérieur, grès rouges selon la carte à 1/80 000), la partie inférieure au Permien gris (Autunien inférieur, Schistes d'Autun). Une incertitude persiste en ce qui concerne les conglomérats de la partie inférieure qui sont ici attribués au Stéphanio-permien indifférencié.

h5-r1. Grès, argilites, pélites (Stéphanio-Permien). Au-dessous des Schistes d'Autun, une puissante série grésopélitique (plus de 700 m) contient la partie inférieure de la série houillère. La structuration de cette zone du bassin est plus complexe. Elle est exprimée par la variabilité des pendages qui, tout en dessinant un monoclin global à pendage Nord-Ouest dans sa partie ouest et nord-est dans sa partie est met en évidence la présence de plissements d'amplitude kilométrique et de failles parallèles aux vallons. La déformation de la roche, observable sur les terrils de l'exploitation du charbon montre des gouges, des réseaux de fractures et des microplis qui témoignent de son intensité, sans qu'il soit possible d'en fournir une cartographie précise.

À l'Ouest du village de Bert, les affleurements de la D 269 montrent une alternance de bancs de grès plurimétriques et de niveaux d'argilites pluridécimétriques. Par contre, à l'Est de Bert, le long de l'ancienne voie ferrée qui longeait le ruisseau Le Roc, les schistes noirs et les pélites sont dominantes et présentent divers niveaux à poissons.

La partie supérieure de cette série à fait l'objet d'une exploitation du charbon (puits de Blénière, puits du Pavillon, puits du Donjon, puits de Bert). Selon M. Bertrand, les couches de Bert appartiennent à l'Autunien moyen. Les flores récoltées dans l'exploitation du Donjon comprennent : *Callipteris conferta* (avec graines et larges pinnules), *Callipteriaium gigas*, *Mixoneura auriculata*, *Pecopteris oreopteridia*, *P. cyathea*, *P. lepidorachis*, *Walchia sceideri* (rameau de conifère), *Calamites cf. leioderma*.

La partie inférieure de cette série (au Sud du parallèle de Bert) a fait l'objet de recherches pour le charbon (galeries des Chevreaux, puits de la Tuilerie, des Guerets, de Beauvoir et du Moulin), mais n'a jamais fait l'objet d'une exploitation. M. Bertrand considère ce faisceau insuffisamment connu pour faire l'objet d'une datation par la flore. Certains auteurs considéraient en 1947 (documentation HBCM) que le faisceau des Chevrots pouvait être d'âge Stéphaniens supérieur.

r1SA. Formation des Schistes d'Autun : pélites gréseuses, grès, argillites (Autunien inférieur). Cette formation (« Permien gris »), d'environ 250 mètres de puissance, constitue une partie de la formation houillère exploitée. Il s'agit de schistes noirs et grès gris à nombreux débris végétaux et troncs d'arbres. Elle contient le faisceau supérieur et la couche M1 du faisceau des Mandins. Cette formation est brutalement tronquée au Nord par la faille dite « des terrains rouges » qui la met en contact avec les conglomérats de base de la série rouge.

Cette série à fait l'objet d'une exploitation du charbon (Puits des Fréchets, puits des Belges, puits de Graveron, puits de la Blénière, puits du Pavillon, puits du Donjon, puits des Bouillots, puits des Mandins, puits Saint-Louis et puits Saint-Charles).

r1GR. Formation des Grès rouges : grès, pélites, conglomérats (Autunien supérieur). D'au moins 400 m de puissance, ces formations sont composées de grès et argiles de couleur rougeâtre ou verdâtre passant latéralement à des conglomérats contenant des galets de socle. Ils affleurent des deux côtés du bassin, au Nord et au Sud-Est.

Au Nord, des conglomérats bordiers à éléments pluridécimétriques soulignent la proximité de la faille bordière. Ils passent latéralement à des conglomérats plus fins à litages obliques et intercalations gréseuses puis à des grès rouges. Ces derniers sont à grain fin à moyen, avec des passées conglomératiques. Ils présentent des bancs métriques à laminations obliques anciennement exploités pour les constructions (carrières des Champins et de Liernolles).

r1Cg. **Conglomérats du « Permien rouge » (Autunien supérieur).**

Ces conglomérats, contiennent des galets de granite, de granulite et de schistes anciens constituant les produits de démantèlement des reliefs hercyniens, au cours du Permien. Ces conglomérats alternent souvent avec des sédiments fins (argiles, pélites, silts).

ROCHES FILONIENNES

μγ. Microgranites. Quelques filons de microgranites recoupent les filons de granophyre et le granite encaissant dans les environs de Quirielle ; verticaux, leurs directions varient de N10 °E à N140 °E. Ces roches rose-violacé, contiennent des phénocristaux de quartz de 1 à 3 mm, xénomorphes à sub-automorphes, de feldspath potassique et d'oligoclase. La biotite peu abondante, est plus ou moins chloritisée, la muscovite plus rare. Le fond est finement grenu.

Dans le secteur du Cerisier, les filons sont orientés N80 °E et les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 2 à 3 cm. Les phénocristaux de quartz, à lacunes de croissance, et d'oligoclase n'excèdent pas 1 à 5 mm ; la biotite est également chloritisée et le fond finement grenu.

v. Lamprophyre. Quelques filons de lamprophyre recoupent le granite de Sorbier et son encaissant proche. Sensibles à l'altération météorique, ils ne sont visibles qu'à la faveur de front de taille :

- carrière des Chartiers, filon sub-vertical, de roche vert sombre à grain fin, de quelques mètres de puissance dans les métasiltites ;
- Sud-Ouest des Thiollets, deux filons métriques, respectivement orientés N60°E, vertical et N30°E et de pendage 60°N ;
- plus rarement dans les talus (750 m SSW des Thiollets) où un filon vertical, de 5 m d'épaisseur est orienté N70°E, et présente une altération rougeâtre.

Deux affleurements rocheux semblent jalonner le passage d'un grand filon s'étendant selon un axe N160°E de Peunoir aux Mortraux.

Au microscope, la texture est microlitique fine, avec de nombreuses lattes de plagioclase et de biotite altérée, quelques grandes lattes d'amphibole ou de biotite altérées et quelques phénocristaux de pyroxène altéré dans un fond finement grenu et pigmenté contenant des amygdales remplies de quartz et coupé de veinules de calcite.

Q. Filons de quartz. Les filons de quartz qui recoupent les formations paléozoïques du horst de Saint-Léon et du domaine de Barraix-Bussoles

suivent généralement les directions de la fracturation tardi-hercynienne, N160°E et N70°E. Ce sont des quartz de basse température, bréchiques, géodiques et rubanés à l'aspect de jaspe ou de calcédoine. Rarement observés en place, la puissance des veines quartzzeuses n'excède pas le mètre.

Le filon des Chambets est célèbre pour ses agates et améthystes en structure rubanée. Vertical et orienté N150°E, il n'affleure pratiquement plus et ne se suit de point en point que par les éboulis répandus dans les champs depuis l'Ouest de la Petite Loge jusqu'au Bois Dézard. Des blocs éboulés plus volumineux jonchent le ravin sous la route D 21.

Dans le domaine de Barraix-Bussolles, les filons de quartz disséminés entre le Bois Diot et Montjournal, se signalent par des alignements orientés N160°E de blocs (jusqu'à ¼ de m³) de quartz bréchiq (à fragments de granite silicifié de 20 cm), rubané, blanc à brunâtre. Entre la Vernière et Vinzelles, les filons de quartz blanc verticaux ou inclinés vers le Sud, forment un alignement N70°E. À l'Est des Anglards, les veines de quartz gris à violacé, orientées N20°E et verticales, n'excèdent pas quelques centimètres, mais elles suivent une bande de granite cataclasé et silicifié sur près de 1 km.

Q_{FeMn}. Filons de quartz à oxydes de fer et de manganèse. La gangue du minerai de manganèse exploité autrefois aux Gouttes Pommier, est un quartz bréchiq, rougeâtre à l'aspect de jaspe. Le quartz est rencontré en abondance dans les nombreux déblais des anciens travaux miniers (puits et excavations) concentrés dans une zone de 200 x 500 m, située immédiatement à l'Est de la lentille de marbre. L'extension vers le Sud du faisceau filonien est jalonné par de la limonite dans le talus de la route D 168 et par des débris de quartz beige à hématite à l'Ouest de la Picotte. Sa terminaison sud serait le filon d'hématite siliceuse épais de 2 m, orienté N10°E et incliné de 75° vers l'Est, encaissé dans les siltites silicifiées et ferruginisées, exploité anciennement à l'Est du Puy Saint-Ambroise.

Les altérites

Sur la partie de socle cristallin (granites ou roches magmatiques et métamorphiques associées) de la carte Le Donjon, on peut observer localement une altération très marquée des roches.

Cette altération se présente toujours selon les successions d'horizons suivants :

- roche « pourrie », aisément fracturable, dont les feldspaths, les épidotes et autres cristaux aisément altérables sont clairement corrodés ;
- roche ameublie, avec reliques ou nodules encore indurés. Les roches grenues de type granite, se transforment en arènes tandis que les roches de

nature plus silto-grèseuse grès, conglomérats, siltites) fournissent des argiles, des silts ou des épandages de galets ;

– argiles kaoliniques rouge clair à rosâtre marbré de blanc, avec des nodules d'arène encore perceptibles, généralement scalpés en tête de profil.

En termes d'épaisseur, ces profils dépassent 30 m, la partie arénisée pouvant à elle seule dépasser 26 m (sondage Cogema « Sor13 » n° 05995X0030 juste au Nord de la feuille). L'épaisseur de ces altérites généralisées, mais variable d'un faciès à l'autre, pouvait être observée très clairement, en juin 2007, dans les carrières de la « Maison Neuve » (2 km au NNW de la commune de Sorbier) ou au lieu-dit « les gamins » (5 km au SSE de Lenax).

Ces profils d'altération sont souvent recouverts de dépôts de versants qui en dérivent directement, sur les replats ou en pied de versant abrupt. Ces dépôts sont parfois très difficiles à distinguer de l'altérite elle-même en l'absence de coupe fraîche. On peut signaler que fréquemment, les cailloux sont anguleux et formés de roche plus saine que l'altérite elle-même (tris, nettoyage et fragmentation par le gel des nodules les plus indurés). Les fines sont formées d'argiles, de silts et de sables en proportion correspondant aux faciès rocheux locaux d'une part, et au taux de lessivage qui est intervenu au cours de leur mise en place. D'autre part, en fonction de ces paramètres, on observera des dépôts de versant à tendance plutôt sablo-caillouteuse ou au contraire plutôt silto-limoneuse.

Les zones d'altérites du horst de Saint-Léon et du domaine de Barraix – Bussolles ont pu être délimitées à partir des observations enregistrées à l'aide d'un ordinateur de poche lors des levés en 1987-1989 par J. Delfour. Dans la base de données ainsi créée pour le domaine paléozoïque du Donjon, la sélection dans la rubrique « Altération » des mots clé : altération météorique forte et arène, a fourni un fichier contenant également les coordonnées kilométriques Lambert. Ce fichier a été utilisé pour réaliser un report graphique des points (fig. 7 et 8). La confrontation des zones de roches altérées et de celles des roches peu ou pas altérées révèle :

- une préservation des altérites à proximité des plages du Fluvio-lacustre de la Formation du Bourbonnais (FL) et ;
- des zones d'arénisation du monzogranite de Barraix-Bussolles matérialisant une surface d'altération qui se situe vers 450-480 m d'altitude.

La cartographie des altérites est ainsi basée sur le tracé manuel des contours de ces zones d'altération. Les veines d'aplite et les filons de microgranite ou de granophyre sont généralement moins sensibles au phénomène d'arénisation qui affecte le granite.

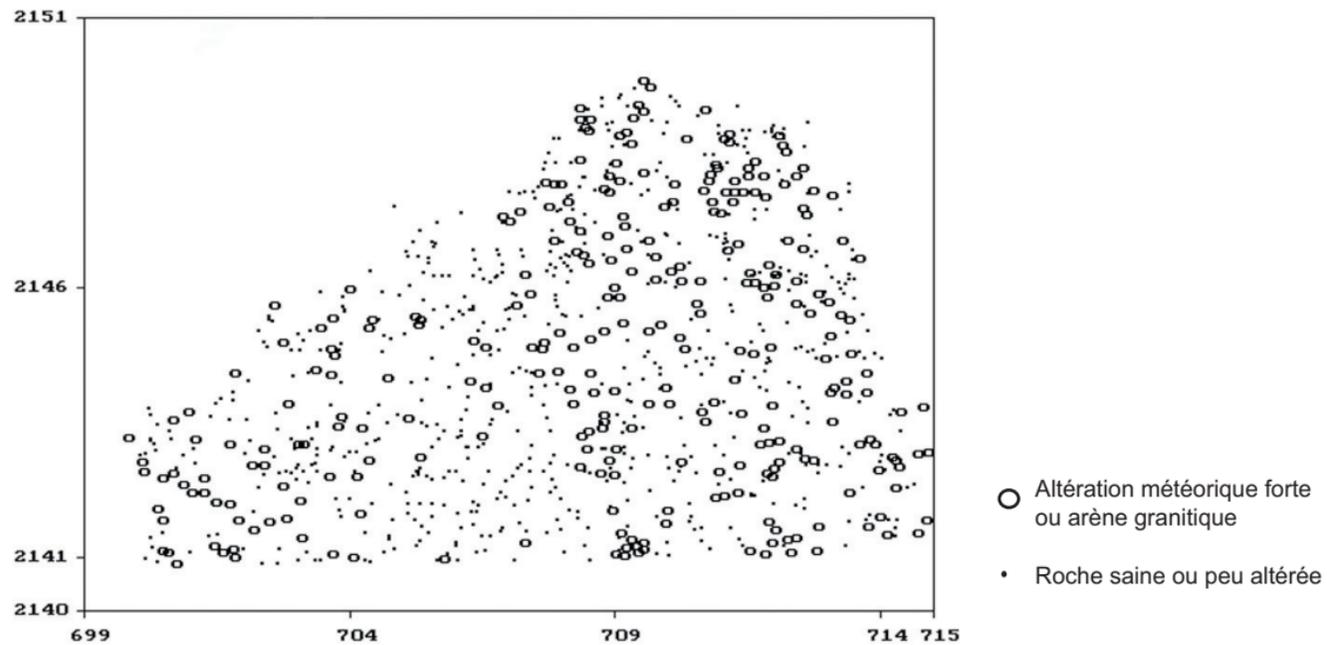
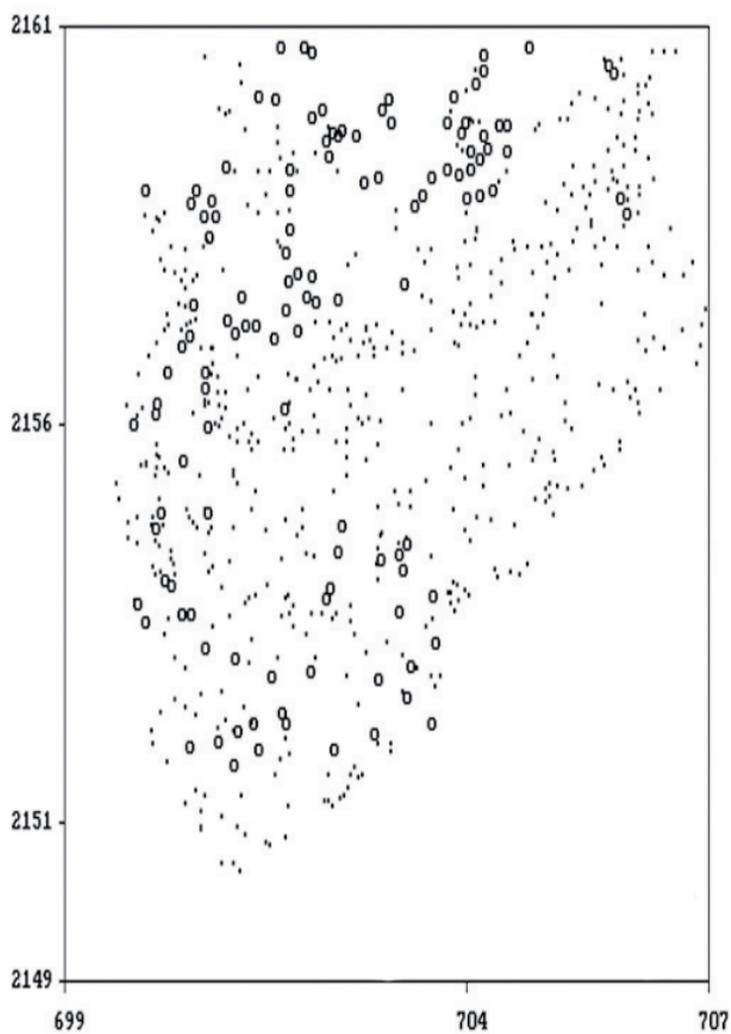


Fig. 7 - Répartition des altérites et des roches saines dans le domaine de Barrais-Bussolles



○ Altération météorique forte
ou arène granitique

• Roche saine
ou peu altérée

Fig. 8 - Répartition des altérites et des roches saines dans le Horst de Saint-Léon

Dans le domaine de Barrais-Bussolles, on trouvera des altérites les plus développées sur les grands replats situés vers 450-470 m d'altitude. Les reliefs notables au Sud de ce domaine (Bois de la Chassaigne, le Gendarme, le Fêtrez vers 500 à 530 m d'altitude) pourraient être des formes en inselberg de cette ancienne paléosurface située vers 450-470 m. Ces monts semblent eux-mêmes marquer aussi une surface encore plus ancienne. Leur aspect en 'inselberg' pourrait résulter du fait que leur nature pétrographique à grain plus fin que le granite (monzogranite granophyrique et grands filons ou stocks de granophyre) a permis leur résistance, mais leur examen sur le terrain montre que l'on a aussi affaire dans ces cas là à des bases de profils d'altération poussée dont ce sont les termes les plus profonds de profils, là où la roche déjà relativement saine commence à apparaître. On pourrait dans ces monts résiduels, issus du décapage des altérites, rechercher un phénomène d'inversion de relief.

Plus au Nord, dans le horst de Saint-Léon, autour de Sorbier, les arènes granitiques situées vers 350 m d'altitude, contrastent avec les reliefs en inselberg des terrains grésio-conglomératiques du Puy Saint-Ambroise culminant à 436 m d'altitude. Si ce domaine a été soumis aux mêmes processus d'altération que le domaine de Barrais-Bussolles, on peut admettre l'hypothèse d'un gauchissement de cette même paléosurface vers le Nord, qui vient s'envoyer sous les formations du Bourbonnais en vallée de Loire (feuille Dompierre-sur-Besbre, Delfour *et al.*, 1988 ; 1989). Mais on peut aussi envisager l'emboîtement de deux paléosurfaces en l'absence de datation plus précise.

La surface antérieure, nettement séparée et signalée par ces inselbergs, serait aussi déformée, avec pendage vers le Nord, s'abaissant de plus de 100 m sur une vingtaine de kilomètres de distance. Entre deux, la partie sédimentaire du carbonifère supérieur reste mal connue faute de données sur la nature de l'altération de surface. Formant dépression, cet ensemble de terrains a vraisemblablement été aussi intensément altéré, en outre il a été plus aisément érodé en raison de sa moindre résistance à l'érosion au cours de la seconde partie du Cénozoïque et surtout au cours des phases froides du Quaternaire.

Les limites tracées entre altérites et roche moins altérée sont approximatives (pas d'affleurement et mélange non dissocié entre altérites vraies et dépôts de versant dérivés) ; leur contact est aussi toujours graduel et progressif. Les faciès aplitiques par exemple sont plus résistants et constituent souvent un môle de roche plus saine et plus dure au sein des granites (*s.l.*) ; ils peuvent se présenter sous la forme de petits filons infra-métriques négligeables jusqu'à des barres plus imposantes (plurimétriques) et plus notable dans la topographie de détail des sites. On a plus cherché à attirer l'attention du lecteur de la carte sur les zones les plus altérées qu'à réaliser une cartographie précise à cette échelle, les conditions d'affleurement et les

données de sondages étant trop éparées pour permettre l'établissement d'un document affiné à l'échelle du 1/50 000.

Il n'y pas de datations disponibles pour la mise en place de ces altérites. Tout au plus peut-on signaler que localement dans la région, les dépôts éocènes scellent de tels profils qui sont donc en partie antérieurs (début Éocène et/ou Paléocène) mais qui pourraient être d'âge plus ancien (Crétacé inférieur, Jurassique inférieur ?) et dont les mécanismes d'altération ont pu se poursuivre jusqu'à nos jours en périodes humides à forte capacité de lessivage. L'existence de deux niveaux vraisemblables de paléosurfaces très différenciées (il peut en avoir existé d'autres intermédiaires peu lisibles) ne simplifie pas le schéma. Il serait très possible que l'on ait une organisation emboîtée de type surface Éocène dans un ensemble Paléocène, ou surface paléogène dans un ensemble du Crétacé inférieur, voire peut être même des reliques du Jurassique inférieur ?

On notera enfin qu'il n'a pas été découvert de résidus d'altérites à chailles comme plus à l'Est, sur les feuilles de Charolles et Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2006 ; Donzeau *et al.*, 2000 ; 2001). Ceci suggère que la vallée de la Loire est un axe tectonique important à histoire complexe. Sur la feuille Le Donjon, il demeure difficile de savoir si ce linéament a limité, à l'Ouest, la mer de la craie ou bien si ces altérites à chailles ont disparu avec la surrection en horst de ces granites du Forez ? (Donzeau *et al.*, 2000 ; 2001).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGO-MIOCÈNES

Les dépôts sédimentaires tertiaires se sont préférentiellement accumulés dans les dépressions et tout particulièrement dans les Limagnes.

Des sondages profonds, réalisés par la COGEMA dans le bassin de Moulins (1980) et par la Régie Autonome des Pétroles dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures sur l'ensemble des Limagnes (1960), ainsi que des études géophysiques, ont permis de mettre en évidence la complexité de la structure profonde des Limagnes, constituées de plusieurs fosses séparées par des seuils.

Un haut fond, situé approximativement vers Saint-Pourçain, a permis l'individualisation, au Nord, du bassin de Moulins dont l'histoire géologique est différente du bassin complexe de Vichy/Clermont-Ferrand situé au Sud (fig. 9).

Données géologiques régionales

Les principales variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des Limagnes, reconstituées à partir des données de la surface et des sondages profonds, sont résumées sur la figure 3.

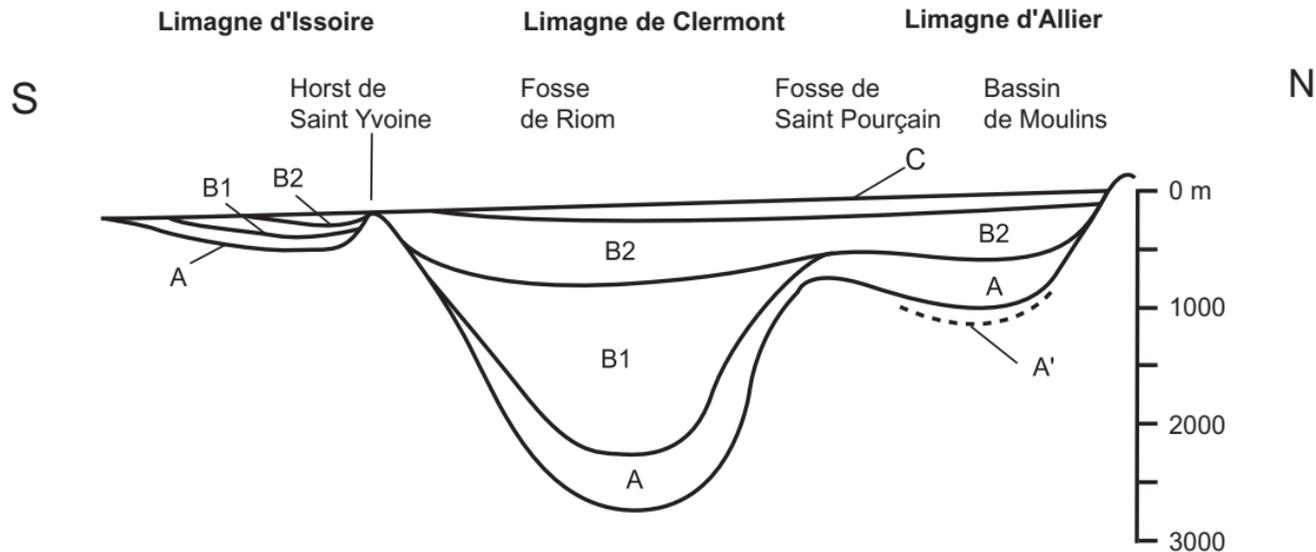


Fig. 9 - Succession lithologique et répartition des séquences dans le bassin des limagnes (tranchet S-N modifié d'après Giot, 1977) (Wattine, 2004)

Plusieurs cycles sédimentaires se superposent et peuvent localement être incomplets ou absents. Les lacunes de certains faciès et les variations d'épaisseurs sont vraisemblablement liées à des rejeux tectoniques entraînant l'arrêt ou le ralentissement de la subsidence dans l'ensemble ou dans une partie du bassin.

Dans le bassin de Clermont-Ferrand, D. Giot avait défini sur le plan sédimentologique quatre lithoséquences dénommées de bas en haut A, B1, B2 et C (fig. 10). Cependant, de nouvelles données de forages ont permis, à ce même auteur, de définir six nouvelles séquences s'échelonnant de la séquence S0 à S5 (fig. 9 et 10). Chacune d'elles correspond à un cycle sédimentaire.

La séquence S0 serait un terme inférieur à la séquence A et représenterait un cycle d'âge Éocène inférieur à moyen dont la base serait détritique et le sommet calcaire.

Les séquences S1 et S2 correspondent à la séquence A de la stratigraphie précédemment établie. Elles montrent une évolution semblable à la séquence S0 avec des termes détritiques à la base et calcaire à marno-calcaire au sommet. Localement, il est possible d'observer au sein de ces termes marneux des niveaux gypseux.

La séquence S3 regroupe les séquences B1 et B2 et marque la base de l'Oligocène. Elle débute avec de nouvelles arrivées détritiques qui évoluent progressivement à des niveaux marno-calcaires voir localement à des schistes papyracés ou par une série salifère.

L'Oligocène supérieur est marqué par la séquence S4 qui débute avec une base détritique plus ou moins importante selon le lieu du bassin. Cette série évolue progressivement vers des niveaux marneux pouvant contenir au sommet des calcaires concrétionnés semblables à ceux observés au sein de la séquence supérieure.

Enfin, la séquence S5 d'âge Aquitaniens, marque la fin des dépôts tertiaires au sein des bassins clermontois et bourbonnais. Cette série, possède localement une base détritique aux abords des bordures, mais elle est principalement marno-calcaire. Très souvent, ces calcaires concrétionnés se trouvent sous forme d'édifices plus ou moins importants pouvant atteindre le kilomètre.

La nouvelle stratigraphie de la Limagne (Clermontoise et Bourbonnaise), établie par D. Giot, permet de mettre en évidence, par l'individualisation de certaines séquences, de nouvelles phases tectoniques à l'Éocène et à l'Aquitaniens.

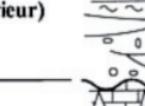
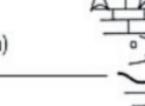
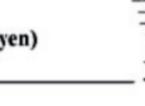
| Séquences | | Age | Lithologie |
|-----------|----|--|--|
| C | S5 | Aquitanien |  Marne et récif |
| | S4 | Chattien (Oligocène supérieur) |  Détritique Marne et concrétion algaire |
| | | |  Marne verte |
| | | |  Détritique |
| B2 | S3 | Rupélien (Stampien) |  Série salifère |
| B1 | | |  Marne et schiste papyracé |
| A | S2 | Bartonien-Priabonien (Éocène supérieur) |  Gypse Marne |
| | S1 | Lutétien (Éocène moyen) |  Détritique |
| A' | S0 | Éocène (inférieur à moyen) |  Calcaire Détritique |
| | | | Substrat antétertiaire |

Fig. 10 - Stratigraphie de la Limagne (Clermontois et Bourbonnais)
(Wattine, 2004)

Cependant, l'ensemble de cette stratigraphie a été établi d'après des forages effectués au sein de fosses principales du bassin. En bordure des bassins, les termes détritiques étant plus développés, voire parfois les seuls faciès d'une séquence, il devient difficile de différencier les séquences énumérées ci-dessus.

Dans le bassin de Moulins, l'étude de la flore (Riveline *et al.*, 1988 : charophytes, spores, pollens) confirme la superposition des quatre lithoséquences principales définies en Limagne méridionale, avec à la base de la série une séquence nouvelle (A') reconnue dans un seul sondage (CVG6), un terme inférieur détritique fin (31 m) et un terme supérieur marneux (69 m).

L'étude micropaléontologique (palynoflore et charoflore), faite à partir de l'échantillonnage de 11 forages, confirme la présence de Chattien et de Stampien, prouve l'existence de Ludien et met en évidence, à la base de la série, du Lutétien supérieur et du Bartonien supérieur dans la partie orientale. Quant à la partie occidentale, seul le Bartonien supérieur a pu être reconnu.

Ce résultat implique l'existence de deux sous-bassins :

- à l'Ouest, le sous-bassin de l'Allier d'une épaisseur maximale de 900 m, comportant quatre séquences de type clermontois. Son rejeu aurait débuté au Bartonien supérieur ;
- à l'Est, le sous-bassin de la Loire d'une épaisseur de 1 000 m, dans lequel se dépose, à la base des quatre lithoséquences de type clermontois, la séquence A'. Ce sous-bassin est limité par deux systèmes de failles :
- un accident au Nord-Est aligné sur la Loire, semblant prolonger la faille du Donjon et un accident au Sud-Ouest (Lapalisse-flanc est de l'éperon de Moulins), semblant correspondre à la faille de la Besbre ;
- un accident au Sud-Est (Jaligny-Dompierre), correspondant à la faille de Bourbon-Lancy, et un accident au Nord-Ouest (flanc est de l'éperon de Moulins-Flours).

Postérieurement aux dépôts carbonatés lacustres dont les dernières manifestations, limitées à des aires réduites, sont d'âge Aquitanien (Saint-Gérard-le-Puy, Montaigu-le-Blin) et antérieurement aux grands épandages fluviaux des sables et argiles pliocènes du Bourbonnais, des dépôts sableux, parfois argilo-carbonatés se sont localement mis en place : la formation de Vendat (feuille Vichy).

Découverte à l'occasion des levés, elle constitue avec d'autres, tels les sables feldspathiques et les sables à chailles de Clermont, les sables et argiles rouges d'Ebreuil, les sables de Givreuil (Moulins) et d'autres hypothétiques placages argilo-sableux (Vichy-Maringues), des jalons qui permettent d'esquisser l'histoire de la période miocène peu connue.

Terrains tertiaires affleurants

Formations oligo-miocènes

La majorité des formations oligo-miocènes est présente sur la rive droite de la Besbre où elles se trouvent en contact normal ou faillé avec le substratum dévono-permien. Cependant, seules les formations de la séquence S4 se développent sur la rive gauche de la Loire à l'Est de Le Donjon sous la formation des sables et argiles du Bourbonnais.

Les formations oligo-miocènes sont parfois difficiles à différencier car la base des séquences est azoïque. De même, pour leur partie sommitale qui, malgré un contenu faunistique abondant, ne montrent pas de différences significatives. Ce sont leurs caractères relativement constants et l'analogie de faciès qu'ils présentent avec ceux connus sur les feuilles voisines, Dompierre-sur-Besbre et Saint-Pourcain-sur-Sioule, situées respectivement au Nord et à l'Ouest, qui permettent d'établir une chronostratigraphie.

g₁SA. Sables et argiles bariolés verts et rouges, séquence S3 (Rupélien). Cette formation, située uniquement sur la partie ouest du territoire de la carte, sur la rive droite de Besbre est assez peu répandue.

Localement, la base de cette formation peut être conglomératique comme il l'a pu être observé au lieu dit le Tureau Jacques (x : 2 156,45 ; y : 699,70 ; z : 255 m) ou au lieu dit les Perreaux (x : 2 155,73 ; y : 699,58 ; z : 260 m). Ce conglomérat repose en contact normal sur le socle et les galets, de taille centimétrique à pluricentimétrique qui le compose, proviennent de son démantèlement.

Cette base conglomératique évolue verticalement à des sables plus ou moins argileux bariolés (l'évolution latérale n'a pu être vérifiée par les observations de terrain). Ces sables argileux ou argiles sableuses versicolores vert et rouge vif voire lie-de-vin se présentent sous forme de passées fines à grossières qui semblent se succéder de manière aléatoire. Les matériaux se composent de quartz, peu émoussés et luisants, de feldspaths, de type plagioclases potassiques et de quelques micas. La matrice argileuse des sables argileux est composée de trois types de minéraux argileux : la kaolinite (75 %), de l'illite (environ 25 %) et de quelques traces de smectite.

Cette formation détritique est significative d'un milieu fluviatile de bordure de bassin.

g₁MC. Marnes et calcaires fins, séquence S3 (Rupélien). Ce faciès représente la partie sommitale de la séquence S3. Il est possible de l'observer au Sud de Varennes-sur-Téches. Les marnes sont de couleur vert pâle, kaki, gris et parfois bleuâtre. Les différentes analyses effectuées sur la fraction

phylliteuse de ces marnes montrent une prédominance de la kaolinite (entre 55 et 63 %) sur la smectite ou l'illite qui représentent à elles deux moins de 40 %.

Les calcaires se présentent soit sous forme de bancs alternant avec des passées marneuses, soit sous forme de blocs épars pris dans la masse marneuse. Ces blocs de granulométrie fine ne comportent pas de macrofaune, à l'inverse des calcaires de la séquence S5 (m1CM). Enfin, ce faciès précède généralement le faciès détritique sablo-argileux vert de la séquence S4 (g2SA).

g2SA. Sables argileux verts, séquence S4 (Chattien). Ces faciès détritiques sont présents sur l'ensemble de la carte mais sont particulièrement développés à l'Est du Donjon. Cependant, la plupart des sables argileux verts situés sur la rive gauche de la Loire sont recouverts par les sables et les argiles du Bourbonnais remaniés laissant très peu d'affleurements intacts.

Il s'agit d'un sable argileux vert, parfois blanc, beige, jaunâtre, gris ou mauve, alternant avec des passées d'argiles compactes vertes, verdâtres, bleuâtres ou parfois marbrées de jaune ou brun. Les matériaux, de taille inframillimétrique à pluricentimétrique, sont constitués de quartz, feldspaths et de quelques micas. Les grains de feldspaths sont peu roulés ce qui indiquerait un climat peu agressif et un transport peu important. Il est possible de trouver également des galets de socle. La diffractométrie des rayons X appliquée à la fraction phylliteuse montre une quantité de kaolinite et d'illite similaire (respectivement 37 % et 38 %), l'argile interstratifiée illite/smectite est légèrement moins importante (25 %).

Localement, les sables verts peuvent être consolidés et former un grès. Ce phénomène a pu être observé au Sud du lieu dit « la Serre » au Nord-Ouest du Donjon (x : 711, 650 ; y : 2 153,275 ; z : 290 m).

En s'approchant des zones de bordure (aux abords des formations éruptives et métamorphiques de Barraix-Brussolles ou de Saint-Léon) il est possible d'observer une granulométrie croissante de la taille des grains, et certains niveaux sableux s'enrichissent en galets de quartz de 1 à 2 cm pour les premiers, jusqu'à 5 cm pour ceux proches des provinces émettrices.

L'allure et la composition des strates, bien qu'exceptionnellement, observables en coupes, suggère une origine fluviale. De type torrentiel au niveau des bordures, les horizons à dominantes argileuses, fréquents et plus puissants dans les zones distales, correspondraient plutôt à une sédimentation par décantation dont l'origine serait lacustre. Ce qui confirmerait la présence de minéraux interstratifiés provenant de milieux basiques riches en potassium et magnésium. L'ensemble correspondrait donc à un environnement fluvio-lacustre malgré l'absence de gîtes fossilifères.

g₂CM. Calcaires bioclastiques et marnes vertes, séquence S4 (Chattien). Cette formation succède verticalement et latéralement aux formations sablo-argileuses décrites précédemment. Observées principalement en sondages, plusieurs affleurements ont permis d'effectuer des analyses.

Ces marnes, de couleur vert kaki à bleu nuit, possèdent une dureté variable liée aux proportions relatives d'argiles (kaolinite principalement) ce qui leur confère parfois un aspect plastique et un toucher savonneux. De nombreux grains anguleux de socle (quartzo-feldspathique) de taille plurimillimétrique sont pris dans leur masse.

Ces marnes sont parsemées de nodules calcaires formant parfois des bancs distincts. Ces calcaires, plus ou moins marneux, possèdent une granulométrie fine. Ils peuvent avoir une origine chimique ou organogène. Parmi les calcaires organogènes lacustres, un calcaire à ostracodes beige clair et compact a été observé au lieu dit « la Rochelle » (x : 699,50 ; y : 2 147,30 ; z : 315 m). Cependant, la détermination de ces organismes restant ambiguë rien ne permet d'affirmer que ces ostracodes soient des *Cypris* et par conséquent, il n'est pas aisé de raccorder ces niveaux à ostracodes aux « marnes à *Cypris* » définie par Giraud en 1902.

Ces marnes ne résistent pas bien à l'érosion sauf si elles sont protégées par des récifs de stromatolites miocènes. Elles ne sont donc pas visibles dans la morphologie, en particulier si elles sont recouvertes par les formations pliocènes du Bourbonnais.

g-mS. Sables verts indifférenciés (Oligo-Miocène). Cette formation, située exclusivement à l'Ouest de Chatelperron, démarre depuis le socle jusqu'à la base des calcaires et marnes vertes, bioclastiques de la séquence S5. Ces niveaux sableux regroupent l'ensemble des séquences depuis la base de la séquence S3 à la base de la séquence S5. Elle est essentiellement détritique car, située proche de la bordure du bassin, les arrivées grossières sont constantes et ne permettent pas aux niveaux marno-calcaires de se développer.

Il s'agit de sables argileux ou d'argiles sableuses versicolores parfois de couleur blanc jaunâtre, gris ou mauve. Les matériaux, de taille inframillimétrique à pluricentimétrique, sont constitués de quartz, feldspaths et de quelques micas. Les grains de feldspaths sont peu roulés ce qui indiquerait un climat peu agressif et un transport peu important. Il est possible de trouver également des galets de socle. Aucun indice de terrain n'a permis d'assimiler ces niveaux à une séquence précise.

Le mode de sédimentation est principalement de type torrentiel avec parfois une sédimentation par décantation lors d'horizons à dominantes

argileuses. Ce système évolue vers une sédimentation lacustre avec le développement, en partie supérieure, des calcaires bioclastiques aquitaniens.

m₁S. Sables verts : séquence S5 (Aquitaniens). L'individualisation de cet ensemble a été justifiée par la fréquence des passées détritiques au sommet des calcaires bioclastiques et marnes vertes de la séquence S4. Situés à la base des faciès marno-calcaires de la séquence S5, les sables verts marquent une rupture de la sédimentation marno-calcaire chattienne, probablement à l'origine d'une phase tectonique et engendrant par conséquent un nouveau cycle sédimentaire d'âge Aquitaniens.

Ce sont les sondages qui permettent de mettre en évidence cet ensemble argilo-sableux supérieur. Étudié au sein des sondages CR56 à l'Est du lieu-dit les Bardins (x : 698,725 ; y : 2 156,625 ; z : 285 m) ou S26 à l'Est du lieu-dit le Pont d'Étain (x : 699,400 ; y : 2 158,180 ; z : 284 m), mais également avec la série des sondages de la COGEMA codifiés SOR n° 1, 2, 3, 4, 9, 10, 17, 18, 19, 20, 21 et 22 situés sur une bande longitudinale allant depuis le lieu-dit « Passe-vite » (x : 699,200 ; y : 2 152,710 ; z : 287 m) en passant par « le Moulin de Virot » (x : 699,910 ; y : 2 151,830 ; z : 285 m) jusqu'au Nord de Varennes-sur-Tèche, cette formation vient s'intercaler progressivement au sein des niveaux marno-calcaires chattiens sous forme de passées plus ou moins importantes avant d'y succéder totalement.

Ces niveaux sont de nature argilo-sableuse à sablo-argileuse de couleur vert, rouge, beige clair, certaines passées sont composées uniquement d'argiles compactes et plastiques de couleur vert.

Au sein des sables, les éléments sont majoritairement quatzofeldspathiques et possèdent une taille plurimillimétrique, certains pouvant atteindre le centimètre. La fraction phylliteuse des argiles montre une prédominance d'illite et ou de micas (55 %), suivis de kaolinite (45 %), la smectite est probablement présente en traces.

m₁CM. Calcaires et marnes vertes, bioclastiques, séquence S5 (Aquitaniens). Cette série marque les derniers terrains connus à l'Aquitaniens et succèdent aux dépôts détritiques de base de la séquence S5 ou de l'ensemble détritique g-mSA.

Au sein de cet ensemble marno-calcaire, il est possible d'observer le plus souvent les énormes masses de calcaires construits, jadis exploités en de nombreux points comme pierre à chaux. Dégagées par l'érosion des marnes, ces masses récifales confèrent à la région un relief très particulier en buttes et en tureaux.

Plusieurs types de faciès peuvent être observés au sein de ce dernier ensemble.

| Age | Niveaux En Limagne | Gastéropodes | Formations | Niveaux repères de Mammifères | Séquence | Formations | Situation | Températures indiquées par la palynologie | Zones Palynologiques | | | |
|--|---------------------|---|---|---|----------|--|---|---|----------------------|-------------------------------|---------------------------------|-----|
| Miocène inf. Aquitainien | Saint Gerand-le-Puy | <i>Cepaea moroguesi</i> | Calcaire à Phryganes | Montaigu-le-Blin MN2 Paulhiac MN1 | S5 | Marne et récif | Limagne centrale et bouronnaise | | / | | | |
| | Ravinement | | | | | | | | | | | |
| Oligocène supérieur Chartrain | Moulins | <i>Cepaea subulcosa</i> | Calcaire à algues | Coderet MP30 | C | Détritique bordier Marne et récif | Limagne centrale et bouronnaise | | | VI | | |
| | Pont-du-Château | <i>Caseolus ramondi</i> | Calcaire concrétionné massif | Rickenbach MP29 | | S4 | | | | Détritique bordier | Limagne centrale et bouronnaise | D V |
| | Cournon | <i>Caseolus ramondi</i> | Calcaire concrétionné Marnes | Pech-du-Frayse MP28 | | | | | | Marne et récif Marne verte | | IV |
| Oligocène inférieur Rupélien | Antongt | <i>Radix symmetrica</i> | Calcaire jaunâtre à gypse | Ravinement | | Marnes et schistes papyracés, Détritique Banole | Limagne centrale et bouronnaise | | | C | | |
| | Lembron | <i>Potamides lamarckii</i> | Argile graveleuse barolée | Garouillas MP25 | B2 | | | III | | | | |
| | Les Couzès | <i>Melanoides acutus</i> <i>Nyctia plicata</i> | Calcaire sublithographique à Stratelles | Heimersheim MP24 Itardes MP23 Villebramar MP22 Soumaillies (Ronzon) MP21 | B1 | S3 | Marne et schiste papyracé, série salifère, Détritique barolée | Fosse de Riom | | B | II | |
| Eocène sup. (Lutétien-Préburdigalien) | Mont Anis | <i>Filholia laevolonga</i> | Marno-calcaire à gypse | MP19-MP20 La Debruge MP18 | A | S2 | Gypse, Marne, Détritique barolée | | A | | | |
| | Euzet | <i>Ferussina subglobosa</i> | Arkose | Euzet MP17 | | | | | | I | | |

Fig. 11 - Correspondance des différents découpages stratigraphiques des dépôts tertiaires du bassin de Limagne (modifié d'après Rey, 1971 ; Huguéney, 1997 ; Giot, 1976 ; Gorin, 1975 in Wattine, 2004)

Marnes verdâtres et calcaires lacustres marneux

Les marnes de couleur beige, blanchâtre, grises ou verdâtre représentent le dépôt le plus largement étendu. Elles sont régulièrement litées en bancs décimétriques à métriques. Leur dureté variable est liée aux proportions relatives d'argiles carbonatées ce qui leur confère parfois un aspect plastique et un toucher savonneux. De nombreux grains anguleux de socle (quartzofeldspathique) de taille plurimillimétrique sont pris dans leur masse. La fraction phylliteuse déterminée par diffractométrie des rayons X permet de mettre en évidence une prédominance de la kaolinite, l'illite et/ou les micas représentant environ 27 % et il est possible de trouver de la chlorite en très petite quantité (~ 3 %).

Les marnes verdâtres sont parsemées de blocs calcaires blancs pouvant former parfois des bancs de calcaires marneux. Cette formation est très souvent en contact normal tel qu'il est possible de l'observer au lieu-dit « le Tureau Jacques » au Nord-Ouest de Châtelperon ou encore la Jarrie au Sud-Ouest (x : 698,810 ; y : 2 154,790 ; z : 297 m).

Calcaire à Phryganes et algues

Ce calcaire est assez peu répandu sur le territoire de la carte Le Donjon à l'inverse de la feuille voisine Saint-Pourçain-sur-Sioule. Il a pu être observé au lieu-dit « les Gardes » (x : 697,35 ; y : 2 151,35 ; z : 290 m).

De couleur blanche à beige voire marron en coupe, il se présente souvent sous forme de boules ou de choux-fleurs pouvant atteindre 10 à 70 cm. Ces boules sont formées par l'accumulation de fourreaux de Phryganes et par l'encroûtement d'algues (*Broutinella arvernensis*) se développant généralement sur 20 à 50 cm. Au sein des affleurements observés sur le territoire de la feuille, les fourreaux de Phryganes sont constitués à partir de coquilles de *Valvata* à l'inverse des calcaires observés au sein de la carrière de Créchy où les fourreaux sont édifiés à partir d'oïdes (fig. 11). Les formes encroûtées sont de natures diverses : il peut s'agir de démantèlement d'autres stromatolithes ou d'algues diverses (*Purserella graciles*).

Tufs calcaires, Travertins et calcaires encroûtant des algues

Ces calcaires, de couleur blanc crème à jaunâtre, sont formés à partir de la prolifération organique végétale (algues bleues, mousses, végétaux supérieurs,...) et animale (larves d'insectes, Gastéropodes,...) (Donsimoni, 1975). L'algue encroûtée le plus couramment est *Cladophorites incrustata* et sa taille peut varier grandement. Le diamètre des végétaux peut, quand à lui, atteindre une dizaine de centimètres et représenter un encroûtement de branche par exemple. Cependant, l'organisation de cette flore n'est pas toujours visible. De plus, le grand nombre de passages latéraux entre ces

différents faciès serait causé par les variations des conditions chimiques de l'eau. Ces variations de composition la tranche d'eau, auraient résulté de l'alternance de périodes d'humidité et de périodes sèches et auraient donc une origine climatique (Wattine, 1999).

Calcaire bioclastique, sables oolithiques et calcarénite

Ces formations sont fréquemment rencontrées au sein des édifices bioconstruits. Les calcaires bioclastiques sont constitués uniquement par l'accumulation de coquilles de *Valvata*. Ce dernier se trouve très souvent sous forme de lentille ou de passées centimétriques. Les sables oolithiques sont, comme leur nom l'indique, composés majoritairement d'ooïdes et de quelques éléments carbonatés. Enfin, la calcarénite, composée de copeaux stromatolithiques, d'ooïdes, de coquilles de *Valvata* et de Phrygane, est interprétée comme le témoin du démantèlement de voiles algaires.

Dans les calcaires bioclastiques de Varennes-sur-Téches, Rey (1964) a décrit une faune de gastéropodes pulmonés terrestres : *Helix moroguesi*, *Helix omphalosagda* et *Helix subrugulosa*.

Le contact entre les formations sédimentaires oligocènes et paléozoïques peut être soit faillé comme au Nord-Ouest du Donjon, soit recouvrir le Paléozoïque en placage à faible pente tel qu'au Sud-Ouest du bassin de Blanzy-Bert à l'Est de Varennes-sur-Téches. Cependant, les formations sédimentaires tertiaires, éruptives et métamorphiques se trouvent systématiquement en contact faillé.

FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES

FORMATION DU BOURBONNAIS : SABLES ET ARGILES

FL. Sables quartzo feldspathiques, argiles, cailloutis : fluvio-lacustre. C'est un ensemble de dépôts fluviatiles et fluvio-lacustres constitué de galets, graviers, sables argileux et argiles en place ou peu remaniés.

Ces dépôts, connus sous le nom de sables et argiles du Bourbonnais -ou sables à cailloux du Bourbonnais- (de Launay, 1923), occupent essentiellement la partie est de la feuille où ils représentent près de 50 % de la couverture. En revanche, cette formation, beaucoup moins répandue à l'Ouest, se retrouve au sein de quelques témoins sur le socle de Saint-Léon et principalement sur la rive droite de la Besbre, dans les coins NW et SW de la carte d'où ils se prolongent sur la carte de Saint-Pourçain-sur-Sioule.

Aucune distinction n'avait été faite sur la carte à 1/80 000, au sein de cet ensemble considéré comme d'âge pliocène ou mio-pliocène.

D'après J. Tourenq (1989), trois méthodes ont été utilisées pour dater les sables et argiles du Bourbonnais : les résultats minéralogiques, effectués sur les zircons d'origine volcanique, donnent un âge compris entre 2,5 et 2 Ma d'après les datations de Ly, Mossard et Vincent ou entre 3,07 et 1,94 Ma d'après les datations de Lobello. Les résultats palynologiques concèdent un âge de 2,5 à 2 Ma. Les résultats volcanologiques fournissent un âge équivalent entre 2,5 et 2 Ma d'après les datations de Ly, Mossard et Vincent.

Sur la présente carte à 1/50 000, il a été distingué, à partir des observations de surface et de quelques sondages réalisés à la tarière, plusieurs sous-ensembles, constituant autant d'unités cartographiques caractérisées par leur dominante argileuse ou sableuse, la présence ou non de galets. Cet essai de différenciation lithologique, déjà élaboré sur les feuilles voisines, a été poursuivi ici.

Les données géométriques ainsi acquises permettent l'établissement d'une lithostratigraphie utilisable à l'échelle régionale. Cependant, l'irrégularité structurale consécutive à la genèse de cet ensemble laisse prévoir que le schéma général souffre de nombreuses variantes locales. C'est ainsi que l'on rencontre parfois des difficultés à corréliser entre elles des coupes de sondage.

D'autre part, la rareté des affleurements, les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogenèse, rendent difficile la définition d'une coupe-type, notamment dans la partie supérieure de la série. C'est donc avec réserve qu'il faut interpréter la coupe synthétique suivante :

- une formation sableuse à galets : 2 à 10 m ;
- une formation à sables grossiers dominant : 0 à 10 m ;
- une série fine (sables fins, silts, argiles) à tendance évolutive au limon en surface : 2 à 15 m.

L'ensemble se développerait sur 5 à 30 m, mais il est évident que cette série peut être tronquée aussi bien vers la base qu'au sommet et ainsi voir s'intercaler des termes argileux ou sableux. Bien que cette lithostratigraphie se vérifie à l'échelle de la carte, les données restent trop ponctuelles et imprécises pour permettre l'établissement d'une carte proprement stratigraphique. Les données stratigraphiques ont été ménagées et soulignées, chaque fois que cela était possible, de manière à conserver à la carte son objectif traditionnel.

D'une manière générale, à l'intérieur de chaque séquence, la granulométrie décroît simultanément de la base au sommet et latéralement en s'éloignant des zones d'apport situées sur les bordures.

Sur l'ensemble de la série, on remarque la grande constance des apports détritiques. Les éléments proviennent d'altérites élaborées sur le socle granitique et métamorphique, avec localement une empreinte plus ou moins marquée de matériel volcanique et de silex (chailles). Parmi les apports détritiques, il faut noter qu'une partie est issue de sédiments bordiers tertiaires.

En Limagne et Sologne bourbonnaise, les sables et argiles du Bourbonnais s'inscrivent dans la limite des bassins d'effondrement oligocènes, excepté dans le Sud de la feuille « Dompierre » et sur la feuille « Le Donjon » où ils sont plus extensifs puisqu'ils reposent directement sur le socle granitique. Vers le Nord (bassin de Paris), leur extension est limitée au fossé de la Loire encadré de failles N-S, où ils surmontent les terrains du Mésozoïque.

La mise en place de chacune des deux principales séquences grossières correspond à une phase tectoniques majeure (rejeu des failles N-S) associée à des modifications climatiques (climat plus humide). Elle se traduit par un vaste épandage fluvial réparti selon deux cours principaux qui préfigurent en grande partie ceux de la Loire et de l'Allier. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (voir carte schématique fig. 10). Individualisés de part et d'autre du Forez, ces deux fleuves aboutissent dans une vaste plaine (territoire de la feuille Dornes), située entre la Loire et l'Allier, où l'ensemble du réseau converge. Cette zone de confluence correspond à une structure de bassin subsident à l'Oligocène (bassin de Moulin).

En aval de cette structure, après avoir franchi le seuil jurassique du Veurdre, l'écoulement en nappe se poursuit vers le Nord, drainant la majeure partie des matériaux de la Loire et de l'Allier dans le fossé de l'Aubois prolongé, en aval du bec d'Allier (confluence Loire-Allier), par le fossé de la Loire.

Les matériaux se mettent en place à partir des bordures, suivant de vastes chenaux anastomosés ou non, dans lesquels dominent les apports locaux. L'écoulement longitudinal permanent de type fluvial l'emporte nettement au pied des reliefs de la bordure occidentale du Morvan (vallée de la Loire) et des massifs cristallins de l'Ouest (vallée de l'Allier). Cette chenalisation préférentielle est parallèle à l'axe des fossés, eux-mêmes commandés par le jeu des failles bordières réactivées. Sous l'effet de modifications morpho-climatiques (bassin en partie comblé, peu de pentes, climat plus frais), des sédiments fins argileux viennent recouvrir les unités grossières et leur correspondent, pour partie, latéralement dans les zones distales.

Sur la carte Le Donjon, l'ensemble de cette formation n'excède pas 30 m. Sur la partie est de la feuille, ces niveaux sont transgressifs sur le socle et évoluent progressivement jusqu'à la Loire pour atteindre 25 à 30 m

d'épaisseur. De même, ces dépôts se développent, principalement en discordance, sur les formations oligocènes sur un plancher faiblement penté ($< 10^\circ$) et ne montrent donc pas de variations importantes d'épaisseur.

En rive gauche de la Besbre, l'ensemble des sables et argiles du Bourbonnais observé n'excède pas 20-25 m, il se développe sur la feuille de Saint-Pourçain-sur-Sioule.

À la base de cette formation et au toit des formations oligocènes, il est important de mettre en évidence une formation sableuse à galets, très caractéristique pouvant atteindre 10 m d'épaisseur. Elle s'observe dans toutes les vallées et peut latéralement passer intégralement ou en partie et progressivement vers le sommet, à des sables grossiers. Plus ou moins argileux, ces derniers ne dépassent pas 10 m de puissance avant d'évoluer progressivement à des matériaux plus fins (alternance de sables fins, silts, argiles) pouvant atteindre près de 15 m d'épaisseur. Ces niveaux supérieurs argileux, parfois plus ou moins sableux, présentent une tendance évolutive aux limons de surface. Cependant, il est peu probable que la pédogenèse soit à elle seule responsable de leur formation.

Il est possible de mettre en évidence, dans la région de Saint-Léger-sur-Vouzance, au coin nord-est de la feuille Le Donjon et au Nord de Liernolles, une nouvelle période de sédimentation détritique grossière venant surmonter les niveaux argileux supérieurs. Cette superposition est bien visible sur le territoire de la feuille de Dompierre-sur-Besbre où l'épaisseur des sables à galets avoisine les 7 à 10 m d'épaisseur. Ces niveaux grossiers évoluent à leur tour vers des dépôts de type sable fin, silts et argile.

Les éléments observés au sein de cette nouvelle phase de sédimentation présentent beaucoup d'analogie avec ceux de la première, ce qui suggère que cette seconde génération d'altérites aurait été élaborée sur les mêmes roches éruptives et métamorphiques. Cependant, aucun indice de terrain n'a permis de mettre en évidence une variante au sein du modèle de sédimentation tel qu'il a été décrit sur la feuille de Dompierre-sur-Besbre.

Ce phénomène, localisé au Nord et dans le coin nord-est de la feuille, correspondrait probablement à une seconde phase de sédimentation. Cependant, aucun indice de terrain permis de le confirmer.

Les données ponctuelles (sondages, affleurements) montrent que le schéma général proposé souffre de nombreuses variantes locales (divagation de chenaux, lentilles d'argiles). D'où la nécessité d'enregistrer de nombreuses données afin de les considérer globalement et ne pas commettre l'erreur de caractériser la formation à partir d'observations ponctuelles.

FL(1). **Formations à galets (cailloutis de base)**. Les sables à galets, situés à la base de la formation pliocène, ont été observés sur l'ensemble de la feuille « Le Donjon ». Localement, ces derniers passent latéralement à des sables grossiers quartzo-feldspathiques qui ont été observés dans la région de Céron, au Sud-Est de la feuille et dans la région de Saint-Didier-en-Donjon.

Ces formations ont été observées en affleurement et principalement en sondages mais c'est au sein de carrières (Carrière de la Jonchère au Nord de Luneau, la Lisette au Sud de Lenax) que les structures de cette formation ont pu être observées et décrites.

C'est au sein de ce niveau de base que le régime sédimentaire fluvial est le plus marqué. En coupe la stratification est tantôt horizontale, oblique, voire entrecroisée. Les sables à galets sont disposés en cordons relativement continus alternant avec des sables fins ou grossiers plus ou moins argileux.

La taille moyenne des galets, comprise entre 2 et 10 cm, diminue légèrement d'amont en aval (notamment dans l'axe des principaux chenaux) et de la base au sommet. Cependant, en bordure du socle (depuis le Donjon au Sud de Lenax) les apports grossiers restent continus.

Les galets sont des quartz, des silex et plus rarement des granites, des rhyolites et des schistes. Le quartz est blanc, parfois rougeâtre, notamment dans les cailloutis de surface. Les silex possèdent une patine noire mate ou luisante (chailles) et présente souvent des cassures esquilleuses. Certains de ces silex ont un aspect tuberculé et vacuolaire (dissolution de la silice) et apparaissent blanchis (silex cacholong) localement à leur périphérie ; d'autre gris, poreux sont altérés à cœur (ce sont les « silex épuisés » de Delfour *et al.*, 1989) et s'écrasent sous la pression des doigts.

Des variations de faciès apparaissent en fonction de la nature des éléments qui alimentent les termes grossiers. La proportion de silex au sein des sables à galets augmente légèrement au Nord-Est de la carte.

La matrice sableuse ou sablo-argileuse, ocre, rougeâtre ou beige, toujours quartzo-feldspathique, contient de nombreux feldspaths blancs et roses.

Des boules argileuses ou silteuses, parfois micacées, centimétriques, à pluridécimétriques, de couleur grise à gris vert, sont emballées dans les sables à galets.

Le lessivage de ces sables aboutit dans les champs à un cailloutis superficiel riche en quartz et silex. C'est sous cet aspect que le niveau de base apparaît le plus fréquemment.

FL(2). Sables grossiers quartzo-feldspathiques. Les sables grossiers apparaissent généralement au-dessus des sables à galets et constituent ainsi un niveau intermédiaire entre la base de la formation pliocène et les niveaux sablo-argileux supérieurs. Cependant, il est possible de les trouver à la base de la formation pliocène en contact avec le substratum oligocène.

Les sables sont de couleur verdâtre, jaunâtre à rougeâtre et parfois blancs, beiges, voire grisâtres. Ils varient depuis des sables fins (0,12 cm) à des sables très grossiers (2 cm). La nature des éléments ne diffère pas de l'unité précédente, ils sont composés en majorité de quartz xénomorphes, émoussés, translucides à éclats gras, de feldspaths altérés et de paillettes de muscovites. Pour J. Tourenq (1989), ces quartz proviendraient de l'érosion des roches cristallines ou du substratum oligo-miocène. J. Tourenq (1989) note aussi la présence de minéraux accessoires tels que l'andalousite, la sillimanite, le rutile, la staurotide et des zircons. La matrice est plus ou moins argileuse, ce qui explique leur relative compacité. Localement, ces sables peuvent être débarrassés de cette matrice argileuse et se trouvent parfaitement propres. L'analyse de la fraction argileuse au rayons X montre une prédominance de la kaolinite, l'illite et les argiles interstratifiées illite/smectite sont en faible proportion.

Ces dépôts plus ou moins grossiers n'excluent pas toutefois l'existence de matériaux fins (sables fins, silts, argiles) intercalés en un ou plusieurs niveaux plus ou moins discontinus, d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique.

La formation à sables grossiers quartzo-feldspathique présente en surface un aspect « gros sel » caractéristique. En coupe, la stratification est tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée.

Il est possible d'observer proche de la surface des phénomènes de grésification donnant des grès arkosiques de teinte blanchâtre due à la déstabilisation chimique de la silice.

FL(3). Argiles, silts, sables fins indifférenciés. Ces matériaux marquent les derniers dépôts et surtout les plus distaux de la formation des sables et argiles du Bourbonnais. Cet ensemble peut être représenté soit par une alternance pluri-séquentielle d'argiles, de silts ou de sables fins, soit par l'un de ces termes.

Les principales teintes affectant ces dépôts sont généralement grisâtre, beige, verdâtre, jaunâtre, rose, mauve, bleuâtre, brunâtre, kaki, ocre ou roux. Les niveaux d'argiles peuvent être assez massifs et représenter plusieurs mètres d'épaisseur entre deux passées sableuses. L'analyse par diffractométrie X effectuée sur certains échantillons montre que la kaolinite est dominante avec 51 à 61 %, suivie de l'illite avec 25 à 37 %, les argiles interstratifiées étant en faible quantité.

En ce qui concerne la fraction sableuse, elle comporte des grains dont la taille varie entre 0,5 mm à 5 mm avec quelques graviers épars. Cette partie sableuse subit de grandes variations d'épaisseur expliquées par la complexité des dépôts fluviaux.

Localement, les argiles ayant subi les effets de la pédogenèse évoluent vers des limons de surface dont la teinte évolue vers le beige-ocre.

CFL. Colluvions alimentées par FL : graviers, sables, argiles.
Ces colluvions sont abondants sur la partie est de la carte où la formation bourbonnaise est la plus répandue. Cependant il n'est pas toujours possible de les différencier avec précision du fait de leur ressemblance avec la roche-mère. C'est pourquoi cette formation a été notée uniquement lorsqu'elle recouvre les formations oligocènes.

Ces colluvions de versants à faible pente recouvrent généralement entièrement le substrat oligocène.

FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS ASSOCIÉS

L'ensemble du réseau hydrographique se situe à la fois sur le bassin versant de la Loire et de la Besbre. Les collecteurs principaux et secondaires constituent un réseau assez dense et possèdent, aussi bien pour le bassin de la Loire et de la Besbre, un écoulement vers le Nord. Tantôt orientés NE-SW, NW-SE ou N-S, ils sont généralement guidés par les accidents structuraux. Ces écoulements ont entaillé les sédiments tertiaires et quaternaires anciens et déposés dans leurs lits successifs des nappes de sables et galets qu'il est possible de retrouver perchées à des altitudes fonction de leur âge relatif.

Au-dessus du lit actuel remblayé d'alluvions récentes (Fz), trois nappes d'alluvions anciennes ont été distinguées sur des critères altimétriques. La nappe d'alluvions anciennes (Fw) se trouve dans le coin nord-est de la carte et représente très peu de superficie. Cette dernière est beaucoup plus développée sur la carte de Dompierre-sur-Besbre. Le classement chronologique est exprimé en indice par une lettre de l'alphabet, de la plus ancienne nappe (w) à la plus récente (z).

Vallée de la Besbre

Sur le territoire de la carte Le Donjon, la Besbre constitue une plaine alluviale étroite possédant une largeur de 400 à 800 m et empreinte deux directions majeures, NE-SW au Nord et NW-SE au Sud, liées à des accidents importants. Les autres collecteurs, affluents de la Besbre comme la Têche ou le Graveron, empruntent sensiblement les mêmes directions.

Fx. Alluvions anciennes : moyenne terrasse. Ces alluvions se situent uniquement sur les bords de la Besbre et dans la partie sud-ouest de la carte. Elles peuvent atteindre près de 300 m de largeur et se situent à 10 m au-dessus du lit majeur. Elles sont constituées de matériaux grossiers généralement très oxydés.

Fy. Alluvions anciennes : basse terrasse. Ces alluvions se trouvent le plus souvent en lambeaux sur les abords des collecteurs principaux. Elles entaillent uniquement les formations oligocènes. Les matériaux sont constitués de limons, argiles, sables fins à grossiers quartzo-feldspathiques, éléments calcaires. Cette nappe est située cinq mètres au-dessus des alluvions récentes. L'épaisseur du remblaiement varie entre les 5 à 10 m d'épaisseur.

Fz. Alluvions récentes du lit majeur. Ces alluvions entaillent les formations oligocènes, ainsi les matériaux constituant cette terrasse se composent principalement de calcaires, sables et d'argile. Le matériel est granocroissant vers la base et l'épaisseur moyenne de la nappe avoisine les 10 m.

Vallée de la Loire

Fw. Alluvions anciennes : haute terrasse. Ces alluvions sont surtout visibles sur les cartes de Dompierre-sur-Besbre et Charolles où elle sont bien représentées en rive gauche de la Loire jusqu'au point de confluence avec la Besbre, sur une bande large de 1,5 km en moyenne. Cependant, elles représentent une très faible surface, dans le coin nord-est de la carte Le Donjon où elles emboîtent les formations du Bourbonnais et ravinent le substrat argilo-sableux oligocène. Leur pente, très faible, avoisine les 0,05 %.

Le matériel est constitué de limons plus ou moins rougeâtre surmontant des sables grossiers hétérométriques de nature quartzo-feldspathique, à gros galets et blocailles émoussées de quartz et silex blanchis de 10 à 15 cm, chailles blondes abondantes atteignant 20 cm, ainsi que des graviers de granite, gneiss et roches volcaniques.

Fy. Alluvions anciennes : basse terrasse. À l'exception de la nappe alluviale ancienne (Fw) qui possède une très faible superficie sur le territoire de la carte, c'est la basse terrasse (Fy) qui est la plus présente avec les alluvions récentes du lit majeur (Fz).

Cette terrasse se trouve le plus souvent en lambeaux sur les abords des collecteurs principaux. Variant entre vingt et deux cent cinquante mètres, elle entaille uniquement les formations oligocènes. Cette nappe, située cinq mètres au-dessus des alluvions récentes, possède une pente légèrement

supérieure à celle observée aux abords de la Loire située dans la partie nord-est de la carte. Cependant, cette pente reste inférieure à 1 %.

Les matériaux sont constitués de limons, argiles, sables fins à grossiers quartzo-feldspathiques, graviers et galets de quartz, silex, roches cristallines. L'épaisseur du remblaiement varie entre les 5 à 10 m d'épaisseur.

Fz. Alluvions récentes du lit majeur. Ces alluvions entaillent uniquement les formations oligocènes. Cependant, la forte proportion de colluvions, provenant des formations bourbonnaises, situées au-dessus, viennent alimenter les alluvions récentes Fz. Ainsi, les matériaux, soit sableux avec graviers et galets, soit argileux (limons de débordement) proviennent des formations précédemment citées. Ces alluvions sont constituées d'éléments quartzo-feldspathiques, volcaniques, quartziques et silexiques. Comme pour l'ensemble des nappes alluviales, le matériel est sensiblement granocroissant vers la base. L'épaisseur des remblais alluviaux est d'environ 10 mètres.

L'altitude des alluvions Fz varie entre 275 m pour les dépôts les plus élevés, situés au niveau des bordures du bassin, à des altitudes avoisinant les 250 m dans la plaine. Il s'avère que la pente des alluvions récentes, à l'instar des alluvions anciens Fy, est plus élevée aux abords des massifs montagneux qu'au niveau de la plaine, cependant cette dernière reste faible et ne dépasse pas le pourcent.

C-F. Colluvions et alluvions de fond de vallon. Les colluvions qui comblent les fonds de vallons et, dans certains cas, les bas de versant sont évidemment assez hétérogènes. Suivant la nature des formations qui les alimentent, il s'agit d'argiles, de sables ou de galets noyés dans une matrice argilo-sableuse. Leur consolidation est fréquente à la base du profil.

Les indications d'épaisseur font défaut ; il a toutefois été observé, lors de la création d'étangs, qu'elles pouvaient atteindre plusieurs mètres.

X. Dépôts anthropiques. Lorsqu'ils concernent des déblais comblant d'anciennes carrières, ils n'ont pas été reportés sur la carte. En revanche, les exploitations de marbre encaissé dans les formations tournaisiennes ont laissé des déblais dont les plus importants ont été cartographiés au lieu-dit la Carrière. L'exploitation de granulats des Chartiers stocke un vaste tas de stériles dans le flanc nord du vallon.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les terrains paléozoïques du Morvan, comme ceux du Nord-Est du Massif central ou des Vosges, sont situés dans la zone moldanubienne (ou arverno-

vosgienne) de l'orogène varisque (Autran, 1980). L'évolution de cette zone centrale se distingue de celle des zones plus externes (saxo-thuringienne au Nord et sud-armoricaine au Sud-Ouest) par l'existence d'un socle cristallophyllien structuré entre le Cambrien et le Dévonien moyen et par une couverture volcano-sédimentaire déposée entre le Dévonien supérieur et le Viséen supérieur, couverture discontinue, faiblement plissée, non métamorphisée, mais recoupée par deux générations de granitoïdes.

La localisation et la sédimentation des bassins houillers, stéphano-permiens, sont contrôlées par les fractures tardi-hercyniennes.

TERRAINS ANTÉ-DÉVONIEN SUPÉRIEUR

Le socle cristallophyllien du Massif central dont les protolithes ont été identifiés (Ledru *et al.*, 1989), s'est formé à partir d'une épaisse série grauwackeuse et de volcanites basiques et acides accumulée entre le Cambrien et l'Ordovicien inférieur. Cette série, ainsi que des intrusions de granite sont enfouies et soumises à un métamorphisme éclogitique/granulitique (HP, HT) puis rétro-métamorphosées dans le faciès amphibolite au cours de son exhumation tectonique au Dévonien inférieur (Ledru *et al.*, 1989 ; Costa, Masluki, Lardeaux, 1993). Les migmatites et les anatexites apparaissent à cette dernière période par fusion partielle des gneiss.

La surrection et l'érosion des reliefs se terminent au Dévonien moyen, laissant un socle cristallophyllien dont certains témoins sont caractérisés par une richesse relative en alumine (indice d'aluminosité A/CNK variant de 1 à 1,9 pour les gneiss et les anatexites de Chastellux du Nord Morvan.

Avec une température de l'ordre de 700 °C pour une pression de 3-5 kbar calculé pour le couple biotite-grenat du gneiss leucocrate (DJ 2753B), les gneiss du Donjon présentent un métamorphisme de faciès amphibolique.

Géochimie des gneiss du Donjon

Les biotites analysées dans un gneiss leucocrate (DJ 2753B) et dans un gneiss gris (DJ 2753A), ont été analysées à la microsonde électronique. Leurs compositions les placent dans le champ de l'association aluminopotassique à biotite et cordièrite sur le diagramme FeOt-MgO-Al₂O₃ (fig. 12) de P. Rossi et P. Chèvremont (1987). Les biotites des orthogneiss et paragneiss de la série du Charollais se placent également dans ce champ (Donzeau *et al.*, 2001).

Les gneiss ayant faits l'objet d'analyses chimiques (annexe 1) ont des teneurs en SiO₂ qui varient de 61,70 % pour un orthogneiss à biotite (DJ1447) à 74 % pour le gneiss leucocrate à grenat (DJ 2753B) et même

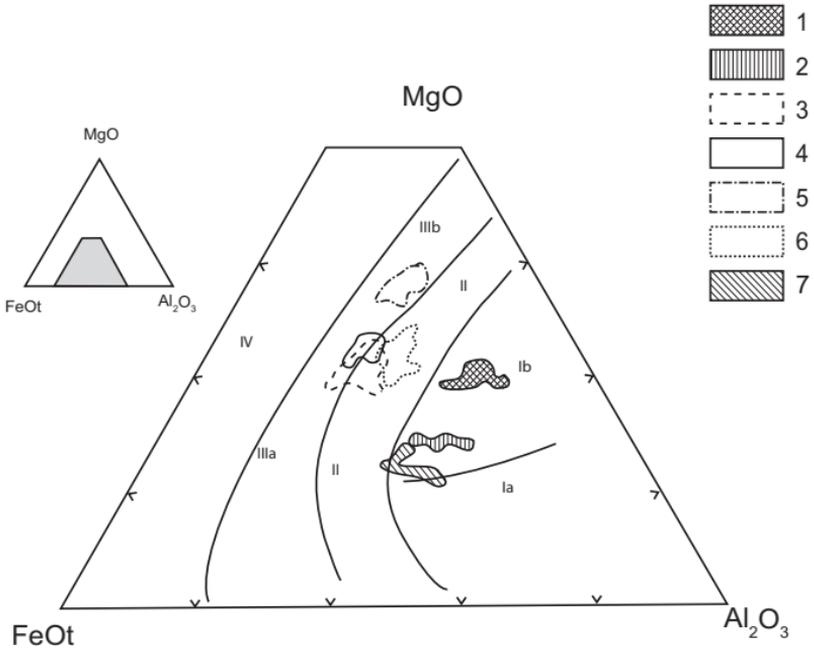


Fig. 12 - Position des biotites, des gneiss, granites, granophyres et microgranites de la feuille Le Donjon dans le diagramme $MgO-FeO(t)-Al_2O_3$
Ia : association aluminopotassique de type Limousin ; Ib : association aluminopotassique de type Guéret ; II : association calco-alcaline ; IIIa : association subalcaline ferro-potassique ; IIIb : association subalcaline magnésio-potassique ; IV : association alcaline. 1 = gneiss ; 2 = gneiss leucocrate à grenats ; 3 = granodiorite de Châtelperron ; 4 = granite de Coulon ; 5 = granite de Sorbier ; 6 = granite de Barrais-Bussolles ; 7 = granophyre (Nature et localisation des échantillons en annexe)

75 % pour un gneiss (DJ2760). Les teneurs en K_2O (3,1 à 5,25 %) sont systématiquement supérieures à celles de Na_2O .

D'après leurs compositions (fig. 13), les gneiss se répartissent dans le champ des gneiss du Morvan (Chastellux + Montjeu) comprenant des gneiss proprement dits occupant la lignée des grauwackes et des gneiss granitisés et des anatexites convergeant avec les termes migmatitiques du Charollais vers le pôle des granites. Le gneiss leucocrate (DJ2753B) proche de ce pôle pourrait dériver d'aplite, tandis que le gneiss siliceux (DJ2760) aurait une origine sédimentaire, arkosique.

L'indice d'aluminosité ACNK varie de 1,13 à 1,81. Ce caractère peralumineux est commun à la majorité des gneiss du socle cristallophyllien du Morvan (Chastellux, Montjeu) et aux roches magmatiques qui en dériveraient par fusion anatexique : granites des batholites de Luzy et des Settons, volcanites du Viséen supérieur, granite de Mayet-de-Montagne (voir plus loin, fig. 17).

Les spectres de terres rares des gneiss présentent des profils contrastés, les uns à affinité granitique avec enrichissement en terres rares légères et anomalie en Europium, les autres à enrichissement plus irrégulier en terres rares légères avec anomalie positive soit en Cérium soit en Europium (fig. 14).

Les grenats analysés dans les gneiss leucocrates du secteur de Montapeine (fig. 15), (4) ont des compositions identiques à celles des grenats des gneiss à sillimanite et cordiérite du Massif central, ainsi qu'à celles des grenats des volcanites du Viséen supérieur (tufs anthracifères) de la région de Roanne (Bertaux, 1982) et du Morvan (Delfour, 1989).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DINANTIENNES

Les premiers sédiments de plate-forme marine peu profonde, supposés transgressifs sur le socle cristallophyllien sont les calcaires et dolomies fossilifères du Frasnien, précédés localement par un volcanisme acide d'âge également frasnien (Calvez *et al.*, 1985). Durant le Famennien s'installe une sédimentation silteuse d'origine terrigène largement perturbée par des épanchements de laves basaltiques et andésitiques, des protrusions dacitiques et de puissants niveaux de tufs associés. Ce volcanisme calco-alkalin se poursuit au Tournaisien, moins intense et plus localisé, toujours intercalé dans la même sédimentation silteuse en continuité stratigraphique avec celle du Famennien.

L'apparition de bancs de grès et de conglomérats intercalés dans les siltites contenant une flore strunienne, marque la reprise de l'érosion sur des parties émergées du socle cristallophyllien et le début du Carbonifère.

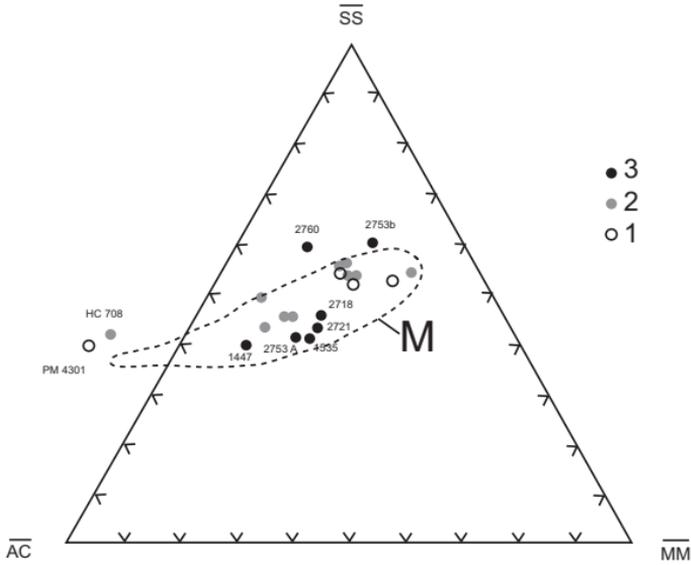


Fig. 13 - Position des gneiss du Donjon dans le diagramme SS-AC-MM, extension du diagramme Quartz-Plagioclase-Feldspath potassique

Le calcul des paramètres est le suivant : $SS_ = SS - 2AA/3 + 4CC/3$,

$AC_ = 3CC$, $MM_ = MM$: c'est à dire

$SS = Si - Al - 2Fe/3 - 2Mg/3 + 2Ca$

$AA = 8Fe/3 + 3Na$

$MM = 2Al - Fe - Mg - 4Ca - 2Na + K$

$CC = Ti + 8Mg/3 + 3Ca$

Les nombres cationiques Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Na, K sont recalculés en millications pour 100 grammes de roche. 1 = Charollais (PM4B01: éclogite) ; 2 = Montjeu (HC708 : amphibolite) ; 3 = Donjon ; M = champ des gneiss du Morvan. (Nature et localisation des échantillons en annexe)

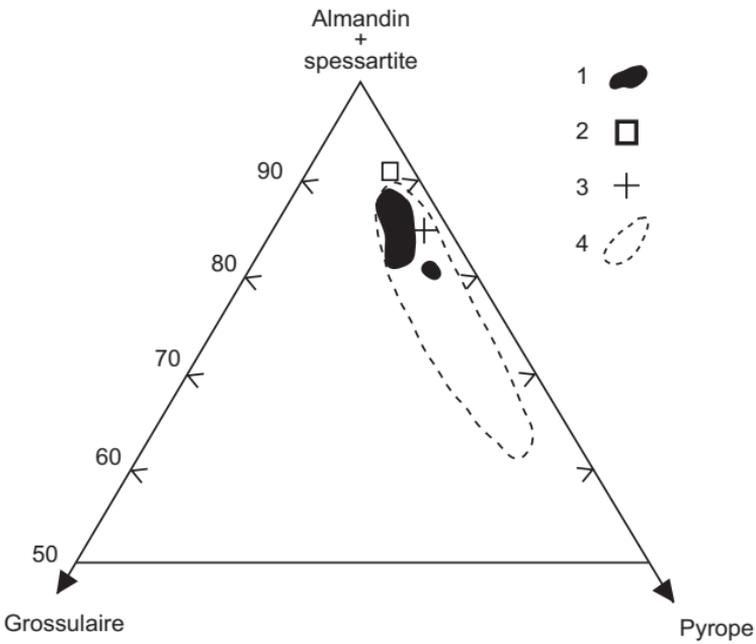


Fig. 14 - Composition des grenats des gneiss du Donjon

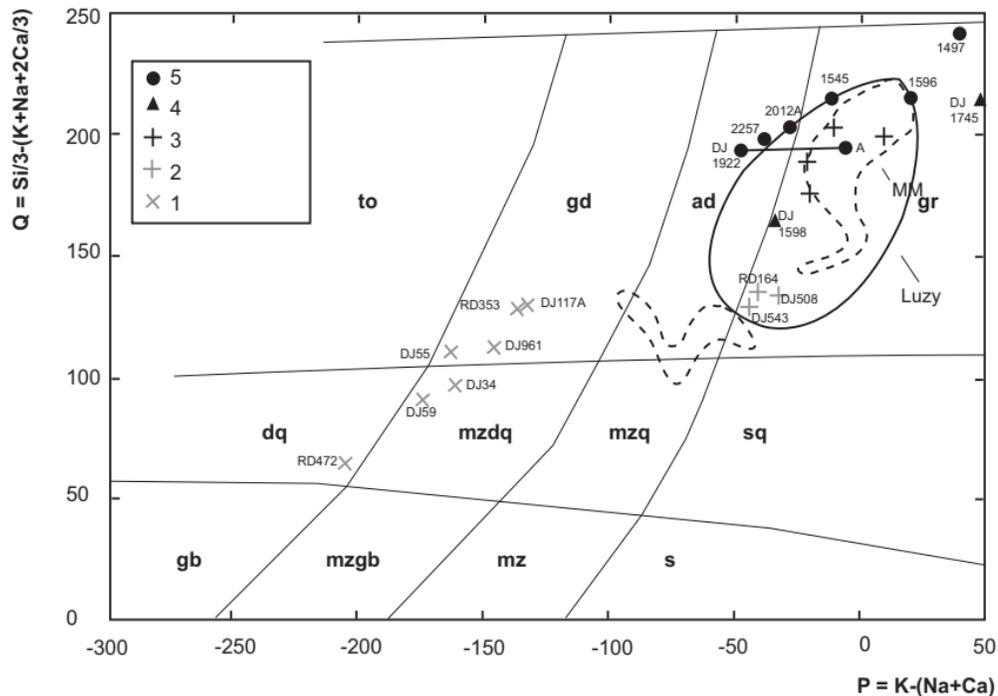
1 = champ des grenats du gneiss leucocrate

2 = composition moyenne des grenats de gneiss à sillimanite et cordiérite du Massif central (Bertaux, 1982)

3 = grenat de migmatite à sillimanite (Bertaux, 1982)

4 = champ des grenats des tufs anthracifères du Forez et du Morvan ((Bertaux, 1982 ; Delfour, 1989)

(Nature et localisation des échantillons en annexe)



Ce diagramme de nomenclature, modifié d'après de La Roche (1964), utilise les paramètres $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca)/3$ et $P = K - (Na+Ca)$ exprimés en atome-gramme*1000 pour 100 grammes de roche. Q représente la silice non liée aux feldspaths c'est à dire la proportion de quartz dans la roche, P les proportions relatives de feldspath potassique (K) et de plagioclase (Na+Ca). Champs de référence de Debon et Le Fort (1982) : to = tonalite, gd = granodiorite, ad = adamellite, gr = granite, dq = diorite quartzifère, mzdq = monzodiorite quartzifère, mq = monzonite quartzifère, sq = syénite quartzifère, gb = gabbro, mzgb = monzogabbro, mz = monzonite, s = syénite. 1 = Châtelperron et Coulon ; 2 = Sorbier ; 3 = Barrais - Bussolles ; 4 = microgranite ; 5 = granophyre. Luzy = champ des granites du batholite de Luzy ; SD = champ de la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux ; MM = champ du monzogranite de Mayet-de-Montagne ; RD = échantillons Di Nota (1970). (Nature et localisation des échantillons en annexe)

Fig. 15 - Diagramme Q-P pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon

Au Tournaisien les alternances répétées de sédiments clastiques plus ou moins grossiers et de sédiments fins, caractérisent un domaine épicontinental, deltaïque, subsident, alimenté par des apports successifs et souvent brutaux des matériaux érodés sur des aires continentales où le climat favorise la végétation, mais les conditions de transport des sédiments sont peu propices à la conservation des restes organiques.

Sur le territoire de la feuille du Donjon, seul le Tournaisien est représenté par ses alternances de siltites, de grès et de conglomérats. Si les roches volcaniques y sont presque absentes, on note cependant un relatif grand développement des dépôts de carbonates. Ces marbres blancs, cristallins, non fossilifères se distinguent nettement des calcaires frasniens de Diou et Gilly-sur-Loire affleurant sur le territoire de la feuille voisine de Dompierre-sur-Besbre. Leurs caractères pétrographiques et leur mode gisement interstratifié dans les assises tournaisiennes sont semblables à ceux des marbres du faisceau du Morvan (Le Puits, Champ-Robert, Argentolle) pour lesquels une origine hydrothermale de type sources encroûtantes est proposée compte tenu de leur environnement volcano-sédimentaire plus marqué.

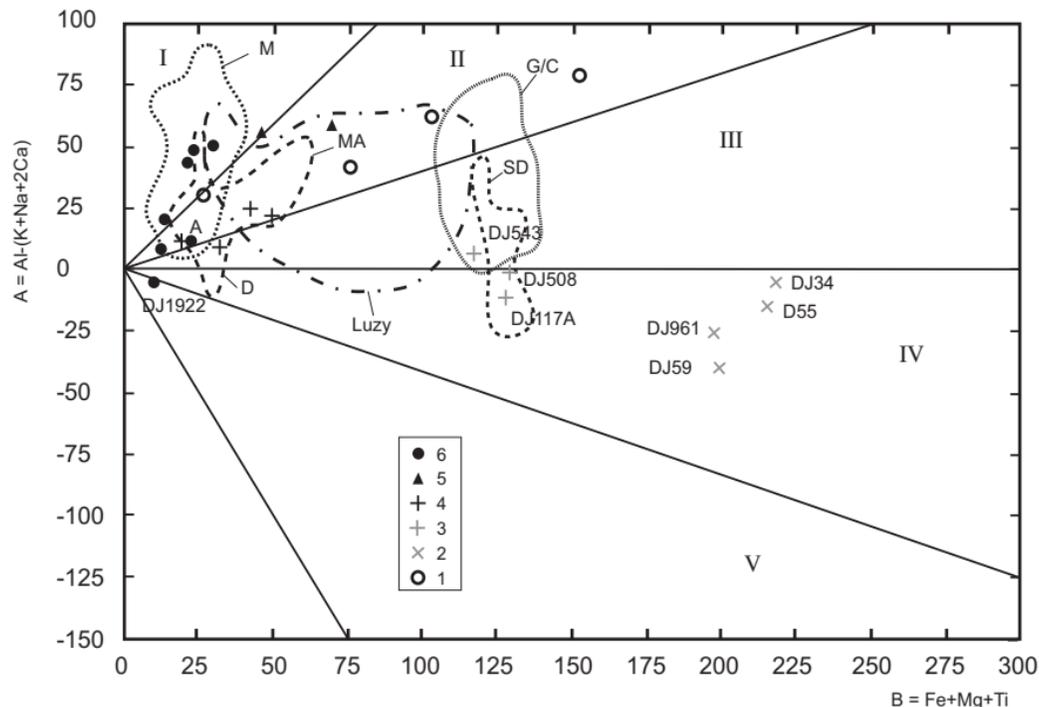
GRANITOÏDES INTRUSIFS DU TOURNAISIEN SUPÉRIEUR - VISÉEN INFÉRIEUR

Dans le Nord-Est du Massif central, entre le Viséen inférieur et le Namurien, deux générations de granite forment des massifs allochtones installés de préférence entre le socle gneissique et la couverture volcano-sédimentaire dévono-dinantienne. Ces granites sont issus de la fusion anatectique du socle gneissique et sont montés à la faveur des zones de faiblesse ou de cisaillement affectant le bâti gneissique (Rolin et Stussi, 1991). La première génération comprend des granites sub-alcalins monzonitiques datés autour de 345 Ma, d'origine crustale et à contamination mantellique (ex. : Gien-sur-Cure daté 346 ± 7 Ma, Supply, 1985). La seconde génération datée 330-320 Ma, est représentée par des granites alumino-potassiques, des leucogranites d'origine crustale dont un exemple est donné par le leucogranite de la Pierre-qui-Vire, daté 327 ± 5 Ma (Supply, 1985) avec un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = 0,7110 ± 15 (Duthou *et al.*, 1984) qui est en accord avec l'hypothèse d'une source crustale pour ces roches.

Géochimie des granitoïdes du horst de Saint-Léon

Situés dans le prolongement du granite de Grury (batholite de Luzy), les granitoïdes du horst de Saint-Léon pourraient appartenir à la première venue magmatique datée autour de 345 Ma.

Sur le diagramme triangulaire $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$ (fig. 12) qui prend en compte les teneurs en pourcentages d'oxydes, les biotites des granodiorites



Ce diagramme permet la distinction des associations magmatiques cafémique, alumino-cafémique et alumineuse et leur répartition dans les deux domaines métalumineux et peralumineux. Basé sur les "minéraux caractéristiques" autres que le quartz et les feldspaths, les paramètres $A = Al-(K+Na+2Ca)$ et $B = Fe+Mg+Ti$ sont exprimés en atome-gramme*1000 pour 100 grammes de roche. Le paramètre A représente l'indice d'aluminosité, le paramètre B la proportion en minéraux sombres (biotite, amphibole, pyroxène). Secteur I = muscovite > biotite, secteur II = biotite > muscovite, secteur III = biotite seule, secteur IV = biotite + hornblende, secteur V = clinopyroxène + hornblende. 1 = gneiss Donjon ; 2 = Châtelperon et Coulon ; 3 = Sorbier ; 4 = Barrais-Bussolles ; 5 = microgranite ; 6 = granophyre. G/C = champ des granitoïdes de Gien / Cure ; SD = champ de la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux ; MA = champ du monzogranite Mayet-Arfeuilles ; D = champ du monzogranite Droiturier ; M = champ du leucogranite de Mesvres. (Nature et localisation des échantillons en annexe)

Fig. 16 - Diagramme A-B pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon

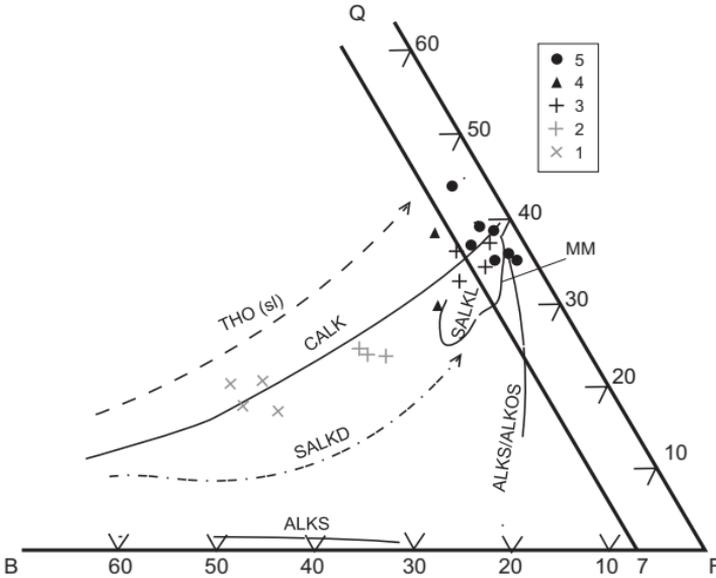


Fig. 17 - Diagramme Q-F-B pour les roches plutoniques de la feuille Le Donjon

Ce diagramme de Debon et Le Fort (1982) permet la distinction entre les diverses associations magmatiques cafémiennes : ALKS = association alcaline saturée, ALKOS = association alcaline sursaturée, SALKD = association subalcaline (monzonitique) sombre, SALKL = association subalcaline (monzonitique) claire, CALK = association calc-alcaline (granodioritique), THO = association tholéiitique. Il utilise les paramètres $Q = Si_3 / (K + Na + 2Ca/3)$, $B = Fe + Mg + Ti$ et $F = (555 - (Q + B))$ exprimés en atome-gramme*1000 pour 100 grammes de roche. Q représente la silice non liée aux feldspaths c'est à dire la proportion de quartz dans la roche, B la proportion en minéraux sombres (biotite, amphibole, pyroxène), F la proportion en feldspaths et muscovite : 1 = Châtelperron et Coulon ; 2 = Sorbier ; 3 = Barrais-Bussolles ; 4 = microgranites ; 5 = granophyres ; MM = champ des granites du Mayet-de-Montagne (Peyrel, 1981). (Nature et localisation des échantillons en annexe)

de Châtelperron (DJ 34, DJ55 et DJ1046A) et de Coulon (DJ116 et DJ117A) se situent sur la limite entre le champ de l'association subalcaline magnésio-potassique et celui de l'association calco-alcaline, les biotites de granodiorite étant un peu plus riches en fer empiétant sur le champ de l'association subalcaline ferro-potassique. Les biotites du granite de Sobier (DJ508 et DJ543) se placent plus nettement dans le champ de l'association subalcaline magnésio-potassique.

Les quatre analyses chimiques de roches effectuées sur la granodiorite de Châtelperron (DJ34, DJ55, DJ59 et DJ961, annexe 1) placent celles-ci dans les granodiorites et monzodiorites quartziques dans la grille de classification de F. Debon et P. Le Fort (fig. 16). Les teneurs en SiO_2 varient de 55,7 à 58,10 %, celles en Al_2O_3 restent autour de 17 %, celles en Fe_2O_3 diminuant de 10,10 à 8,15 %. Les teneurs en CaO et Na_2O (avec $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) sont assez élevées comparées à celles en Al_2O_3 donnant à ces roches un caractère métalumineux, l'indice d'aluminosité A/CNK variant de 0,89 à 0,99.

Avec 64,30 % de SiO_2 et une teneur en Al_2O_3 moins élevée (15,90 %), la granodiorite de Coulon (DJ117A) conserve le caractère métalumineux ($\text{CaO} = 4,05$ % et $\text{Na}_2\text{O} = 3,7$ % pour $\text{K}_2\text{O} = 2,75$ %) ; son indice d'aluminosité A/CNK étant égale 0,97.

Les granitoïdes ont des teneurs en Sr et Ba de 3 à 4 fois plus élevées que celles des granitoïdes du domaine de Barrais-Bussolles.

Sur le diagramme A-B (fig. 17), les granodiorites de Châtelperron se placent dans le domaine métalumineux et plus particulièrement dans le secteur à biotite et hornblende, en accord avec leur composition minéralogique observée au microscope. L'échantillon de granodiorite de Coulon se place également dans le domaine métalumineux mais à contenu en minéraux sombres plus faible que la granodiorite de Châtelperron.

Le granite de Sorbier (DJ508, DJ543, annexe 1) présente des teneurs modérées en SiO_2 (65,40 %) et des teneurs en K_2O plus fortes que celles en Na_2O et CaO. Ce granite se situe dans la grille de classification de F. Debon et P. Le Fort dans le champ des granites proche des adamellites (fig. 16). Les indices d'aluminosité A/CNK égales respectivement à 1 et 1,03 le place à la limite des domaines métalumineux et peralumineux.

Sur le diagramme A-B, ce granite se place dans le domaine peralumineux, mais proche de la limite avec celui métalumineux, pour une roche à biotite seule (fig. 17).

Le groupe formé par les granitoïdes du horst de Saint-Léon suit assez bien la lignée calco-alcaline définie par F. Debon et P. Le Fort et donc distincte des

champs occupés par les granites du batholite de Luzy (granites de Luzy *s.s.*, Grury, Issy) ; seul le champ de la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux (zone axiale du batholite) recouvre les granites de Coulon et Sorbier. Ce diagramme montre donc d'une part la parentée magmatique des trois intrusions de granitoïdes et d'autre part leur individualité comparée aux autres granites du Morvan dont les caractères peralumineux sont hérités des gneiss par fusion anatectique.

Cette individualité se confirme sur le diagramme Q-B-F (fig. 18) où les granitoïdes du horst de Saint-Léon suivent la lignée calco-alkaline distincte de celle sub-alkaline tracée par les granitoïdes du batholite de Luzy.

Les spectres de terres rares des granodiorites de Châtelperron et de Coulon, très proches, ont un profil typique de granite calco-alkalin/sub-alkalin avec un enrichissement en terres rares légères (rapport roche/chondrites > 100), une faible anomalie négative en Europium et un fractionnement modéré en terres rares lourdes (fig. 19). Le granite de Sorbier se distingue par des teneurs plus faibles en terres rares légères et une anomalie négative plus forte en Europium ; son profil reste néanmoins celui d'un granite sub-alkalin. Le rapport La/Yb va en décroissant avec la basicité : 23,4 pour le granite de Sorbier, 12,4 pour la granodiorite de Coulon et 9,8 à 8,28 pour celle de Châtelperron.

Dans l'hypothèse d'une origine magmatique par fusion crustale, l'individualité des granitoïdes du horst de Saint-Léon peut être recherchée dans l'hétérogénéité du soubassement cristallophyllien qui contient des niveaux de roches basiques (amphibolite, granite à hornblende) à l'origine de l'anomalie magnétique de Moulins (Weber, 1973).

GRANITOÏDES INTRUSIFS DU VISÉEN SUPÉRIEUR-NAMURIEN

Les granitoïdes du domaine de Barraix-Bussolles appartiennent à l'extrémité nord du massif de Mayet-de-Montagne dont l'étude comparée avec les autres granites rouges du Nord-Est du Massif central (Charollais, Beaujolais, Lyonnais) a permis d'en définir les principaux caractères (Peyrel, 1981 ; Peyrel, Didier, 1983).

Le massif de Mayet-de-Montagne présente trois faciès granitiques :

- le faciès Mayet-Arfeuilles, un monzogranite porphyroïde à grands feldspaths potassiques qui s'étend dans la partie est du domaine de Barraix-Bussolles ;
- le faciès Droiturier, un monzogranite équigranulaire qui occupe plus largement l'Ouest de ce domaine ;
- le faciès de Saint-Prix, un granite aplitique intrusif dans les précédents et représenté ici par le granite granophyrique du Bois de la Chassigne.

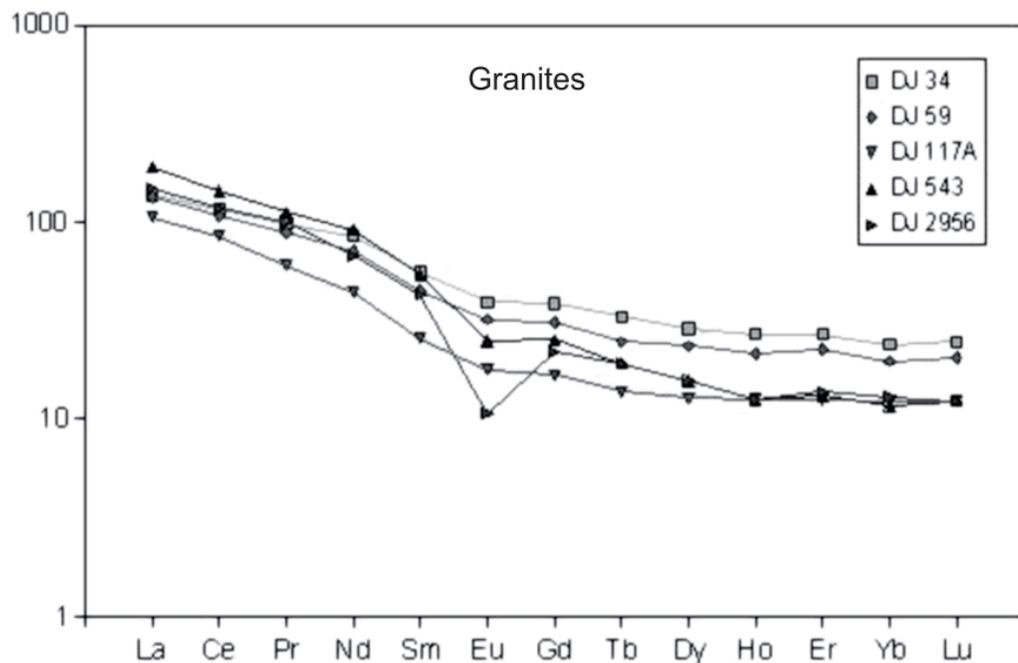


Fig. 18 - Spectre de Terres Rares normalé aux chondrites pour les granitoïdes du horst de Saint-Léon et du domaine de Barrais-Bussolles (Valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989 - Nature et localisation des échantillons en annexe).

Granophyres et Microgranites

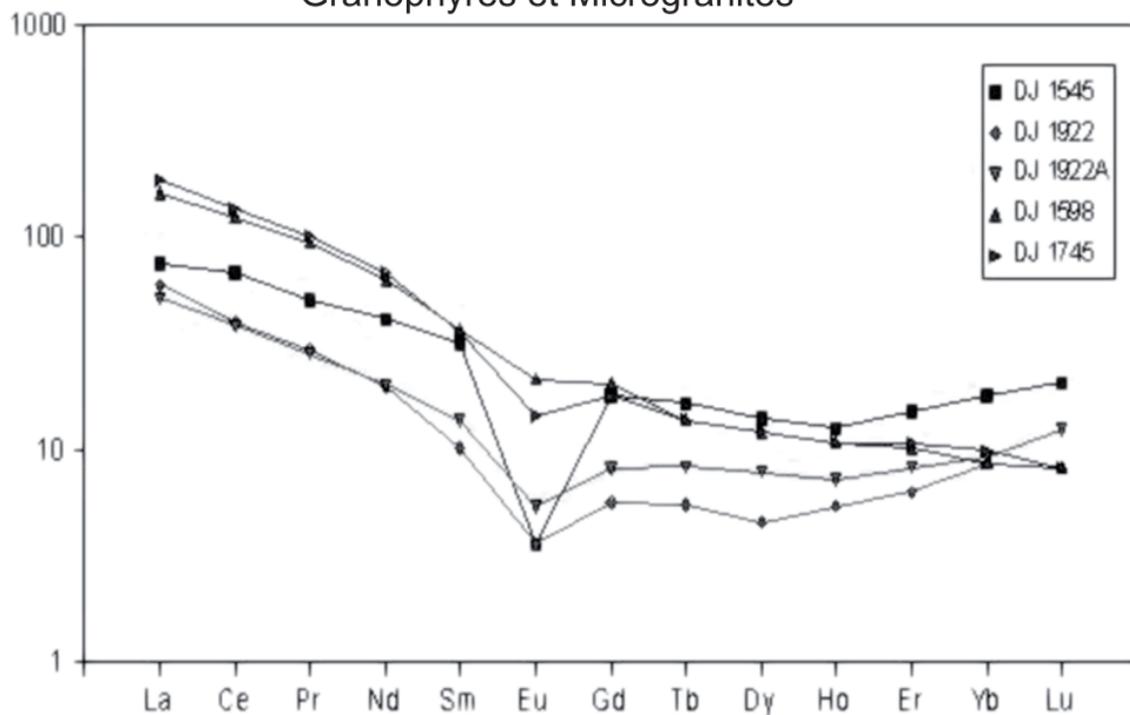


Fig. 19 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites pour les granophyres et microgranites du domaine de Barrais-Bussolles

Les granites de Mayet-Arfeuilles et Droiturier sont des granites calco-alcalins à sub-alcalins potassiques. Le rapport $K_2O/Na_2O > 1$ leur confère une tendance shoshonitique. Le plagioclase varie de An10 à An28. La biotite (analyse microsonde) est celle de l'association sub-alcaline. La hornblende actinolitique est présente. La typologie des zircons les répartit dans l'aire des associations calco-alcalines potassiques, proche de celle qu'occupent les granites des types Balagne-Ballons. L'âge Rb/Sr de 297 ± 11 Ma (Sri = $0,7093 \pm 0,0007$) calculé pour le monzogranite (Didier, Peyrel, 1980) est discuté par M. Binon et C. Pin (1989) à partir des résultats Rb/Sr et U/Pb proposant un âge de 330 Ma.

On peut considérer que les dernières datations sur zircon (Guerrot, 2004) et monazite (Cocherie, 2004) indiquent une mise en place au Viséen supérieur (334-330 Ma) des faciès granitiques d'Arfeuille-Mayet et Droiturier.

Ce massif allochtone de granite, mis en place dans des conditions superficielles à une profondeur inférieure à 3 km et à 850 °C, a une origine mixte suggérée par un rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7087$ (Bonin et Pin, 1989). Il serait issu de la fusion de la partie inférieure de la croûte continentale induite par des montées mantelliques lors des grands écaillages intracrustaux NE-SW qui suivent la collision continentale éocarbonifère et qui marquent la phase majeure de structuration de la chaîne.

Géochimie du granite porphyroïde

Les biotites du granite largement porphyroïde de la zone axiale du secteur des Vichys (type Mayet-Arfeuilles : DJ2584) et celles du type Droiturier (DJ2956) sont distribuées dans le champ de l'association calco-alcaline (fig. 12).

Bien que dispersés à travers le domaine de Barrais-Bussolles, les quatre échantillons de granite porphyroïde présentent une relative identité chimique (annexe 1) caractérisée par des teneurs élevées en SiO_2 (72,1 à 76,5 %), des teneurs modérées en Al_2O_3 (12,1 à 13,8 %) et de faibles teneurs en Fe_2O_3 (1 à 2,0 5%), MgO et CaO. Le caractère potassique est marqué par les teneurs en K_2O (4,9 à 5,3 %) supérieures à celles en Na_2O (2,7 à 3,55 %). Son indice d'aluminosité A/CNK variant de 1,04 à 1,11 le place dans les granites peralumineux.

Ces quatre échantillons de granite (DJ 1482, DJ 2140, DJ 2584, DJ 2956) se place dans le champ granitique sur la grille de classification (fig. 16) et plus particulièrement dans le champ délimité par le granite de Mayet-de-Montagne (Peyrel, 1981).

Le diagramme A-B (fig. 17) met en évidence le caractère peralumineux de ce granite et la répartition du faciès Droiturier et des deux échantillons

correspondant DJ1482 et DJ2956 dans le champ des leucogranites, indépendamment du faciès Mayet-Arfeuilles représenté par DJ2140 et DJ2584. Ce dernier faciès que recouvre le champ des granites du batholite de Luzy et plus largement encore celui des gneiss du socle cristallophyllien traduirait la part importante de la fusion des roches métamorphiques dans la genèse de cette seconde génération de granites.

Sur le diagramme Q-B-F, la distribution verticale des quatre échantillons du domaine de Barraix-Bussolles et celle du granite de Mayet-de-Montagne est caractéristique de la lignée sub-alkaline (monzonitique) se terminant par des termes leucogranitiques (fig. 18).

Le spectre de terres rares du granite présente un profil qui le rattache aux granites sub-alkalins (roche/chondrite > 100). L'anomalie négative en Europium est assez prononcée (fig. 19), associée à faible fractionnement des terres lourdes, le rapport La/Yb étant égal à 6,06.

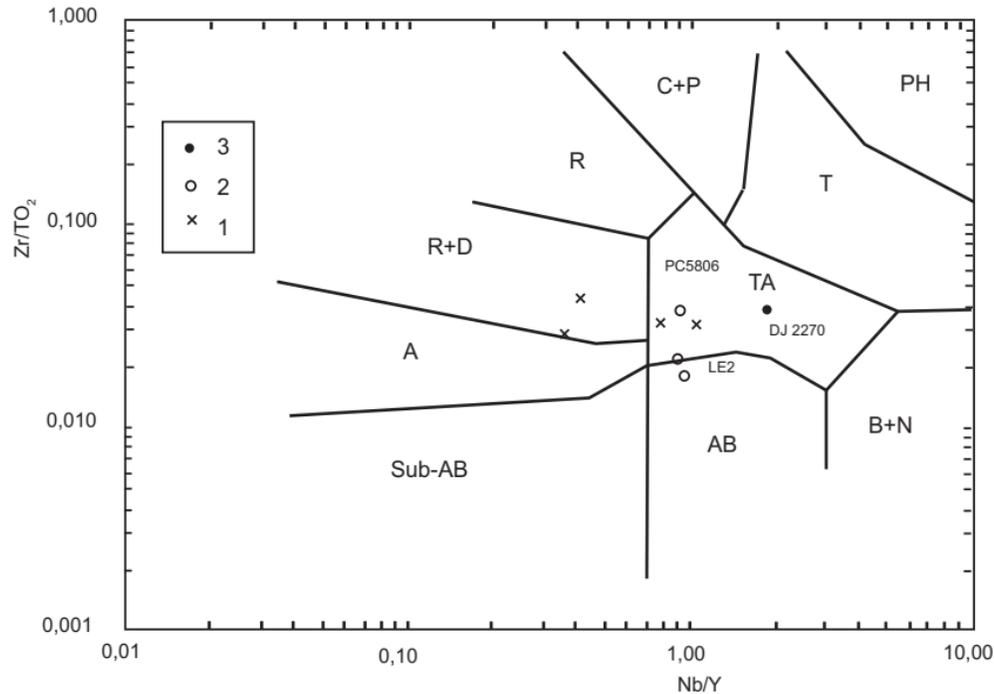
FORMATIONS INTRUSIVES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR

Intrusifs dans le granite du Mayet-de-Montagne et antérieurs aux dépôts stéphaniens, les stocks et filons de granophyre témoignent de la persistance d'une activité magmatique ayant les mêmes sources que les leucogranites. En l'absence de datations isotopiques, on ne peut trancher entre la phase finale de ces intrusions leucogranitiques et une mise en place lors de la distension crustale post-namurienne/anté-stéphaniennne pendant laquelle s'ouvrent des fractures subméridiennes et où s'installent les filons de microgranites à deux micas du Morvan (Delfour, Guerrot, 1997, Delfour *et al.*, 1997).

Géochimie des granophyres

Seules les biotites du granite granophyrique du Bois de la Chassigne (DJ1545) ont été analysées à la microsonde électronique, leurs compositions les placent dans le champ de l'association aluminopotassique (fig. 12).

Le granite granophyrique du massif de la Chassigne (DJ1545) a une composition chimique (annexe 1) comparable à celles des granophyres en filons. Les teneurs en SiO₂ (74,7 à 77,6 %) sont supérieures à celles du granite de Barraix-Bussolles, alors que les autres éléments sont du même ordre de grandeur : Al₂O₃ = 12,3/12,6 %, Fe₂O₃ = 0,7/0,83 %, MgO = 0,1 %, CaO = 0,38/0,48 %, Na₂O = 3,3/3,9 %, K₂O = 4,5/4,75 %. Les indices d'aluminosité A/CNK varient de 1,04 à 1,25. À noter le cas du filon de granophyre pour lequel l'indice est de 0,98 au cœur grenu du filon (DJ1922) et de 1,05 dans sa bordure rubanée (DJ1922A).



Sub-AB = basalte sub-alkalin , A = andésite, R+D = rhyodacite + dacite, R = rhyolite, AB = basalte alcalin, TA = trachyandésite, C+P = commendite +p antellérite, B+N = basanite + trachybasanite + néphéline, T = trachyte, P = phonolite. 1 = volcanisme stéphanien du nord-ouest du Massif central (Hottin *et al.*, 1992) ; 2 = volcanisme stéphanien de la bordure nord du bassin d'Autun (LE2 : Delfour *et al.*,1993 ; PC5806 : Chèvremont *et al.*, 1999) ; 3 = trachyandésite des Bourrachots. (Nature et localisation des échantillons en annexe)

Fig. 20 - Position du trachyandésite des Bourrachots dans le diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂

D'après la classification de F. Debon et P. Le Fort (fig. 16), les granites granophyriques et granophyres définissent une lignée adamellite-granite indépendante des granites du Mayet-de-Montagne. Leurs caractères peralumineux et leucogranitiques sont bien exprimés sur le diagramme A-B (fig. 17) coïncidant avec ceux des leucogranites alumino-potassiques telles que celui de Mesvres dans le massif de Luzy. Sur le diagramme Q-B-F (fig. 18), les granophyres présentent dans le champ des leucogranites un enrichissement en quartz semblable à celui suivi par l'association alcaline saturée.

Les profils des spectres de terres rares (fig. 20) sont également caractéristiques des granites alumino-potassiques : rapport roche/chondrite autour de 50, forte anomalie en europium et enrichissement en terres rares lourdes. Le rapport La/Yb est égal à 6,06.

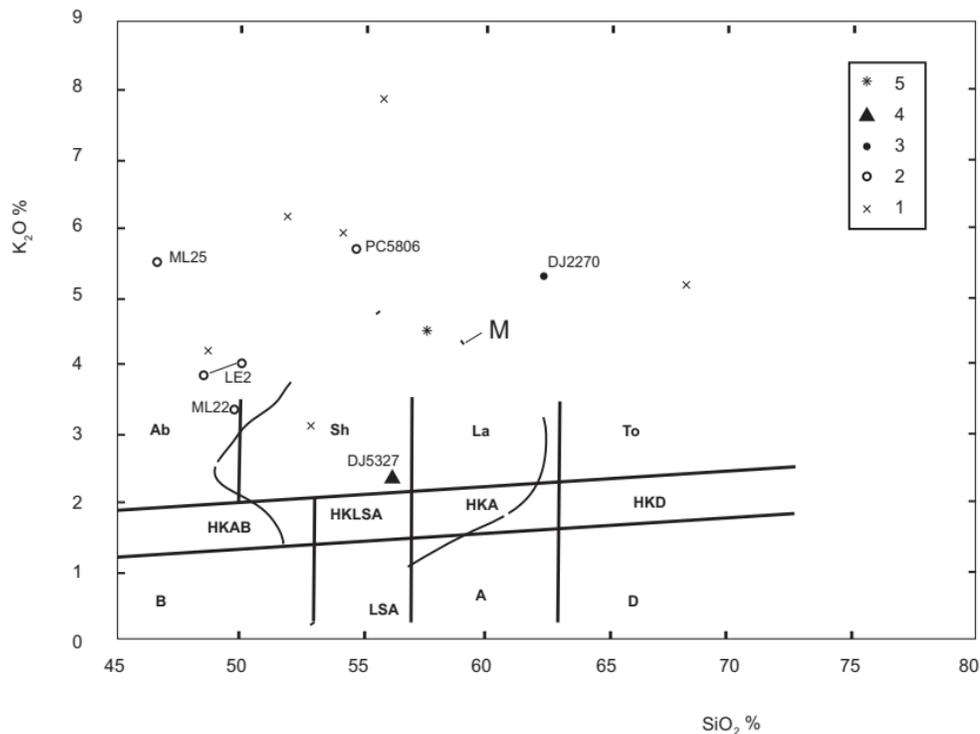
Le granite granophyrique de la Chassigne et les granophyres appartiennent à la même venue magmatique, alumino-potassique à muscovite et biotite. La mise en place de ces intrusions selon les directions NE-SW à N-S et sécantes sur le granite de Barrais-Bussolles, se serait faite lors d'une extension post-namurienne et anté-stéphaniennne. Ils seraient contemporains des microgranites à deux micas du Morvan (Delfour et Guerrot, 1997). Ils marqueraient une réactivation magmatique à teneur constante en alumine et augmentation de la silice avec apparition de muscovite (de La Roche, Stussi et Chauris, 1980).

Géochimie des microgranites

Les deux microgranites présentent des différences dans leurs compositions chimiques (annexe 1). Le microgranite en grands filons N-S du secteur de Quirielle (DJ1598) contient 69 % de silice, 15,2 % d'alumine, 3,5 % de Na₂O et 4,4 % de K₂O. Le filon du secteur Le Cerisier (DJ1745) se distingue par des fortes teneurs en SiO₂ : 73,5% et en K₂O : 5,7 %. Sur le diagramme Q-P (fig. 16), DJ1598 est proche de l'adamellite tandis que DJ1745 s'apparente aux granophyres. Tous deux restent des roches peralumineuses à biotite > muscovite (fig. 17) qui suivent la tendance de l'association sub-alcaline (fig. 18).

Des profils de terres rares du type granite à biotite (roche/chondrite > 100), un fractionnement régulier des terres rares légères et lourdes (La/Yb = 26,9) et une anomalie modérée en europium les distinguent des granophyres (fig. 20).

Les microgranites du secteur de Quirielle pourraient représenter les termes les plus évolués de la venue granophyrique. Les filons du secteur Le Cerisier d'orientation parallèle au bassin houiller et proche du trachyandésite des



B = basalte, LSA = andésite pauvre en silice, A = andésite, D = dacite, R = rhyolite, HKAB = basalte riche en potasse et alumine, HKLSA = andésite riche en potasse et pauvre en silice, HKA = andésite riche en potasse, HKD = dacite riche en potasse, Ab = absarokite, Sh = shoshonite, La = latite, To = toscanite. 1 = volcanisme stéphanien du nord-ouest du Massif central (Hottin *et al.*, 1992) ; 2 = volcanisme stéphanien de la bordure nord du bassin d'Autun (ML22, ML25 : Michel-Lévy, 1908 ; LE2 : Delfour *et al.*, 1993 ; PC5806 : Chèvremont *et al.*, 1999) ; 3 = trachy-andésite des Bourrachots ; 4 = lamprophyre des Chartiers ; 5 = lamprophyre daté 330 Ma (Bellotto S., Zimmermann J.L., 1983) ; M = champ des lamprophyres du Morvan. (Nature et localisation des échantillons en annexe)

Fig. 21 - Position du trachyandésite des Bourrachots et du lamprophyre des Chartiers dans le diagramme K₂O vs SiO₂

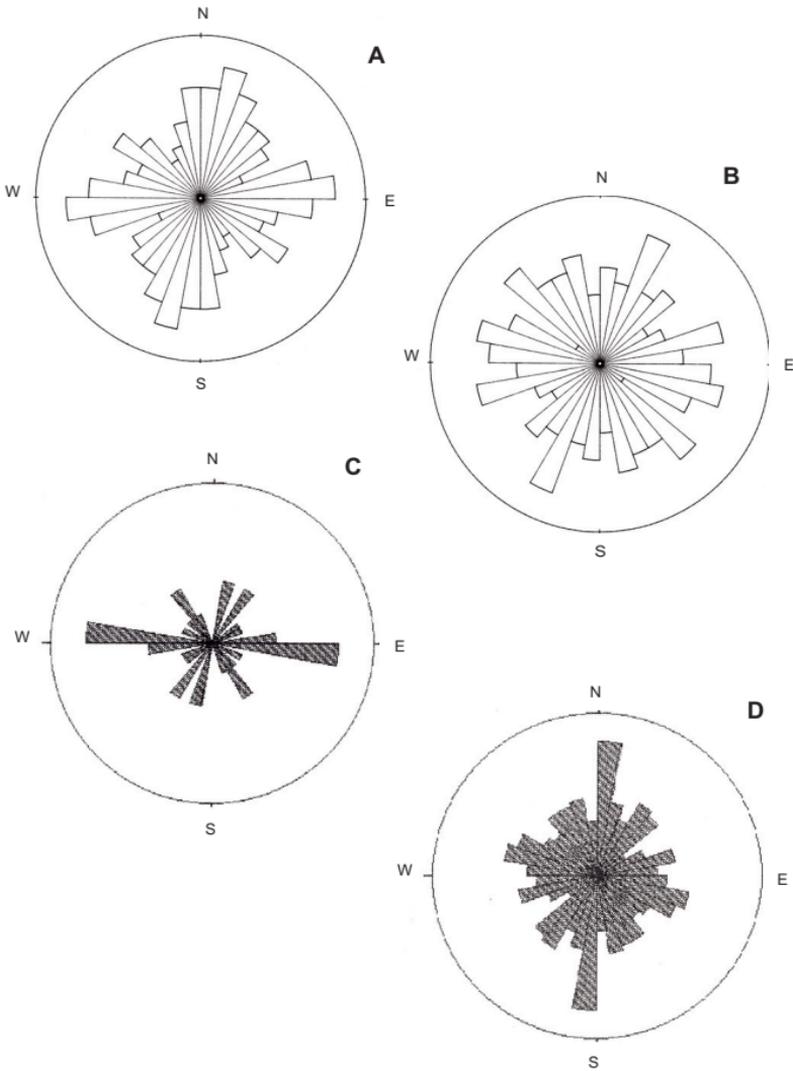


Fig.22 - Diagrammes de distribution des diaclases dans les roches paléozoïques de la feuille Le Donjon

a) dans les sédiments du Tournaisien-Viséen inférieur du horst de Saint-Léon, 147 mesures, cercle amplitude de 10%. b) dans les granitoïdes du horst de Saint-Léon, 122 mesures, cercle amplitude de 10%. c) dans les gneiss du Donjon, secteur Le Donjon-Les Bourrachots, 17 mesures, cercle amplitude de 30%. d) dans les granitoïdes du domaine de Barrais-Bussolles, 282 mesures, cercle amplitude de 25%.

Bourrachots, pourraient s'apparenter à des termes acides liés au volcanisme stéphano-permien.

VOLCANISME STÉPHANIEN

Géochimie du volcanisme stéphaniien

La composition chimique du trachy-andésite des Bourrachots (annexe 1, DJ2270) révèle une roche riche en potasse (5,30 %) et assez semblable aux roches volcaniques de la bordure nord du bassin d'Autun rapportées au Stéphanien (fig. 21). Le phénomène de silicification secondaire qui affecte cette roche l'éloigne de la composition shoshonitique (fig. 22) présentée par la plupart des volcanites stéphaniennes du nord du Massif central ainsi que par celles des Alpes (Banzet *et al.*, 1985).

Géochimie des lamprophyres

Sur le diagramme de classification des roches volcaniques potassiques (fig. 22), le filon de lamprophyre des Chartiers a une composition de shoshonite et se place au milieu du champ des lamprophyres du Morvan. Il est probable que ce champ soit formé par au moins deux générations de ces roches filoniennes : une première du Viséen supérieur étant datée 330 Ma (Bellotto, Zimmermann, 1983), la seconde étant liée au volcanisme actif du Stéphanien à l'Autunien.

BASSIN HOUILLER

Le bassin de Bert rejoint le sillon de Blanzay – Le Creusot après ennoyage sous la plaine de la Loire. Ces bassins s'inscrivent dans un large fossé d'effondrement NE-SW au Nord-Est du Massif central long d'une centaine de kilomètres. Ce fossé est affecté par une tectonique intense dont les traits majeurs sur ses lisières nord-ouest et sud-est, sont matérialisés par de grandes failles d'effondrement dont l'ampleur est de l'ordre de 1 000 m au moins. Ces accidents, bien reconnus grâce aux travaux miniers, se présentent comme un train de failles parallèles ou se relayant.

Le gisement de Bert est un bassin houiller limnique d'âge autunien. L'Autunien repose directement sur le socle cristallin, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base ; il n'y a pas de Stéphanien. Il y a donc eu transgression des assises vers le Sud-Ouest, ce dispositif est une bonne illustration de l'inondation autunienne.

La partie septentrionale du gisement est occupée par des grés et conglomérats rouges. Leur épaisseur atteint 500 m au moins : un sondage

implanté dans le Saxonien n'a pas réussi, à cette profondeur, à toucher l'Autunien.

FILONS DE QUARTZ

Du Trias supérieur au Lias inférieur, entre 210 et 180 Ma, la Pangée, le continent unique formé à la fin du Paléozoïque, est soumis à des phénomènes de distension qui réactivent les fractures tardi-hercyniennes (Valette, 1983 ; Baubron *et al.*, 1980). Ces mouvements tectoniques, contemporains de la formation des rifts qui précèdent l'ouverture du futur océan Atlantique, sont accompagnés de venues hydrothermales riches en silice, fluorine et barytine. Dans le Massif central, celles-ci sont réparties dans l'ensemble du bâti hercynien sous forme de filons quartzeux recoupant le socle paléozoïque et sous forme d'amas stratiformes installés dans les premiers dépôts sédimentaires du Mésozoïque (Soulé de Lafont, Lhegu, 1980). Ces concentrations appartiennent à l'enveloppe métallogénique « filons et stratiformes du Nord du Massif central » qui s'étend dans l'espace sur le pourtour du Bassin parisien et dans le temps du Permien supérieur au Lias inférieur (Thibieroz, 1982).

DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

Les dépôts sédimentaires tertiaires se sont préférentiellement accumulés dans les dépressions et tout particulièrement dans les Limagnes.

Des sondages profonds, réalisés par la COGEMA dans le bassin de Moulins (1980) et par la Régie Autonome des Pétroles dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures sur l'ensemble des Limagnes (1960), ainsi que des études géophysiques, ont permis de mettre en évidence la complexité de la structure profonde des Limagnes, constituées de plusieurs fosses séparées par des seuils.

Un haut fond, situé approximativement vers Saint-Pourçain, a permis l'individualisation, au Nord, du bassin de Moulins dont l'histoire géologique est différente du bassin complexe de Vichy/Clermont-Ferrand situé au Sud (fig. 9).

Les principales variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des Limagnes, reconstituées à partir des données de la surface et des sondages profonds, sont résumées sur la figure 3.

Plusieurs cycles sédimentaires se superposent et peuvent localement être incomplets ou absents. Les lacunes de certains faciès et les variations d'épaisseurs sont vraisemblablement liées à des rejeux tectoniques entraînant

l'arrêt ou le ralentissement de la subsidence dans l'ensemble ou dans une partie du bassin.

Dans le bassin de Clermont-Ferrand, D. Giot avait défini sur le plan sédimentologique quatre lithoséquences dénommées de bas en haut A, B1, B2 et C. Cependant, de nouvelles données de forages ont permis, à ce même auteur, de définir six nouvelles séquences s'échelonnant de la séquence S0 à S5 (fig. 10). Chacune d'elles correspond à un cycle sédimentaire.

La séquence S0 serait un terme inférieur à la séquence A et représenterait un cycle d'âge Éocène inférieur à moyen dont la base serait détritique et le sommet calcaire.

Les séquences S1 et S2 correspondent à la séquence A de la stratigraphie précédemment établie. Elles montrent une évolution semblable à la séquence S0 avec des termes détritiques à la base et calcaire à marno-calcaire au sommet. Localement, il est possible d'observer au sein de ces termes marneux des niveaux gypseux.

La séquence S3 regroupe les séquences B1 et B2 et marque la base de l'Oligocène. Elle débute avec de nouvelles arrivées détritiques qui évoluent progressivement à des niveaux marno-calcaires voir localement à des schistes papyracés ou par une série salifère.

L'Oligocène supérieur est marqué par la séquence S4 qui débute avec une base détritique plus ou moins importante selon le lieu du bassin. Cette série évolue progressivement vers des niveaux marneux pouvant contenir au sommet des calcaires concrétionnés semblables à ceux observés au sein de la séquence supérieure.

Enfin, la séquence S5 d'âge Aquitaniens, marque la fin des dépôts tertiaires au sein des bassins clermontois et bourbonnais. Cette série, possède localement une base détritique aux abords des bordures, mais elle est principalement marno-calcaire. Très souvent, ces calcaires concrétionnés se trouvent sous forme d'édifices plus ou moins importants pouvant atteindre le kilomètre.

La nouvelle stratigraphie de la Limagne (Clermontoise et Bourbonnaise), établie par D. Giot, permet de mettre en évidence, par l'individualisation de certaines séquences, de nouvelles phases tectoniques à l'Éocène et à l'Aquitaniens.

Cependant, l'ensemble de cette stratigraphie a été établi d'après des forages effectués au sein de fosses principales du bassin. En bordure des bassins, les termes détritiques étant plus développés, voire parfois les seuls

faciès d'une séquence, il devient difficile de différencier les séquences énumérées ci-dessus.

Dans le bassin de Moulins, l'étude de la flore (Riveline *et al.*, 1988 : charophytes, spores, pollens) confirme la superposition des quatre lithoséquences principales définies en Limagne méridionale, avec à la base de la série une séquence nouvelle (A') reconnue dans un seul sondage (CVG6), un terme inférieur détritique fin (31 m) et un terme supérieur marneux (69 m).

L'étude micropaléontologique (palynoflore et charoflore), faite à partir de l'échantillonnage de 11 forages, confirme la présence de Chattien et de Stampien, prouve l'existence de Ludien et met en évidence, à la base de la série, du Lutétien supérieur et du Bartonien supérieur dans la partie orientale. Quant à la partie occidentale, seul le Bartonien supérieur a pu être reconnu.

Ce résultat implique l'existence de deux sous-bassins :

– à l'Ouest, le sous-bassin de l'Allier d'une épaisseur maximale de 900 m, comportant quatre séquences de type clermontois. Son rejeu aurait débuté au Bartonien supérieur ;

– à l'Est, le sous-bassin de la Loire d'une épaisseur de 1 000 m, dans lequel se dépose, à la base des quatre lithoséquences de type clermontois, la séquence A'. Ce sous-bassin est limité par deux systèmes de failles :

– un accident au Nord-Est aligné sur la Loire, semblant prolonger la faille du Donjon et un accident au Sud-Ouest (Lapalisse-flanc est de l'éperon de Moulins), semblant correspondre à la faille de la Besbre ;

– un accident au Sud-Est (Jaligny-Dompierre), correspondant à la faille de Bourbon-Lancy, et un accident au Nord-Ouest (flanc est de l'éperon de Moulins-Flours).

Postérieurement aux dépôts carbonatés lacustres dont les dernières manifestations, limitées à des aires réduites, sont d'âge Aquitaniens (Saint-Gérard-le-Puy, Montaigu-le-Blin) et antérieurement aux grands épandages fluviaux des sables et argiles pliocènes du Bourbonnais, des dépôts sableux, parfois argilo-carbonatés se sont localement mis en place : la formation de Vendat (feuille Vichy).

Découverte à l'occasion des levés, elle constitue avec d'autres, tels les sables feldspathiques et les sables à chailles de Clermont, les sables et argiles rouges d'Ebreuil, les sables de Givreuil (Moulins) et d'autres hypothétiques placages argilo-sableux (Vichy-Maringues), des jalons qui permettent d'esquisser l'histoire de la période miocène peu connue.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE STRUCTURATION TECTONIQUE

La série métamorphique

Dans le secteur du Donjon comme dans celui des Bourrachots, les orientations relevées pour la foliation métamorphique marquée par les lits de biotite varient de N-S à N160°E avec des inclinaisons fortes de la verticale à 60° vers l'Est ou l'Ouest. Une majorité de pendages est localisée dans la partie orientale du secteur du Donjon, entre les Moulois et les Plantais. À l'Ouest, des Bouquillons aux Bourrachots, les pendages forts vers l'Ouest ou verticaux dominant. De telles directions subméridiennes de foliation semblent également dominer dans les gneiss de Montjeu (feuilles d'Autun et du Creusot) et dans ceux de Chastellux (feuilles de Corbigny, Avallon et Quarré-les-Tombes), dénotant une certaine homogénéité structurale du domaine métamorphique du Nord-Est du Massif central.

Localement l'orientation de la foliation s'infléchit au voisinage des quelques failles déplaçant les panneaux de gneiss : ENE-WSW aux Plantais, NW-SE au Nord des Bourrachots.

Les diaclases assez redressées à verticales qui découpent les gneiss du Donjon, présentent une direction N90°E dominante, conjuguée à N20°E et N150°E.

La série dinantienne et les granitoïdes du horst de Saint-Léon

À l'Ouest de Saint-Léon, les fines laminations soulignant la stratification des siltites présentent des orientations variées et des pendages allant de 25° à 80°. Le faible nombre d'observations ne permet pas de définir la structure plissée.

À l'Est de Saint-Léon, les orientations et les pendages relevés dans les alternances de strates de siltite et de grès à granulométrie plus ou moins grossière, suggèrent la présence de plis droits anticlinaux et synclinaux, à axes sub-horizontaux dirigés NE-SW et où les pendages varient de 20° à 70°. Une telle orientation se retrouve dans les lentilles de marbre qui, des Gouttes-Pommier à Saint-Léon sont interstratifiées dans les siltites et plongent de 50° à 70° vers l'Ouest.

Ces structures plissées acquises durant la phase sudète I, sont recoupées par les intrusions de granites qui développent des auréoles de métamorphisme thermique bien exprimées dans les siltites.

Les directions de diaclases relevées dans les sédiments du Tournaisien-Viséen inférieur sont principalement N20°E, N80°E et N130°E, auxquelles s'ajoutent pour les granitoïdes de Saint-Léon les directions N105°E et

N165°E (fig. 23). Dans les siltites, les diaclases constituent, avec de petites failles associées, les plans axiaux de plis en genoux (kinks) d'orientation sub-méridienne à N50°E et de pendage 30°/40°W.

Les granitoïdes du domaine de Barrais-Bussolles

Les quelques orientations relevées sur les mégacristsaux de feldspaths potassiques et leur plus grande abondance dans une zone centrale sont liées à la mise en place laccolitique du magma granitique.

Dans le granite de Barrais-Bussolles et dans les granophyres, les diaclases sub-méridiennes sont fréquemment associées à quatre autres directions N40°E, N70°E, N110°E et N155°E.

L'ensemble des terrains paléozoïques du territoire de la feuille forme un horst, limité par deux failles orientées NNW-SSE, qui appartient au compartiment d'Arfeuilles de la Montagne bourbonnaise. La faille située à l'Est sépare le horst d'avec le graben de la Loire ; celle située à l'Ouest d'avec le graben de l'Allier, cette dernière faille coïncide avec le décrochement senestre de Chatel-Montagne (Peyrel, 1981) qu'emprunte la vallée de la Besbre dans la partie sud du territoire de la feuille. Ces accidents dont le rejet vertical reste faible, témoignent de la tectonique d'âge cénozoïque qui reprend les anciennes fractures tardi-hercyniennes ; provoque une large voussure anticlinale, située au dessus d'une zone de manteau anormal à faible densité, qui l'a soulevée et basculée vers le Nord (Cuney, 1974).

On retrouve ces directions, principalement N150°/160°E et N70°E, dans le système de failles qui découpe les terrains paléozoïques. Les failles soulignent les contacts anormaux entre les unités géologiques ; elles sont parfois empruntées par les filons de quartz de basse température (les Chambets) ou sont accompagnées de bandes de roches cataclasées. Certaines sont déduites du tracé du réseau hydrographique, telle la faille de Barrais-Bussolles – Bert qui comme plusieurs autres parallèles, décroche la grande faille bordière du bassin houiller de Bert – Montcombroux-les-Mines.

Le bassin houiller est limité au Nord et au Sud par des failles dont le fonctionnement synsédimentaire est attesté par les conglomérats de bordure particulièrement bien développés au Nord. La nature listrique des failles bordières du bassin au Permien (rouge) est marquée par la formation d'un roll-over, sur toute la bordure nord et au Sud dans la région du Donjon exclusivement. Cette organisation confère à la partie nord-est du bassin une structuration générale anticlinale qui est semblable à celle du bassin Blanzly Le Creuzot. Compte tenu de cette similitude, il n'est pas exclu que l'équivalent des dressants du gisement du Creusot soit conservée au Nord du bassin, sous les formations permienues. De même, la mauvaise connaissance de la partie

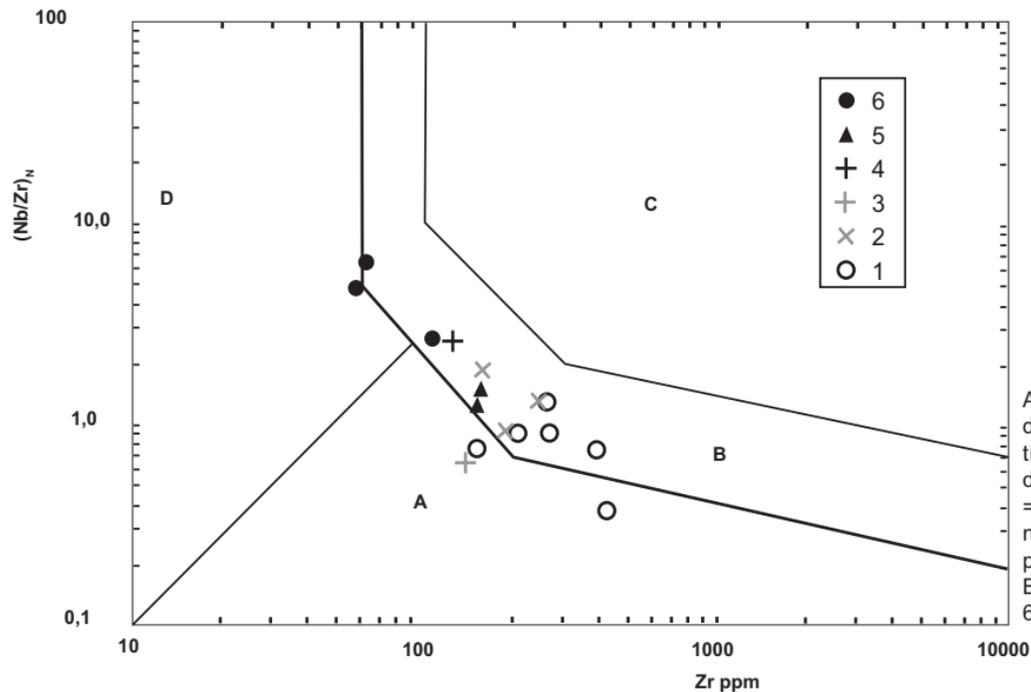


Fig. 23 - Diagramme Zr vs $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ pour les roches métamorphiques et plutoniques de la feuille Le Donjon

sud du bassin n'exclut pas la présence en profondeur de l'équivalent des dressants de Blanzly. En revanche, toutes les séries grises, permienes ou stéphano-permienes, ont un pendage concordant avec celui de la faille bordière. Ce qui implique une nature différente pour ces failles bordières.

La documentation issue de l'exploitation du charbon dans le secteur situé entre Bert et Montcombroux (documentation HBCM) permet de reconnaître la structuration de la partie exploitée. Le charbon exploité s'organise en trois faisceaux.

Le plus bas est constitué d'une couche unique, la couche des chevrots. Elle n'a jamais fait l'objet d'une exploitation. Elle affleure au lieu-dit Les chevrots où elle a fait l'objet de recherches par galeries. Son prolongement supposé plus au Nord sous le bassin n'a jamais été clairement établi. Elle n'a pas été recoupée par le puits des Mandins. Ce dernier n'atteint pas la base du bassin.

Au-dessus se trouve le faisceau des Mandins (faisceau Moyen) qui est interprété comme le prolongement latéral des couches exploitées à Bert. Il est constitué de quatre couches principales. La couche M1 a une puissance de 1,30 à 1,60 m. La couche M2 a une puissance de 0,50 m. La couche M3 a une puissance de 0,80 à 1,5 m. La couche M4 a une puissance de 0,8 à 1,4 m. Il est monoclinale au Sud de la faille Saint-Paul. Au Nord, il est discontinu et déformé.

Le faisceau supérieur (faisceau du plateau) n'est conservé qu'entre les failles Saint-Paul et la faille des Terrains rouges. Il est constitué par quatre couches principales découpées par de petites failles normales. La couche supérieure a une puissance de 1 m à 1,10 m. La « petite couche, de 0,5 à 2 m d'épaisseur se situe à environ 9 m au-dessous de la couche supérieure. La « couche du mur », de 0,5 m d'épaisseur est à environ 1 m sous la grande couche.

La partie exploitée du bassin est limitée au Nord par la faille des Terrains rouges. Le prolongement vers le Nord, sous les conglomérats rouges du permien n'est pas connu.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

OROGENÈSE VARISQUE

Pour A. Autran et P.L. Guillot (1974), A. Autran (1980), la région appartient au domaine arverno-vosgien du Sud du bassin de Paris. C'est la zone médiane ou interne de l'orogène varisque qui s'étend en Europe

occidentale de la Péninsule Ibérique à la Bohème et dont l'évolution tectono-métamorphique et magmatique a été la plus complexe et couvre la totalité de l'ère Paléozoïque, soit de 540 Ma à 245 Ma.

S'appuyant sur de nombreuses données paléomagnétiques et paléoclimatiques, il est possible de reconstituer la dérive des continents depuis la fin du Protérozoïque. Ainsi du début de l'Ordovicien (480 Ma) jusqu'au début du Carbonifère supérieur (310 Ma), le domaine du Nord-Est du Massif central migre des environs du pôle sud pour atteindre la zone équatoriale (Scotese, 2004).

La convergence des continents de Gondwana, au Sud, et de Laurussia (ou Nord-européen) au Nord, les fermetures successives de l'océan Massif central (ou Médio-européen) puis de l'océan Rhéique par subduction sous la ligne de micro-continent comprenant le bloc Armorica, sont les hypothèses communément admises pour expliquer l'évolution géodynamique de l'orogénèse varisque ou hercynienne (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Robardet *et al.*, 1994 ; Faure *et al.*, 1997 ; Leloix, 1998 ; Matte, 2001). En fonction des données structurales, métamorphiques et magmatiques acquises dans les domaines varisques français, M. Faure *et al.* (2004) proposent les étapes suivantes dans l'édification de l'orogène durant le Paléozoïque :

Du Cambrien au Silurien inférieur (540-430 Ma), la fragmentation et l'amincissement de la marge passive nord du Gondwana ouvre des rifts à fond océanique. L'ensemble des micro-continent, comprenant le bloc Armorica, se détache de la marge gondwanienne et dérive vers le Nord accompagnant l'ouverture de l'océan Médio-européen (ou océan Massif central ou océan ligérien).

Du Silurien moyen au Silurien supérieur (430-410 Ma), l'océan Médio-européen se ferme par subduction vers le Nord de la marge gondwanienne sous l'Armorica. Les séries volcano-sédimentaires (d'origine océanique et continentales) cambro-ordoviciennes sont enfouies et subissent un métamorphisme HP-MT.

Au Dévonien inférieur et moyen (410-380 Ma), un métamorphisme rétrograde MP-HT accompagne l'exhumation (tectonique) et la formation des nappes : Unité Inférieure des Gneiss (métapélites en partie migmatisées, métagrauwackes, métagranites) et Unité Supérieure des Gneiss para-dérivés contenant des complexes leptyno-amphiboliques ortho-dérivés. Au Dévonien moyen, le bloc Armorica est à nouveau soudé à la marge nord gondwanienne.

Au Dévonien supérieur (380-360 Ma), durant le Frasnien et le Famennien, la subduction vers le Sud de la croûte de l'océan Rhéique sous la nouvelle marge gondwanienne, provoque le volcanisme calco-alcalin

d'arc du Morvan et des Vosges. Des distensions ouvrent localement des bassins d'arrière-arc (rift de la Brévenne).

À la fin du Famennien et au Tournaisien (Carbonifère inférieur, 360-350 Ma), la collision du Gondwana (incluant l'Armorica) avec le continent Nord-européen (Laurussia) ferme l'océan Rhéique ainsi que les bassins d'arrière-arc. Une première venue de granodiorites et monzogranites calco-alcalins et sub-alcalins magnésio-potassiques datés 345-340 Ma recoupe les séries métamorphiques et les terrains dévono-dinantiens.

Dans le Nord du Massif central, le volcanisme acide et aérien du Viséen supérieur (335-325 Ma) et les intrusions de granites alumino-potassiques (330 Ma) et leucogranites per-alumineux (327 Ma) sont contrôlées selon une direction d'étirement NW-SE due à l'effondrement synorogénique de la partie interne de la chaîne. Les zones externes sud et nord restent soumises à un régime de compression et la formation de plis couchés et de chevauchements.

À partir du Stéphanien (305-295 Ma), l'effondrement généralisé de la chaîne est lié à une extension NNE-SSW qui contrôle tectoniquement l'ouverture des bassins houillers intra-montagneux, soit en demi-graben limité par des failles normales ou des failles normales avec décrochement longitudinale, soit en pull-apart contrôlés par décrochements. Étirement NE-SW et raccourcissements NW-SE et vertical caractérisent le régime d'extension du Massif central. Les grands accidents sub-méridiens tels le Sillon houiller ou la faille d'Argentat, sont interprétés comme des failles de transfert qui ajustent les différentes quantités d'extension.

L'ensemble des roches magmatiques du Morvan mises en place durant le Carbonifère est de nature calco-alcaline. La typologie des zircons du granite de Mayet-de-Montagne (Peyrel, Didier, 1983 ; Guerrot, 2004) place ce dernier dans le domaine des granites d'origine calco-alcaline. Pour ce type de roches, les éléments en traces tels que Zr et Nb ont un comportement propre à chacun des principaux sites géotectoniques (Thiéblemont, Tegye, 1994). Sur le diagramme Zr vs (Nb/Zr)_N, les granitoïdes de Châtelperron, Coulon et Barrais-Bussolles, les microgranites indiquent un site de collision continentale évoluant en fin d'activité magmatique vers les termes hyperalumineux avec les granophyres leucogranitiques (fig. 14). Le granite de Sorbier se distingue par sa position dans le champ des marges continentales actives. Dans le Morvan et pour les quelques données disponibles, ce contexte de convergence continentale apparaît au Tournaisien vers 345 Ma (granodiorite de Gien-sur-Cure) et reste présent avec le volcanisme du Viséen supérieur.

Ce diagramme nous donne aussi quelques indications sur la genèse des protolithes à l'origine des gneiss. Ceux-ci témoigneraient de magmatismes de zones de collision crustale mais aussi de subduction (DJ2760).

ÉVOLUTION POST-VARISQUE

Au début du **Secondaire**, la subsidence de la partie est du Bassin parisien provoque l'invasion de la mer germanique sur les reliefs érodés du socle varisque. Aux sédiments détritiques et lagunaires du Trias, succèdent au Lias des marnes et des calcaires franchement marins qui recouvrent une partie du socle paléozoïque. À cette période, la croûte terrestre est soumise à des mouvements de distension, prémices de l'ouverture de l'océan Atlantique, qui réactivent les failles tardi-hercyniennes du socle et dans lesquelles s'installent les grands filons de quartz (et fluorine). Après une régression marine au Jurassique moyen, la mer revient au Jurassique supérieur déposant à nouveau des marnes et des calcaires. Durant le Crétacé, l'histoire géologique reste mal connue. Si les climats de l'époque ont favorisé l'altération des surfaces continentales, il n'y a pas d'éléments permettant de certifier qu'aucune transgression n'a recouvert la région.

Au **Tertiaire**, des fossés se sont développées au cours de l'Éocène moyen-supérieur et au début de l'Oligocène dans le contexte de la convergence alpine. Les limagnes se remplissent d'une épaisse série de sédiments continentaux et marins, principalement à l'Oligocène, tandis que les horsts du Nord-Est Massif central en surrection sont repris par l'érosion et voient leurs reliefs rajeunis. Les matériaux détritiques sont entraînés par des fleuves dont les cours préfigurent ceux actuels (paléo Loire) et sont déposés au passage avec des calcaires lacustres. Le volcanisme cénozoïque du Massif central n'est représenté que par un pointement basaltique sur la feuille voisine de La Palisse.

Au **Quaternaire** (depuis 2,5 Ma), le Nord-Est du Massif central n'est pas recouvert de glaciers mais est soumis à un climat rigoureux périglaciaire. Les périodes interglaciaires favorisant le retour d'une végétation plus riche et plus variée. Le réchauffement de l'actuelle période interglaciaire (Holocène) a été perturbé entre 1350 et 1850 par le petit âge glaciaire.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

PRÉHISTOIRE

LE CHÂTELPERRONNIEN OU CASTELPERRONNIEN

Le site préhistorique de la Grotte aux Fées situé à 2 km au Nord du village de Châtelperon, fut découvert vers 1850 lors de la construction de la voie ferrée reliant Dompierre-sur-Besbre aux mines de charbon de Bert – Montcombroux. A. Poirrier en charge de ces travaux, y fit des fouilles rapides, ne récoltant que quelques outils en os. De 1867 à 1872, les fouilles sont reprises

par G. Bailleau dans les deux grottes dites de Poirrier et de Bailleau. Il y récolte de l'outillage gallo-romain et découvre la troisième grotte (grotte effondrée) qui fournit de nombreux silex taillés, des ossements et des défenses de mammoth. Les matériaux récoltés par Bailleau sont dispersés entre divers musées : Saint-Germain-en-Laye, British Museum de Londres, ville de Moulins.

De 1951 à 1954, H. Delporte reprend les fouilles dans la troisième grotte où l'effondrement de la voûte de calcaire aquitainien a protégé les terrains en place. Les deux couches archéologiques B et C, épaisses respectivement de 1,1 m à 1,5 m et 0,3 m à 1,2 m, correspondent à deux périodes bien distinctes d'occupation humaine, occupation restant néanmoins temporaire et occasionnelle.

La couche supérieure B, argileuse à petits éléments anguleux de calcaire, indique un climat froid, de steppe à graminées où le renne domine sur les chevaux et les bovidés. Le matériel lithique présent dans les sous-couches est celui du Castelperronien caractérisé par une nouvelle méthode de débitage produisant des lames à dos abattu destinées à être emmanchées (pointes et couteaux).

La couche inférieure C, argileuse à éléments arrondis de calcaire, indique un climat humide, de forêts claires de conifères et de feuillus où le renne voisine en proportions égales avec chevaux et bovidés. Le mobilier est moustérien (Paléolithique moyen) et est constitué de bifaces, racloirs, quelques pointes et éclats de silex de tradition acheuléenne.

Les silex récoltés dans les deux couches proviennent pour l'essentiel du gisement de Tilly situé à 2,5 km au Sud-Ouest de Saligny-sur-Roudon où les formations oligo-miocènes, argilo-sableuses (feuille de Dompierre-sur-Besbre, 1989), contiennent des rognons de silex jaspés de rouge blanchâtre et verdâtre. La qualité médiocre de ce matériau explique l'épaisseur de l'outillage.

Dans la couche B, au Castelperronien, des silex blonds et gris de meilleure qualité et qui proviendraient du Berry, témoignent d'une présence aurignacienne. Cette alternance dans l'occupation du site par l'*Homo sapiens* et par les néandertaliens du Castelperronien a été observée dans de nombreux sites du Sud-Ouest de la France lors du passage du Paléolithique moyen au Paléolithique supérieur (autour de 33 000 ans BP).

Cette période correspond à l'interstade Würm II-III marqué par la reprise du froid après un long réchauffement climatique (Hengelo : 45 000 à 38 000 ans BP).

En dehors du site même de la Grotte aux Fées, la région située entre la Loire et l'Allier a fourni de nombreux témoignages de la présence humaine depuis le Moustérien (200 000-40 000 ans BP) jusqu'au Magdalénien (16 000-12 000 BP). La fin de la dernière glaciation du Würm (début du Néolithique) et l'installation d'un climat tempéré favorisent la sédentarisation et le développement de l'agriculture, de l'élevage et des industries, d'abord du cuivre, puis du fer dont des gisements existent tant dans le Morvan que dans la Montagne bourbonnaise.

RESSOURCES EN EAU

Présentation générale

La feuille du Donjon s'étend entièrement sur le département de l'Allier, sauf en son coin sud-est où quelques kilomètres carrés de sa surface s'étendent, pour partie sur le département de la Loire et pour partie sur celui de la Saône-et-Loire.

La feuille du Donjon est entièrement située dans la partie moyenne du bassin de la Loire. Son tiers ouest est drainé par la Besbre qui prend sa source en dehors de la feuille du Donjon, au Sud, s'écoule du Sud vers le Nord en traversant une petite partie de la feuille puis se jette dans la Loire à Dompierre-sur-Besbre, en dehors de la feuille, au Nord. Ses deux tiers est sont drainés par des petits cours d'eau qui prennent leur source sur la feuille, s'écoule vers l'Est, le Nord-Est ou le Nord pour se jeter directement dans la Loire à l'amont de Dompierre-sur-Besbre. La Loire elle-même ne coule pas sur la feuille mais en longe le bord est puis le bord nord à quelques kilomètres de distance.

L'ensemble de la feuille occupe une zone assez vallonnée que l'on peut diviser en 3 zones d'Ouest en Est :

- la bordure ouest, constituée de formations sédimentaires d'âge tertiaire du fossé de l'Allier, en partie recouvertes par les « Sables et argiles du Bourbonnais », d'âge plio-quadernaire ;
- la partie centrale, occupée par le socle du Massif central, prolongement vers le Nord des Monts de la Madeleine (granite, roches métamorphiques et Permo-carbonnifère) ; cette partie forme la zone de relief la plus haute de la feuille ;
- la moitié est, occupée par l'extrémité nord du bassin de Roanne, partie du fossé de la Loire, et où affleurent presque uniquement les « Sables et argiles du Bourbonnais », les formations tertiaires sous-jacentes n'affleurant que très localement en bas de certains versants.

Les points les plus bas de la feuille sont situés, d'une part dans la partie aval de vallée de la Besbre, au coin nord-ouest de la feuille, 234 m d'altitude, et d'autre part au coin nord-est de la feuille, environ 233 m d'altitude, dans la vallée de la Vouzance, petit affluent de la Loire, se jetant dans cette dernière à environ 4 km plus au Nord. Le point le plus élevé de la feuille est à 532 m d'altitude sur la commune de Loddes (bord sud de la feuille) dans la partie occupée par le socle.

La nature des réservoirs aquifères dépend, comme c'est le cas habituellement, de la structure géologique. On aura donc sur cette feuille, des réservoirs aquifères de type sédimentaire (bordure ouest et moitié est : formations tertiaires et plio-quaternaires) et de type socle (partie centrale).

Climatologie et hydrologie

Climatologie

Les précipitations sur la feuille peuvent être évaluées par deux postes pluviométriques de la Météorologie Nationale :

- le Donjon, situé au Centre de la feuille ;
- Lapalisse, situé en dehors de la feuille mais au voisinage immédiat de son coin sud-ouest.

Sur la période 1951-1980, les hauteurs moyennes annuelles de précipitations à ces deux postes ont été :

- 872,8 mm au Donjon ;
- 786,2 mm à Lapalisse.

Des données fournies par ces deux postes, on peut conclure que les précipitations moyennes annuelles sur la feuille sont comprises entre ces deux valeurs. En effet, Le Donjon est situé dans la partie centrale de la feuille, plus élevée, donc la plus arrosée et, inversement, Lapalisse est situé dans une zone plus basse donc moins arrosée.

La répartition saisonnière est la même sur ces deux postes. Elle est de type océanique atténuée, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées. On note seulement deux maximums, assez rapprochés et peu marqués, la fin du printemps (mai et juin) et la fin de l'été (août et septembre).

Il n'y a pas de station complète de la Météorologie nationale sur la feuille. Les températures moyennes annuelles peuvent être évaluées par la station météorologique complète de Vichy (Météorologie nationale), située à 249 m d'altitude et à environ 20 km au Sud-Ouest de la feuille. À cette

station météorologique, les grandes caractéristiques de température sont les suivantes sur la période 1951-1980 :

- température moyenne annuelle : 10,5 °C ;
- température moyenne du mois le plus froid (janvier) : 2,8 °C ;
- température moyenne du mois le plus chaud (juillet) : 18,6 °C.

Ces valeurs de température peuvent être considérées comme représentatives de la feuille du Donjon.

Hydrologie

Il n'y a pas de station de jaugeage de cours d'eau concernant la feuille du Donjon. Seule la station de jaugeage de la Besbre à Dompierre-sur-Besbre (station implantée sur le cours d'eau juste avant son confluent avec la Loire ; code hydrologique national de cette station : K15630-10) possède un bassin versant s'étendant en partie sur la feuille mais cela ne représente qu'environ 25 % du bassin versant contrôlé à la station de jaugeage, aussi les valeurs de débit fournies par cette station de jaugeage ne donnent pas de renseignements utilisables pour évaluer les ressources en eau souterraine de la feuille du Donjon.

Ressources en eau du socle

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 sus-jacentes. Les ressources sont peu liées à la nature lithologique des formations. On inclut dans la zone de socle de la feuille du Donjon, les formations permocarbonifères qui, du point de vue des eaux souterraines, ont un comportement semblable à celui des formations granitiques ou métamorphiques.

Ressources des altérites

L'altération des roches du socle donne naissance à un manteau d'altérites de nature sableuse (arène) lorsque la roche d'origine présente une structure grenue (granite, gneiss) ou de nature argileuse si la roche d'origine est un schiste ou une siltite. Ce manteau d'altérite présente une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres, voire plus de 10 m) - mais difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique). La porosité d'interstices de ces altérites, lorsqu'elles sont sableuses, est non négligeable, quelques % pour ce qui est de la porosité efficace ; les manteaux d'altérites sableuses renferment donc des volumes d'eau conséquents, d'autant plus

lorsqu'ils sont épais et étendus. Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. En effet, même lorsque les altérites sont de nature sableuses (arène), les minéraux d'altération argileux sont abondants et donnent une perméabilité médiocre.

Quand les altérites sont de nature argileuse, la porosité et la perméabilité sont très faibles et les ressources en eau souterraine pratiquement nulles.

La répartition des altérites (en épaisseur ou en extension géographique) est assez difficile à prévoir. On pourra consulter ci-dessus dans cette notice le paragraphe sur les altérites qui donne quelques indications sur l'extension des manteaux d'altérites sur la feuille du Donjon.

Dans ces zones de socle, les eaux souterraines, qu'elles soient contenues dans les altérites ou dans la roche fissurée (quand il n'y a pas de couverture d'altérites) donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit et les surfaces piézométriques sont peu profondes ; elles suivent globalement la surface topographique.

Sur la feuille du Donjon, il n'y a aucun captage d'AEP (adduction d'eau potable) dans la zone de socle.

Un piézomètre du réseau piézométrique du BRGM existe à Barrais-Busolles (puits de l'ancienne école, indice national : 0622/6X/0001). Il enregistre le niveau de la nappe des arènes développées sur le granite du massif de Barrais-Bussolles. Comme habituellement pour les nappes d'altérites de roches cristallines, le niveau piézométrique est très fluctuant, en particulier, la nappe remonte à chaque épisode de pluies notable y compris en été si l'épisode de pluie est réellement important ; le battement de la nappe (différence entre le plus haut et le plus bas niveau piézométrique), entre mai 2008 et mai 2009 y a été de 1,60 m.

Les eaux contenues dans ces formations 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 du Donjon 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 cénozoïques (Oligocène et Miocène)

Les formations cénozoïques, au vue de leur lithologie, pourraient contenir quelques ressources en eau souterraine mais aucun ouvrage exploitant ces ressources n'existe sur la feuille du Donjon. Ces formations sont constituées de niveaux le plus souvent argileux ou marneux, donc peu perméables, mais la série présente d'assez nombreux niveaux de sables et même parfois de calcaires. Ces niveaux de sables et de calcaires peuvent affleurer là où la couverture des « Sables et argiles du Bourbonnais » a été enlevée ; c'est le cas, notamment dans la partie ouest de la feuille aux abords de la vallée de la Besbre et, ailleurs, ils ont été recoupés par les sondages de la COGEMA, sondages dont certains ont recoupé la totalité de la série tertiaire puisqu'ils atteignent le toit du Permien, en général vers 100 à 150 m de profondeur. Ces formations existent aussi dans la moitié est de la feuille où elles n'affleurent pas du fait d'une couverture continue de « Sables et argiles du Bourbonnais ».

Les deux forages de recherche d'eau réalisés à Saint-Didier-en-Donjon dont il est question au paragraphe suivant (Ressources en eau des formations plio-quadernaires) captent en fait très vraisemblablement des niveaux oligocènes plutôt que plio-quadernaires et leurs résultats peuvent donc être considérés comme représentatifs plutôt des formations tertiaires de la feuille du Donjon.

Dans la Limagne de Montbrison (département de la Loire, feuilles de Feurs et de Montbrison, respectivement feuilles 696 et 720), les sondages réalisés par la COGEMA dans les formations tertiaires de la plaine du Forez, formations assez semblables par la structure et la lithologie à celles de même âge sur la feuille du Donjon, ont permis des observations hydrogéologiques intéressantes : certains de ces sondages ont recoupé, parfois à plus de 100 m de profondeur, des niveaux aquifères artésiens avec des débits artésiens pouvant dépasser 10 m³/h (valeur maximum : 70 m³/h). On peut donc estimer qu'il pourrait en être de même dans les séries tertiaires de la feuille du Donjon.

Ressources en eau des formations plio-quaternaires (Sables et argiles du Bourbonnais)

La formation des « Sables et argiles du Bourbonnais », occupe la presque totalité des deux tiers est de la feuille du Donjon où elle recouvre, en ne les laissant presque jamais apparaître, les formations oligo-miocènes sous-jacentes.

Au vue de sa lithologie, cette formation peut contenir des ressources en eau souterraine, notamment le niveau de sable à galets, pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, qui est souvent observé à sa base ; l'ensemble de la formation peut atteindre 30 m d'épaisseur lorsqu'elle n'est pas réduite par l'érosion et les niveaux supérieurs sont plus fins et plus argileux que le niveau de base. La formation est cependant globalement d'une perméabilité médiocre, tout au moins en surface.

Deux forages pour irrigation agricole à Saint-Didier-en-Donjon, réalisés en juin 2006 sur la même exploitation à environ 100 m l'un de l'autre, ont donné des résultats intéressants. On résume ci-dessous le compte-rendu des travaux (compte-rendu des travaux par le bureau d'étude Hydromines de Salbris).

Forage n° 1 (indice national : 622 4X 0006) :

- profondeur : 69 m ;
- coupe géologique de haut en bas depuis la surface ;
- niveau statique de la nappe : 6,50 m/sol le 12/6/2006 ;
- équipement : tube plein de la surface à 41,50 m, tube crépiné de 41,50 à 66 m, annulaire cimenté de la surface à 10 m et gravillonné de 10 à 66 m ;
- pompage d'essai à 26 m³/h durant 24 h, rabattement de 45,0 m en fin de pompage ;
- T calculée = 1,3.10⁻³ m²/s (descente) et 1,1.10⁻⁴ m²/s (remontée).

| | |
|--------------|--------------------------------|
| de 0 à 2 m | sable grossier brun |
| de 2 à 4 m | sable grossier marron |
| de 4 à 6 m | sable grossier argileux brun |
| de 6 à 11 m | argile plastique beige |
| de 11 à 46 m | argile jaune à beige plastique |
| de 46 à 50 m | sables très fins rouge |
| de 50 à 69 m | argile grise marron |

Forage n° 2 (indice national : 622 4X 0007) :

- profondeur : 57 m ;
- coupe géologique de haut en bas depuis la surface ;

- niveau statique de la nappe : 7,10 m/sol le 14/6/2006 ;
- équipement : tube plein de la surface à 7,40 m, tube crépiné de 7,40 à 55 m, annulaire cimenté de la surface à 5,50 m et gravillonné de 5,50 à 55 m ;
- pompage d'essai à 30 m³/h durant 24 h, rabattement de 34,58 m en fin de pompage ;
- T calculée = 8,71.10⁻⁴ m²/s (descente) et 1,43.10⁻⁴ m²/s (descente).

La nappe sollicitée, surtout sur le forage n° 1, est très certainement captive.

| | |
|--------------|---------------------------------|
| de 0 à 1 m | terre végétale |
| de 1 à 6 m | argile sableuse |
| de 6 à 9 m | sable |
| de 9 à 11 m | sable et argile grise |
| de 11 à 17 m | argile beige |
| de 17 à 30 m | argile beige et galets |
| de 30 à 52 m | argile beige avec passages durs |
| de 52 à 57 m | argile grise bleue |

Par ailleurs, compte tenu de la profondeur de ces deux ouvrages et de leur implantation dans un point bas (en fond de vallon), les niveaux traversés, au moins ceux au-delà de 15 m de profondeur, sont plutôt oligocènes que plio-quadernaires et la ressource prélevée par ces deux ouvrages plutôt la ressource en eau souterraine des formations oligocènes que celle des « Sables et argiles du Bourbonnais » du Plio-quadernaire.

Sur les feuilles voisines, côté ouest (598, Moulins, et 621, Saint-Pourçain-sur-Sioule), 3 sondages de reconnaissance pour l'eau souterraine ont atteint incontestablement la formation des « Sables et argiles du Bourbonnais » ; ces 3 sondages de reconnaissance ont été faits en février 1992 (M. Folliot : « Exploitation des nappes aquifères en Sologne bourbonnaise. Prospection géophysique et sondages de reconnaissance », rapport BRGM R 34571 AUV 4S 92, mars 1992) :

- sondage S1, commune de Gouise (Allier), les Pétillons, indice national : 621 3X 0003, profondeur : 21 m ;
- sondage S2, commune de Lusigny (Allier), Cizel, indice national : 598 4X 0007, profondeur : 23 m ;
- sondage S3, commune de Lusigny (Allier), la Providence, indice national : 598 3X 0002, profondeur : 30 m.

Ces trois sondages ont montré le même type de coupe :

- de la surface à 14, 15 et 11 m : argile plus ou moins sableuse avec silts, rares niveaux de graviers ;
- à partir de 14, 15 et 11 m sur 4, 3 et 8,50 m d'épaisseur : sable grossier à graveleux plus ou moins argileux ; c'est ce niveau qui est capté (crépines face à ce niveau) ;
- au-delà : marne ou argile grise à bleu-vert (probablement formation oligocène).

Au vu du soufflage en foration, ces ouvrages pourraient fournir, après décolmatage, des débits de 10 à 15 m³/h.

Ces quelques exemples montrent que des ressources non négligeables en eau souterraine exploitables par forages existent dans les « Sables et argiles du Bourbonnais » -essentiellement dans le niveau grossier de base- et, plus encore, dans les formations oligocènes -essentiellement dans les niveaux sableux- .

Concernant l'exploitation de ces ressources, on notera, pour les deux forages de Saint-Didier-en-Donjon, qu'ils sont implantés en fond de vallon et près d'un cours d'eau ; en période de pompage, il faudra veiller à ne pas faire baisser le débit de ce cours d'eau. D'une manière générale, les forages d'irrigation doivent être implantés à une bonne distance des cours d'eau (200 à 300 m) afin de ne pas influencer sur les débits des eaux de surface.

Ressources en eau des alluvions

Aux seules exceptions de la Besbre, à l'extrême ouest de la feuille, et de la Veuzance, à l'extrémité nord-est, les cours d'eau s'écoulant sur la feuille sont près de leurs sources ; ils sont donc peu importants et leurs alluvions récentes (Fy-z) peu développées et il en est donc de même des ressources en eau souterraine qu'elles peuvent contenir.

Dans la vallée de la Besbre, les alluvions récentes (Fz) sont donc plus développées. Un champ captant pour eau potable (AEP) exploite ces alluvions de la Besbre : c'est le champ captant du SIAEP de la vallée de la Besbre au lieu-dit « le Moulin Marin » sur la commune de Lapalisse à l'extrémité sud-ouest de la feuille du Donjon et qui alimente Lapalisse et ses environs.

Ce champ captant comporte 5 puits (indices nationaux : 622 5X 12, 13, 14, 15 et 16) et il est autorisé à prélever jusqu'à 310 m³/h et 7 440 m³/jour. Les alluvions y reposent sur les formations oligocènes. Les études d'implantation du 5^e puits en 1993 (prospection électrique, forages de reconnaissance,

pompages d'essai) ont montré que les alluvions de la Besbre au Moulin Marin ont une épaisseur comprise entre 5 et 8 m et sont constituées de 3 à 5 m de sables et graviers surmontant 1 à 3 m de sables argileux. Les transmissivités sont comprises entre 1,7 et $8,13 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et les perméabilités entre 1,1 et $2,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$.

Du point de vue physico-chimique, les eaux de ce champ captant sont légèrement acides (pH de 6,4) et ferrugineuses ce qui est assez habituel dans les nappes alluviales. On note aussi des teneurs en arsenic, certes inférieures à la concentration maximale admissible -10 $\mu\text{g/l}$ -, mais malgré tout non négligeables (moyenne sur 6 prélèvements : 6 $\mu\text{g/l}$ avec un maximum de 8 $\mu\text{g/l}$) ; ces teneurs ont des causes naturelles, la Besbre prenant sa source dans une zone où le socle, par endroits, contient de fortes teneurs en arsenic (inventaire national géochimique et C. Bertin et J. Barbier : « Cartographie de l'aléa arsenic dans les eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable de la région Auvergne », rapport BRGM/RP-53427-FR, mars 2006).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

• **Granulats**

Des matériaux pour granulats et ballast sont exploités industriellement dans deux carrières :

- aux Chartiers, ce sont essentiellement des siltites dures et cohérentes, affectées par le métamorphisme thermique du granite de Sorbier ;
- à la Lisette, c'est un large filon de granophyre à grain fin.

On notera que l'altération des roches en surface implique une découverte qui s'épaissit au fur et à mesure que l'on s'éloigne du versant pour aller vers le plateau.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

• **Filons de quartz à fer et manganèse**

Saint-Léon

À l'Est de Saint-Léon, au Minerai, une grande tranchée à l'Ouest du chemin et des déblais à l'Est, sont les vestiges d'une petite exploitation de fer sur un filon de quartz à hématite. Ce filon est orienté N10°E avec un pendage de 75° vers l'Est et une puissance de 2 m ; il est encaissé dans les alternances de grès et de siltites du Carbonifère inférieur.

Les Gouttes Pommier

Dans les taillis à 500 m au Nord-Ouest des Gouttes Pommier, il ne subsiste de l'ancienne exploitation de manganèse, que de grandes excavations et des tas de déblais envahis de broussailles, ainsi qu'un travers-banc ouvert dans la partie sud de la carrière de marbre. À 250 et 450 m plus au Sud, quelques anciens travaux sont visibles (Ouest de l'Ardillat). À 500 m au Nord-Nord-Est des Rays, des débris de quartz dans les champs marquent le prolongement sud des filons, ainsi qu'une zone rubéfiée à 250 m au Nord-Est des Rays, dans le fossé de la route.

Le gisement se présente sous la forme de plusieurs filons, stockwerk, à direction dominante N-S, de quartz de basse température, blanc, beige à rouge, calcédonieux, contenant des poches d'oxydes de fer et de manganèse (psilomélane à 21 % de Mn et 4,7 % de Ba) ainsi qu'un peu de fluorine et de barytine. Ces poches de minerai sont sans enracinement profond et ont fourni entre 1831 et 1921, 28 000 tonnes de manganèse (Lagarde, 1988).

L'exploitation du charbon

Le gisement houiller du bassin de Bert – Montcombroux a fait l'objet de deux concessions : la concession de Bert (1832) et son extension (1914) et la concession de Montcombroux (1834). L'exploitation s'est effectuée jusqu'en 1950 avec une interruption entre 1934 et 1941. Le gisement a été exploité par la Compagnie des mines de Bert et de Montcombroux fondée en 1900.

Selon Monomakhoff (document HBCM, 1947), les charbons sont globalement de qualité médiocre. Ils appartiennent à la catégorie des charbons secs ou gras longue flamme. Les teneurs en cendre sont comprises entre 18 et 45 %. Il ne donne que des coques pulvérulents, selon Coutard (document HBCM, 1935).

L'exploitation débute par les quartiers de la Bêche et des Bertheliers puis s'étend au quartier des descentes et au quartier des Bures. À partir de 1910, le quartier des Blénieres est ouvert. Toute l'extraction est assurée par les puits des Mandins.

Dans la concession de Montcombroux, le puits des Terriers est foncé entre 1900 et 1904. Il est destiné à servir de puits d'aéragé aux travaux de l'Est et ne rencontre pas de ressources exploitables. Le puits des Terriers est abandonné sans avoir été relié aux travaux d'exploitation. En 1908, on commence le fonçage du puits de Blénieres qui deviendra le puits d'aéragé du quartier de Blénierie. La production annuelle subit des fluctuations entre les limites extrêmes de 33 000 t et 55 000 t. Elle s'établit en moyenne à

42 000 t. Cette première période est pour la compagnie une ère de prospérité. Fondée au capital de un million de francs, elle ne connaît que des exercices bénéficiaires qui lui permettent un remboursement progressif et intégral du capital en 1913.

Ces résultats favorables ne sont pas obtenus sans problèmes et déjà se manifestent des difficultés d'écoulement de la production. L'importance des stocks font décider en 1903 la fabrication de boulets ovoïdes, puis en 1904 le lavage des 0-25. Les résultats restent médiocres. La fabrication de boulets sera arrêtée en 1918, le lavage en 1922.

La vente du charbon souffre des ralentissements de l'activité métallurgique (1903-1904) ou de l'activité industrielle générale (1908), ainsi que de la concurrence des charbons du Nord et du Pas-de-Calais.

Bien que la mine soit située essentiellement en milieu agricole, son aire de vente est peu étendue. Cela tient en grande partie aux difficultés de communication. En dehors des livraisons par voie terrestre, le transport s'effectue par un embranchement à voie étroite, reliée à la ligne de chemin de fer de Dompierre à La Palisse, après avoir subi un transbordement onéreux.

La première partie de l'exercice 1914 se présente aussi favorablement que l'exercice 1913 quand survient la déclaration de guerre. Le départ du personnel mobilisable ne permet de maintenir en activité que le quartier de la Bêche. L'embauche de mineurs venus du Nord et du Pas-de-Calais s'organise rapidement et permet, dès le mois d'octobre 1914, une reprise normale. Dès ce moment commence une période d'intensification de la production que justifie l'occupation par l'Allemagne d'une grande partie des mines du Nord et du Pas-de-Calais et les difficultés croissantes des importations anglaises. L'extraction annuelle s'élève ainsi progressivement jusqu'à 62 000 t en 1918 et se tient de 1914 à 1918 à la valeur moyenne de 59 800 T. Elle retombe brusquement à 49 000 t en 1919, puis à 38 000 t en 1920, ce qui ramène à 54 000 t la moyenne de la période 1914-1920.

L'essor que permettaient les circonstances économiques créées par l'état de guerre est d'ailleurs ralenti par la pénurie de la main-d'œuvre, les difficultés d'approvisionnement en matériel et en fournitures, les entraves nombreuses apportées aux transports. Le souci d'accroître quand même et substantiellement la production conduit à développer les quartiers où l'exploitation est la plus facile, c'est-à-dire ceux de l'amont pendage, tandis que les quartiers des Bures et des Descentes sont bientôt ralentis.

La nécessité ne s'en fait pas moins sentir d'améliorer parallèlement l'équipement de la mine, ce que permet la prospérité financière exceptionnelle de l'entreprise. L'abatage mécanique s'amorce en 1914 et se poursuit jusqu'en

1916, après l'installation d'une chaudière supplémentaire, d'une machine à vapeur de secours et d'un compresseur supplémentaire.

Un nouveau siège est créé en 1915 pour développer l'exploitation au Nord de la faille de la Bêche (quartier des bures, extension de la concession de Bert). Pour remplacer le puits des Mandins au fur et à mesure de l'épuisement des quartiers qui l'avoisinent, on creuse le puits n° 5 (puits de la Centrale). Son emplacement est fixé au Nord de la faille des terrains rouges pour le soustraire aux effets de l'exploitation et éviter des investissements. Le fonçage commence en 1916, la profondeur atteinte fin 1918 n'est que de 170 m ; le creusement sera suspendu en 1919.

La production continue de s'effondrer. En 1921 elle est de 28 800 t. La moyenne des années 1921-1933 est de 29 160 t. Les affleurements de la couche n° 1 du faisceau des Mandins sont abandonnés en mars 1922, le quartier des Bures en 1921, le quartier des descentes en 1927. L'exploitation tend à se concentrer dans les quartiers de Blénières et des Bouillots qui suffisent aux besoins d'une production réduite. Un travers banc de 600 mètres à la côte 272 assure à partir de 1925, la liaison directe du puits des Mandins et du quartier des Bouillots.

La période 1923-1926 voit une reprise sensible de l'activité minière, avec l'appel à une main d'œuvre étrangère. Les moyens de production sont améliorés jusqu'en 1927. En 1923 on modifie le puits des Mandins (chevalement, cages, guidage) : les berlines en bois sont remplacées par des berlines en tôle en 1924 et 1925, un compresseur est installé aux Blénières en 1926.

Malgré le développement sensible que subit de 1928 à 1930 la consommation française, on doit se résigner dès 1928 à diminuer l'extraction, face à la concurrence anglaise. La production baisse progressivement jusqu'à 24 000 t en 1933 et un chômage partiel s'installe jusqu'à l'arrêt du 15 juin 1934.

En 1935, juste après la première fermeture, les réserves étaient évaluées à 3 258 000 t par Coutard (documentation HBCM). Seule la concession de Bert est exploitée à la réouverture de 1941. L'activité d'exploitation sera maintenue jusqu'en 1950.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE (fig. 24)

De Saint-Léon, l'itinéraire peut débiter par une vue d'ensemble sur la partie nord du territoire de la feuille qu'offre le belvédère du Puy Saint-Ambroise. De cette hauteur constituée essentiellement par les grès massifs

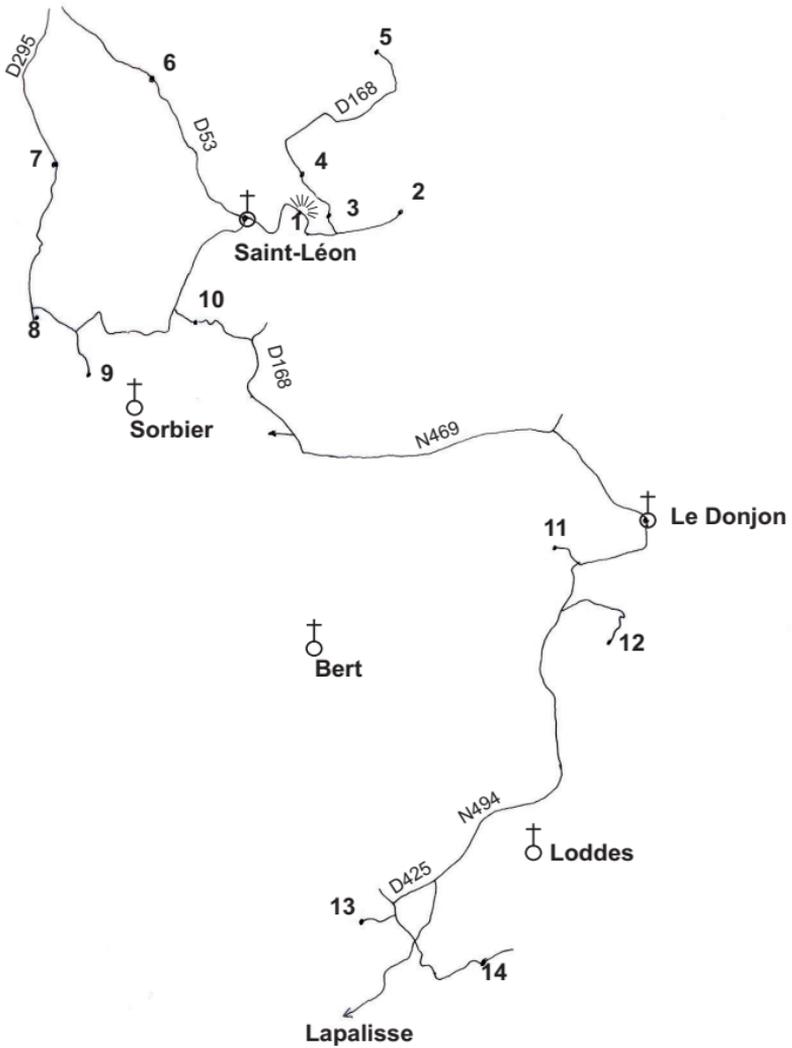


Fig. 24 - Itinéraire géologique

du Tournaisien-Viséen inférieur (par exemple le front de taille du parking) la vue s'étend au premier plan sur les herbages et les cultures implantées sur les alternances de siltites, de grès et de conglomérats dans lesquelles sont intercalées vers le Nord-Est les lentilles de marbre, puis au-delà vers le Nord-Ouest, sur le granite de Coulon dont la couverture de sables et de limons supporte principalement des bois. Plus loin s'étend la vallée de la Loire et sa confluence avec la vallée de la Besbre.

Descendre du Puy Saint-Ambroise par le Sud-Est. Quelques dizaines de mètres après la ferme de Toulon, une petite carrière est ouverte sur la gauche de la route dans des siltites vertes orientées NE-SW et avec un pendage de 60° sud. À noter que l'on est proche du contact avec les arkoses conglomératiques rouges du Permien du bassin de Bert.

Revenir au carrefour et prendre le chemin au nord en direction de la Font des Crues. Sur le côté ouest, on voit l'ancienne recherche et exploitation de fer menée sur un filon de quartz à hématite.

Poursuivre en direction nord-ouest et à 250 m de la Font des Crues, une petite carrière subsiste sur la droite de la route, entaillée dans des conglomérats à galets de quartz, quartzites et lydienne.

Rejoindre la D 168. Au carrefour des Gouttes Pommier, prendre la route menant au château de la Varenne. Juste avant la traversée du ruisseau le Balinet, s'ouvre la grande carrière de marbre gris à blanc ainsi qu'une petite galerie, reste de l'ancienne exploitation de manganèse qui s'étendait à l'Est de la lentille de marbre.

Revenir à Saint-Léon et descendre vers Vaumas par la D 53. Au niveau du Bois des Arnauds, la route et surtout le ruisseau (le Trimbalant) entaillent le granite de Coulon à biotite et amphibole.

Poursuivre sur Vaumas, mais avant le pont sur la Besbre, prendre au Sud la D 295, puis aux Jeandurets, le chemin des Crottes tracé sur l'ancienne voie ferrée. La grotte des Fées dans les calcaires aquitaniens est le site archéologique de l'Homme de Châtelperon.

Poursuivre par le même chemin vers le Sud au-delà de Châtelperon jusqu'au carrefour avec le chemin du Colombier. À l'Est, une ancienne carrière est ouverte dans la granodiorite gris sombre. De grands blocs de marbre sont encore entreposés près du chemin, provenant de l'ancienne carrière du Colombier située à 1 km à l'Est mais d'un accès difficile.

Monter par le chemin du Colombier et à 200 m de la ferme, descendre par Bouraud jusqu'au ruisseau des Chartiers dans le lit duquel on peut

observer le contact entre le granite de Sorbier et les siltites métamorphisées du Carbonifère inférieur.

Remonter au chemin du Colombier et vers l'Est par les Morillons prendre le chemin des Marmes. À 300 m avant la ferme, le granite de Sorbier altéré plonge de 40° vers le Nord, en concordance avec la stratification des siltites et des grès métamorphisés du Carbonifère inférieur.

Poursuivre vers l'Est et rejoindre la D 168, puis la N 489 jusqu'au Donjon pour emprunter la N 494 sur 1,5 km. Dans le virage désaffecté, prendre au Nord le chemin de Montapeine. À 200 m avant ce lieu-dit un petit chemin descend dans le vallon, entaillant les gneiss sombres du Donjon, riches en biotite dans lesquels s'intercalent des bancs pluri-décimétriques de gneiss leucocrates à petits grenats.

Reprendre en direction du Sud la N 494 que l'on quitte à nouveau après 1,2 km pour aller vers l'Est aux Vichys. À 400 m avant ce hameau, un chemin part vers le Sud ; une centaine de mètres après le carrefour d'anciennes carrières sont taillées dans le granite rougeâtre et porphyroïde du domaine de Barrais-Bussolles.

Revenir à la N 494 et aller vers le Sud jusqu'à la D 425 et prendre la direction des Jayots-de-Bois. Dans le bois de la Chassaigne, une ancienne carrière est ouverte sur la gauche de la route dans le granophyre grenu à biotite qui constitue un large stock formant relief.

Revenir pour reprendre la D 424, traverser la N 494 pour atteindre la N 490 qui, peu après le carrefour de Quirielle, entaille un fort talus rocheux au nord. Un filon de granophyre rouge intrusif dans le granite de Barrais-Bussolles et d'orientation sub-méridienne est lui-même recoupé par un filon de microgranite rouge-violacé, orienté N140°E et sub-vertical.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ARENE J., DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., DELANCE J.-H. (1991) – Carte géologique. France (1/50 000), feuille Autun (551) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, J. Arène, L. Clozier, J. P. Carroué, J. Cornet, J. H. Delance, R. Feys, B. Lemièrre, (1991), 88 p.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) – Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de corrélation des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, t. 25, n° 1-2, p. 139-171, 8 fig.

- AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970) – Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. *Bull. BRGM* (2^e série), sect. II, n° 2, p. 13-23, 5 fig., 4 pl.
- AUTRAN A. (1980) – Évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes ; in *Évolutions géologiques de la France. Mémoire BRGM n° 107*, p. 10-17.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1974) – L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif central français) au Paléozoïque. Relations entre les cycles calédonien et varisque. In : « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Coll. intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 221-226.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE PH., RIBEIRO A. (1980) – La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In *Géologie de l'Europe, Mémoire BRGM n° 108*, p. 233-246.
- BANZET G., LAPIERRE H., LE FORT P., PERCHER A. (1985) – Le volcanisme carbonifère supérieur du Massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise-Alpes externes françaises) : un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque. *Géologie Alpine*, t. 61, p. 33-60, 13 fig.
- BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. *CR Acad. Sci. Paris*, D, 290, n° 14, p. 951-953.
- BELLOTTO S., ZIMMERMANN J.L. (1983) – Datation par la méthode K-Ar d'un sill lamprophyrique dans la série volcano-sédimentaire minéralisée de l'extrémité SW du Morvan, secteur de Saint-Aubin – Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, II, p. 577-580.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) – Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in western Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 2, p. 199-212.
- BERTAUX J. (1982) – Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Minéral.*, 105, p. 212-222.
- BINON M., PIN C. (1989) – Géochronologie Rb-Sr et U-Pb des granites du Mayet-de-Montagne et des Bois Noirs, Montagne bourbonnaise (Massif central). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, n° 4, p. 695-703.
- BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.
- BOULANGER (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier. Moulins, Chez Desrosiers éd., 483 p.

- BOURGES P., ROLANDO J.-P., SOUQUET P. (1987) – Le Permien de la partie occidentale du Déroit de Rodez (France) : systèmes de dépôt, dynamique du bassin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVI, p. 173-182.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1987) – Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales dans le Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CVI, p. 189-200.
- BONNION S. (1983) – Structuration du bassin houiller de l'Aumance (Allier). Analyse structurale des dépôts de charbon et stérile, géophysique. Thèse 3^e cycle, Univ. Dijon, 303 p., 194 fig., ronéot.
- BULTEAU J.-F. (1998) – Volcanisme et sédimentation continentale durant l'Oligocène en Limagne dans le secteur de Cournon-Pont-du-Château. *Mém. Géol. IGAL*, n° 101, 205 p.
- BURG J.-P., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1991) – Le Sillon houiller du Massif central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque. *C.R. Acad. Sci., Paris*, n° 311, II, p. 147-152.
- CARRAT H. G. (1969a) – Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), vol. XI, n° 4, p. 574-587, 6 fig., 6 tabl.
- CARRAT H.G. (1969b) – Le Morvan cristallin – Étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse, Nancy, 3 vol., 379 p. et annexes.
- CARRAT H.G. (1987) – Les origines magmatiques du massif orogénique de Luzy (Morvan) dans son cadre structural. *Bull. Soc. Hist. naturelle d'Autun*, n° 122, 34 p., 12 fig.
- CALVEZ J. Y., DELFOUR J., LEMIERRE B., COCHERIE A. (1985) – Caractères magmatiques et âge du volcanisme de Chizeuil (Saône-et-Loire). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM – 1985, Orléans, p. 79-80.
- CHÈVREMONT P., REMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L., THIEBLEMONT D., JAUFFRET D., THEVENOT J.-P. (1999) – Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Epinac (525) - Orléans : BRGM. Carte géologique par Rémond C., Chèvremont P., Marteau P., Feys R., Clozier L.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., DE LA ROCHE H., PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) – Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Doc. BRGM, n° 152, 61 p.
- CHICHERY M. (1938) – Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière, près de Vichy (Allier). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 206, p. 263-265.
- COCHERIE A. (2004) – Datation de granitoïdes du Massif central : U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Étude ANA/ISO-NT/2004/02, BRGM.

- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.M. (1993) – ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 105, p. 339-359.
- COSTA S., REY P. (1995) – Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse insights from a crustal cross section through a Variscan core complex. *Geology*, n° 23, p. 905-908.
- COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980) – Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-dinantien du Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 95, p. 3-12.
- COUREL L., GELARD J.-P., ROBERT P. (1983) – Tectonique et organisation des dépôts de charbon et de stérile dans le bassin stéphanien de Messeix (Massif central français). *Congrès du Carbonifère, Madrid*, vol. 3, p. 323-331.
- CROIZET (Abbé) J. (1834) – Sur les débris fossiles de l'Auvergne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, 5, p. 22-29.
- CUNEY M. (1974) – Le gisement uranifère des Bois-Noirs, Limouzat (Massif central). *Relations entre minéraux et fluides*. Thèse Nancy I, 174 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, p. 493-510.
- DEBRIETTE P. (1992) – Structuration permienne du bassin Blanzly-Le Creuzot et évolution post-hercynienne. *Cuardenos de Geologica Iberica*, n° 16, p. 39-57, Madrid.
- DE LAUNAY L. (1923) – Notes sur le terrain tertiaire de Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, (XXVI), 147, p. 1-102.
- 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). *Géologie de la France*, n° 4, p. 49-77, 19 fig., 1 carte dpl. en pochette.
- DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., LHOUE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGEY M. (1984) – Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Documents BRGM, n° 73, 37 p., 20 fig., 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pl. h.t.
- DELFOUR J., GIGOT C. (1985) – Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Bulletin BRGM, Géologie de la France*, n° 4, p. 331-340, 3 fig., 1 pl. photo.

- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G, FEYS R., FLEURY R. (1988) – Carte géologique. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (576) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, R. Feys, H. Carrat, L. Clozier, avec la collaboration de F. Mercier-Batard et J. Cornet (1989), 116 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G, MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géologique. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, L. Clozier, H.G. Carat, J. Cornet, A. Lefavrais-Raymond (1990), 109 p.
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CLOZIER L.(1992) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Fours (550) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, L. Clozier, B. Alabouvette, J. Cornet, F. Mercier-Batard (1992), 83 p.
- DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1993) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Evêque (524) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, L. Clozier, J. Cornet, R. Feys, G. Lablanche (1993).
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CORNET J. (1997) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Corbigny (496) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, B. Alabouvette, J. Cornet (1997), 93 p.
- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) – Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géologie de la France*, n° 2, p. 3-12, 5 fig., 2 tabl.
- DELPORTE H. (1957) - La Grotte des Fées de Châtelperon (Allier). *Société Préhistorique Française*, Congrès préhistorique de France, C.R. XV^e session, p. 452-477, 1 fig., 9 pl.
- DELPORTE H. (1968) – Le Paléolithique dans le Massif central : II. le Paléolithique de la Montagne bourbonnaise d'après la collection Bailleau. *Revue Archéologique du Centre*, t. 8, fasc. 1, p. 53-80, 14 fig.
- DELPORTE H. ET F. SURMELY, A. URGAL Coll. (1999) – Entre Néandertal et Cro-Magnon, Châtelperon un grand gisement préhistorique de l'Allier. Conseil Général de l'Allier, Association pour le Développement de l'Achéologie en Auvergne, 49 p., 23 fig.
- DELSAHUT B. (1981) – Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3^e cycle, Paul Sabatier, Toulouse, 232 p., 75 fig., ronéot.
- DERVIN T. (1998) – Organisation des dépôts de la marge nord-ouest du fossé des Limagnes. Relation avec le volcanisme. *Mém. Géol. IGAL*, n° 80, 248 p., 175 fig., 2 pl.
- DIDIER J., LAMEYRE J., VIALETTE Y. (1973) – Les granitoïdes hercyniens du Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, n°3-4, p.271-273.
- DIDIER J., PEYREL J.Y. (1980) – Structure laccolitique et âge carbonifère terminal du granite du Mayet de Montagne (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 291, p. 797-800.

- DJARAR L., WANG H., GUIRAUD M., CLERMONT J., COUREL L., DUMAIN M., LAVERSANNE J. (1996) – Le bassin stéphanien des Cévennes (Massif central) : un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. *Geodinamica Acta*, 9, 5, p. 193-222.
- DI NOTA R. (1970) – Étude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand, 133 p.
- DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. (2001) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Paray-le-Monial (n° 600) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Donzeau M., Chèvremont P., Marteau P., Debriette P.J., Jauffret D., Mouterde R., Thiéblemont D., Wernli R., Wyns R. (2001).
- DUFOUR E. (1982) – Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (Massif central, France). Thèse 3^e cycle, univ. de Lyon 1, 241 p.
- DUFOUR E. (1985) – Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais (Massif central France). *Lithos*, n° 18, p. 97-113, 5 fig., 10 tabl.
- DUFOUR E., LARDEAUX J.-M., COFFRANT D. (1985) – Éclogite et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, série II, n° 4, p. 141-144.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) – Palaeozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr system. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- DUSSOURD H. (1975) – Le Bourbonnais. Editions Volcan. Clermont-Ferrand, 278 p.
- FAURE M., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) – Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, p. 967-973.
- FAURE M. (1995) – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, n° 14, p. 132-153.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FAURE M., LEDRU, P., LARDEAUX J.M., MATTE P. (2004) – Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Béziers to Lyon. *32nd International Geological Congress, Florence (Italy)*. Field trip guide book Volume n° 2 – Pre-Congress B22, 44 p.
- FEYBESSE J.L. (1981) – Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon houiller. Thèse 3^e cycle, Clermont Ferrand, 182 p.

- FEYS R. (1989) – Le Permien du Bassin de Blanzky-Bert-Le Creusot, B7, p. 72-77 in J.J. Chateaufeuf et G. Farjanel (1989) - Synthèse géologique des bassins permien français. Mémoire BRGM 128, 288 p.
- GELARD J.P. (1978) – La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géographie phys. et Géol. dynam. Fr.*, (2), 20, n° 1, p. 5-28.
- GELARD J.-P. (1984) – Réflexions sur la mise en place des bassins houillers du Nord du Massif central et sur la structure de leur remplissage. *Ann. Soc. Géol. Fr.*, CIII, p. 201-208, 6 fig., Lille.
- GELARD J.-P., CASTAING C., BONJOLY D., GROLIER J. (1986) – Structure et dynamique des bassins houillers limniques du Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 149, p. 57-72.
- GIRAUD J. (1902) – Études géologiques sur la Limagne d'Auvergne. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XIII, 87, 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, Série II, p. 227-232.
- GORIN G. (1975) – Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.* (2^e série), sec. 1, 3, p. 147-181.
- GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) – L'évolution tectonique du grand Sillon-Houiller du Massif central Français. *23rd. Int. Geol. Congress*, Prague, I, p. 107-116.
- GROS Y., MARTIN P. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p.
- GUERROT C. (2004) – Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour 3 échantillons de la feuille de Lapalisse, Massif central. Carte géologique à 1/50 000. Étude ANA/ISO 03-1-004-DE, BRGM.
- GUFFROY J. (1957) – La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 248, 4-5, p. 632-635.
- HUGUENEY M. (1969) – Les rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène supérieur de Coderet-Bransat (Allier). *Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 34, 227 p.
- HUGUENEY M. (1974) – Gisements de petits mammifères dans la région de Saint-Gérard-le-Puy (stratigraphie relative). *Rev. Sc. Bourbonnais*, p. 52-68.
- HUGUENEY M. (1984) – Évolution du paléoenvironnement dans le Tertiaire de Limagne (Massif central, France) à partir des faunes de mammifères. *Geobios*, Lyon, Mém. Spécial, 8, pp. 385-391.

- HUGUENEY M. (1997) – Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocène inférieur du centre de la France : synthèse réactualisée. In : Aguilar J. P., Legendre S. & Michaux J. (eds), BiochroM'97, *Mém. Trav. E.P.H.E.*, Inst. Montpellier, 21, p. 417-430.
- JULIEN A. (1880) – La Limagne et les bassins tertiaires du Plateau Central. *Annuaire du Club Alpin Français*, p. 446-478.
- JULIEN A. (1881a) – Sur le terrain dévonien de Diou (Allier) et de Gilly (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. XCII, séance du 4 avril.
- JULIEN A. (1881b) – Sur l'existence du terrain cambrien à Saint-Léon et Châtel-Perron (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. XCII, p.1293, séance du 30 mai.
- JULIEN A. (1896) – Le terrain carbonifère marin de la France centrale. Un vol, n° 4, 303 p., 17 pl., Paris.
- JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Nvelle série, n° 38.
- JUNG J. (1946) – Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Expl. Carte géol. France*, 372 p.
- HOTTIN A.-M., MARTEAU P., TURLAND M. (1992) – Comparaisons entre les roches volcaniques du forage de Sancerre-Couy et celles des bassins stéphaniens du Nord-Ouest du Massif central. *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 37-42, 2 fig., 2 tabl.
- LAFAGE S. (2003) – Relevé partiel de la carte géologique de Le Donjon (secteur sud, Allier, Loire et Saône-et-Loire) : précisions sur la sédimentation terrigène tertiaire. *Mém. Géol. IGAL.*, 293, 97 p.
- LAGARDE G. (1988) – Minéralogie et histoire des mines métalliques du Bourbonnais (Département de l'Allier). Charroux : Editions des cahiers du Bourbonnais, 73 p.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) – Les granitoïdes de France. In *Evolutions géologiques de la France*. Mémoire BRGM n° 107, p. 51-97.
- LA ROCHE (de) H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, p. 183-210.
- LA ROCHE (de) H., STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre*, (Nancy, France), XXIV, 1, p. 5-121.
- LAVILLE P. (1986) – La série carbonatée dans la région de Gilly-sur-Loire (SW du Morvan - Frasnien Famennien). DEA SEDIPAL, Univ. Dijon, 23 p., annexes.

- LAVOCAT R. (1951) – Révision de la faune des mammifères oligocènes d’Auvergne et du Velay. *Sciences et Avenir*, Paris, 150 p.
- LARDEAUX J.M., DUFOUR E. (1987) – Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, Série II, p. 61-64.
- LECOQ H. (1867) – Les époques géologiques de l’Auvergne. *Baillière*, Paris, II, 582 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC’H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. France*. (8), t. V, n° 3, p. 605-618, 4 fig.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., LARDEAUX J.-M., MONTEL J.-M., VANDERHAEGHE O., VITEL G. (2001) – The Velay dome (French Massif central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, t. 342, pp. 207-237.
- 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 3^e cycle, Univ. Orléans, 248 p.
- LEMIÈRE B. (1982) – L’amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d’altération hydrothermale. Thèse doct.-ing., Lyon, 148 p. *Doc. BRGM*, n° 54 (1983).
- LYS M., SERRE B., MAUVIER A., GREKOFF N. (1961) – Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Revue de l’IFP*, XVI, 5, p. 538-567.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (1990) – Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif central : Mont Pilat extensional shear zone and St-Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, t.177, p. 139-149.
- MANES M.W. (1847) - Statistique minéralogique, géologique, minéralurgique du département de Saône et Loire. Mâcon.
- MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d’évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 1, p. 9-24.
- MATTE, P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* **13** (2), p. 122-128.
- MENARD G., MOLNAR P. (1988) – Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European basin and range province. *Nature*, n° 334, p. 235-237.

- MERLE, O., MICHON L. (2001) – The formation of the West European Rift: A new model as exemplified by the Massif central area. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 2, p. 213-221.
- MICHEL-LEVY A. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines*, n° 12, t. XVII, 1907-1908, 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MICHEL-LEVY A. (1908b) – Métamorphisme et tectonique des terrains paléozoïques du Morvan et de la Loire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 146, séance du 9 mars 1908, p. 1-3.
- MICHEL-LEVY A. (1926) – Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, t. 6, p. 57-63.
- ODIN G.-S., ODIN C. (1990) – Échelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, n° 35.
- PAUL H. (1944) – Eine neue Tournai-Fauna aus dem nördlichen Morvan. *Vorläufige Mitteilung. N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh.*, B, p. 30-32, Stuttgart.
- PAQUETTE Y. (1980) – Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie, tectonique syndiagénétique. Thèse 3^e cycle, Univ. Dijon, 227 p., 99 fig., 6 pl., ronéot.
- PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, 4, 187 p.
- PEYREL J.Y. (1981) – Pétrologie des granites rouges du Nord-Est du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand, 81 p.
- PEYREL J.Y., DIDIER J. (1983) – La famille des granites rouges du Nord-Est du Massif central. *Géologie de la France*, (2), I, n° 1-2, p. 73-80.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne en Europe. Thèse d'Etat, univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 450 p.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 3, p. 461-469.
- PISSIS A. (1838) – Mémoire sur les formations stratifiées du Midi de l'Auvergne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1, 3, 3, 15 p.
- POMEL A. (1846) – Géologie paléontologique des terrains tertiaires du département de l'Allier. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 3, 198 p.
- RAT P. (1972) – Bourgogne-Morvan. Ed. « Les guides géologiques régionaux ». Masson et Cie, 174 p.
- REY R. (1962) – Étude du bassin sédimentaire de la Limagne d'Auvergne. *Mém. BRGM, Coll. sur le Paléogène*, 28, p. 485-491.
- REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. *In : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central. Symp. J. Jung*, Clermont-Ferrand, pp. 309-330.

- RIVELINE J., GIOT D., FARJANEL G., PACQUET A. (1988) - Mise en évidence de dépôts Eocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France). Implications tectoniques. *C. R. Acad. Sci.*, 306, série II, p. 55-62.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, n° 3, p. 3-31, 15 fig.
- ROBELIN C. (1981) – Le Dévono-dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (Sud-Ouest Morvan, Massif central français) : enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3^e cycle, Dijon, 159 p., 60 fig., 21 tabl., 2 pl. photo.
- ROLIN P., STUSSI J.M. (1991) – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol., France*, t. 162, n° 1, p.123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In « Symposium Jean Jung ». Clermont-Ferrand, éd. Plein-Air Service, p. 269-289.
- ROSSI Ph., CHÈVREMONT Ph. (1987) – Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, n° 21, p. 14-18.
- SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) – Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). Doc. BRGM, n° 14, 14 p., 1 carte.
- SCOTESE C. R. (2004) – Plate tectonic maps and Continental drift animations, PALEOMAP Project : www.scotese.com
- STUSSI J.M., LA ROCHE (de) H. (1984) – Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 298, série II, n° 2, p. 43-48.
- SUPPLY J.P. (1985) – Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle : géol. Montpellier, 146 p.
- THIEBLEMONT D., TEGYEY M. (1994) – Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, p. 87-94.
- TOURENQ J. (1989) – Les sables et argiles du bourbonnais (Massif central, France), une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur, étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Thèse d'état, Université Paris VI, doc. BRGM, 174, 333 p.
- VALETTE C.O. (1983) – Karts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan : le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Thèse 3^e cycle, Orléans, Document BRGM, n° 58, 299 p., 96 fig., 16 tabl., 7 pl. h.t.

- VIALETTE Y. (1965) – Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la Terre*, t. X, n° 3-4, p. 369-382.
- VIALETTE Y. (1973) – Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, n° 3-4, p.260-270.
- WATTINE A. (1999) – Organisation de la sédimentation carbonatée stromatolitique sur le horst de Saint-Germain (Limagne bourbonnaise, France) : exemple des dépôts aquitaniens de la carrière de Montaigu-le-Blin. *Mém. Géol. IGAL*, n° 123, 230 p.
- WATTINE A. (2004) – Évolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions, en Limagne bourbonnaise (Oligo-miocène, Massif central, France). Thèse, MNHN, Paris, 195 p., 4 ann.
- WEBER C. (1973) – Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM (2^e série)*, sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.
- WEBER C. (1973) – Les granitoïdes du Sud du bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XV, n° 3-4, p. 252-259.
- Weyer D. (1965) - Etroeungt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abhandlungen Z.G.I.*, 1, p.290-302.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

- Feuille *Charolles* : 1^{ère} édition (1890), par Auguste Michel-Lévy et F. Delafond.
2^e édition (1940), par Albert Michel-Lévy.

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Mayet-de-Montagne* (1978), par le C.E.A., L. Barras, R. Bouillier.
- Feuille *Maringues* (1980), par M. Jeambrun, P. Dadet, L. Clozier, R. Fleury.
- Feuille *Vichy* (1979), par P. Dadet, L. Clozier, R. Fleury.
- Feuille *Château-Chinon* (1986), par H.G. Carrat, A. Lefavrais-Raymond.
- Feuille *Dompierre-sur-Besbre* (1989), par J. Delfour, H.G. Carrat, L. Clozier, R. Feys, R. Fleury.
- Feuille *Bourbon-Lancy* (1990), par J. Delfour, L. Clozier, H.G. Carrat, M.-C. Maugenest.
- Feuille *Autun* (1991), par J. Arène, J. Delfour, R. Feys, L. Clozier, G. Lablanche.
- Feuille *Fours* (1992), par J. Delfour, B. Alabouvette, L. Clozier.
- Feuille *Lucenay-l'Evêque* (1996), par J. Delfour, R. Feys, L. Clozier, G. Lablanche.

Feuille *Corbigny* (1997), par J. Delfour, B. Alabouvette, J. Cornet.

Feuille *Épinac* (1999), par P. Chèvremont, C. Rémond, P. Marteau, L. Clozier, D. Thiéblemont, D. Jauffret, J.-P. Thévenot.

Feuille *Paray-le-Monial* (2001), par M. Donzeau, P. Chèvremont, P. Marteau.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Lyon* (1963), coordination F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Lyon* (1979), coordination J. Méloux.

Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (1979), par A. Emberger et J.J. Perichaud.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- au Service géologique régional Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24 avenue des Landais, 63174 Aubière Cedex ;
- ou encore BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Autres lieux d'information :

- Clermont-Ferrand, Institut de Géologie et de Minéralogie, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex ;
- Société géologique de France, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris ;
- Muséum d'Histoire naturelle, laboratoire de Pétrographie, 61 rue Buffon, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- introduction, histoire géologique, documentation complémentaire : J. Delfour (BRGM) ;
- formations paléozoïques, roches filoniennes, phénomènes géologiques, ressources minérales en domaine paléozoïque : J. Delfour (BRGM) ;

- formations sédimentaires permo-carbonifères : A. Genna (BRGM) ;
- formations sédimentaires cénozoïques : C. Raber, P. Barrier, C. Gagnaison, Y. Vautier (IGAL) ;
- préhistoire : résumé d'après les publications de H. Delporte (1957, 1968 et 1999) aimablement communiquées par PRÉHISTORAMA « Entre Néandertal et Cro-Magnon » La Gare, Châtelperon ;
- hydrogéologie : D. Jauffret (BRGM).

ANNEXES

ANNEXE 1

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PALÉOZOÏQUES

Types pétrographiques et localisation (coordonnées en x et y)

Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien)

- DJ 1447 (709,550 - 2150,425). Gneiss, N les Bouquillons.
- DJ 1535 (707,450 - 2148,450). Gneiss, W les Bouées.
- DJ 2721 (711,100 - 2150,075). Gneiss, les Fayettes.
- DJ 2728 (712,400 - 2149,075). Gneiss, les Plantais.
- DJ 2753A (710,350 - 2150,500). Gneiss, S Montapeine.
- DJ 2753B (710,350 - 2150,500). Gneiss leucocrate, S Montapeine.
- DJ 2760 (710,750 - 2151,000). Gneiss, W le Donjon.

Granitoïdes du horst de Saint-Léon (Tournaisien-Viséen inférieur)

- DJ 34 (700,150 - 2157,075). Granodiorite, N Châtelperron.
- DJ 55 (699,775 - 2156,300). Tonalite, N Châtelperron.
- DJ 59 (699,800 - 2154,625). Granodiorite, W le Colombier.
- DJ 961 (700,150 - 2155,800). Granodiorite, Bellevue.
- DJ 1046A (700,375 - 2157,950). Granodiorite, N Châtelperron.
- DJ 116 (701,000 - 2159,950). Granite de Coulon, Bois des Arnauds.
- DJ 117A (701,250 - 2159,750). Granite de Coulon, Bois des Arnauds.
- DJ 508 (700,850 - 2153,525). Granite de Sorbier, W carrière des Chartiers.
- DJ 543 (700,625 - 2151,450). Granite de Sorbier, SW les Thiollets.

Granites du domaine de Barraix-Bussolles (Namurien)

- DJ 1482 (705,200 - 2146,900). Granite, S Bert.
- DJ 2140 (711,200 - 2142,500). Granite, W Montaiguët-en-Foréz.
- DJ 2584 (711,450 - 2148,650). Monzogranite, les Vichys.
- DJ 2956 (703,000 - 2142,700). Granite, Gerban.

Granophyres du domaine de Barraix-Bussolles (Stéphanien)

- DJ 1545 (706,800 - 2142,775). Granophyre en stock, Bois de la Chassaigne.
- DJ 2257 (707,350 - 2141,525). Granophyre en stock, les Rivières.
- DJ 1497A (705,150 - 2146,075). Granophyre en filon, la Vernière.
- DJ 1596 (708,625 - 2147,250). Granophyre en filon, le Fètrez.
- DJ 2012A (714,375 - 2143,400). Granophyre en filon, carrière de la Lisette.
- DJ 1922 (710,000 - 2148,100). Granophyre en filon, Poupetière.
- DJ 1922A (710,000 - 2148,100). Granophyre en filon, Poupetière.

Microgranites du domaine de Barraix-Bussolles

- DJ 1598 (709,250 - 2142,100). Microgranite, Quirielle.
- DJ 1745 (705,575 - 2146,900). Microgranite, le Cerisier.

Roche volcanique rapportée au Stéphanien

DJ 2270 (706,750 - 2147,300). Trachy-andésite, S les Bourrachots.

Roches filoniennes

DJ 527 (701,525 - 2154,025). Lamprophyre, carrière des Chartiers.

| N° | DJ | DJ | DJ | DJ | DJ | DJ | DJ |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| Éch. | 1535 | 1535 | 2721 | 2728 | 2753A | 2753B | 2760 |
| SiO ₂ | 61,70 | 65,20 | 66,50 | 67,50 | 64,90 | 74,00 | 75,00 |
| TiO ₂ | 0,95 | 0,93 | 0,83 | 0,75 | 0,90 | 0,12 | 0,50 |
| Al ₂ O ₃ | 17,80 | 15,85 | 15,70 | 15,30 | 16,40 | 13,20 | 12,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,00 | 5,00 | 5,60 | 3,70 | 6,45 | 1,65 | 3,20 |
| MnO | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,12 | 0,07 |
| MgO | 2,60 | 2,40 | 2,30 | 1,85 | 2,50 | 0,21 | 1,15 |
| CaO | 2,90 | 0,40 | 0,74 | 0,60 | 1,25 | 1,30 | 1,45 |
| Na ₂ O | 2,90 | 3,35 | 2,00 | 3,60 | 1,90 | 2,20 | 2,45 |
| K ₂ O | 3,50 | 4,00 | 4,30 | 4,80 | 3,40 | 5,25 | 3,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,19 | 0,08 | 0,21 | 0,07 | 0,08 | 0,02 |
| Pfeu | 1,60 | 2,70 | 2,25 | 2,10 | 2,40 | 1,00 | 1,25 |
| Total | 100,28 | 100,08 | 100,37 | 100,47 | 100,24 | 99,13 | 100,34 |

| N° | DJ | DJ | DJ | DJ |
|------|------|------|------|------|
| Éch. | 1535 | 2721 | 2728 | 2760 |
| V | 84 | 109 | 67 | 68 |
| Ni | 39 | 43 | 36 | 44 |
| Co | 14 | 16 | 13 | 11 |
| Sr | 212 | 162 | 330 | 279 |
| Rb | 172 | 168 | 169 | 102 |
| Ba | 936 | 1115 | 1281 | 1110 |
| Zr | 241 | 201 | 266 | 423 |
| Y | 31,8 | 33,3 | 10,3 | 5,3 |
| Nb | 19,6 | 12,4 | 15,2 | 10,1 |

| N° | DJ | DJ | DJ | DJ |
|------|-------|-------|------|------|
| Éch. | 1535 | 2721 | 2728 | 2760 |
| La | 95,1 | 54,3 | 22,1 | 22,1 |
| Ce | 184,1 | 109,5 | 85,9 | 31,8 |
| Pr | 22,3 | 12,7 | 4,9 | 3,4 |
| Nd | 82,1 | 50,0 | 18,0 | 10,4 |
| Sm | 15,3 | 9,6 | 3,5 | 1,5 |
| Eu | 1,6 | 1,7 | 0,8 | 2,0 |
| Gd | 10,9 | 7,8 | 2,4 | 0,8 |
| Tb | 1,5 | 1,1 | 0,4 | 0,1 |
| Dy | 8,5 | 7,2 | 2,3 | 0,9 |
| Ho | 1,5 | 1,4 | 0,5 | 0,2 |
| Er | 3,7 | 4,2 | 1,3 | 0,8 |
| Yb | 2,0 | 3,7 | 1,2 | 1,1 |
| Lu | 0,3 | 0,6 | 0,2 | 0,2 |
| Hf | 8,6 | 8,1 | 9,0 | 16,7 |
| Th | 68,3 | 34,6 | 25,7 | 4,7 |
| Ta | 2,2 | 1,5 | 1,3 | 1,1 |
| U | 4,0 | 6,9 | 2,8 | 3,4 |

**Tabl. 1 - Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien)
(majeurs en %, traces en ppm)**

Les analyses de roches ont été effectuées par le département Analyses du BRGM. Éléments majeurs par fluorescence X, éléments traces par spectrométrie d'émission par plasma inductif et terres rares par spectrométrie de masse avec excitation par plasma inductif.

| N° Éch. | DJ 34 | DJ 55 | DJ 59 | DJ 961 | DJ117A | DJ 508 | DJ 543 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 55,70 | 56,50 | 57,80 | 58,10 | 64,30 | 65,40 | 65,40 |
| TiO ₂ | 1,40 | 1,01 | 1,10 | 1,01 | 0,58 | 0,71 | 0,69 |
| Al ₂ O ₃ | 17,30 | 16,98 | 16,80 | 16,63 | 15,90 | 15,23 | 15,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 10,10 | 8,91 | 8,70 | 8,15 | 5,45 | 4,32 | 3,80 |
| MnO | 0,19 | 0,15 | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,08 | 0,09 |
| MgO | 2,95 | 3,64 | 3,05 | 3,29 | 2,10 | 2,66 | 2,45 |
| CaO | 5,55 | 6,11 | 5,90 | 5,95 | 4,05 | 3,00 | 2,50 |
| Na ₂ O | 3,25 | 2,87 | 3,55 | 2,79 | 3,70 | 2,66 | 3,15 |
| K ₂ O | 1,95 | 1,74 | 2,10 | 2,30 | 2,75 | 5,02 | 4,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,39 | 0,18 | 0,23 | 0,21 | 0,11 | 0,32 | 0,32 |
| Pfeu | 1,55 | 1,46 | 0,90 | 0,99 | 1,25 | 0,64 | 1,65 |
| Total | 100,33 | 99,55 | 100,30 | 99,57 | 100,31 | 100,04 | 100,15 |

| N° Éch. | DJ 34 | DJ 59 | DJ 117A | DJ 543 |
|---------|-------|-------|---------|--------|
| V | 217 | 168 | 103 | 70 |
| Ni | 31 | 35 | 31 | 40 |
| Co | 23 | 20 | 12 | 13 |
| Sr | 411 | 384 | 311 | 306 |
| Rb | 96 | 80 | 90 | 246 |
| Ba | 556 | 811 | 767 | 1050 |
| Zr | 158 | 195 | 136 | 243 |
| Y | 39,5 | 32,0 | 18,0 | 21,0 |
| Nb | 18,5 | 12,0 | 5,7 | 20,2 |

| N°Éch. | DJ34 | DJ 59 | DJ117A | DJ 543 |
|--------|------|-------|--------|--------|
| La | 32,3 | 31,6 | 24,9 | 44,6 |
| Ce | 70,3 | 65,1 | 51,2 | 87,4 |
| Pr | 8,8 | 7,9 | 5,4 | 10,0 |
| Nd | 38,6 | 32,3 | 19,9 | 41,4 |
| Sm | 8,2 | 6,6 | 3,8 | 8,0 |
| Eu | 2,2 | 1,8 | 1,0 | 1,4 |
| Gd | 7,6 | 6,1 | 3,3 | 5,0 |
| Tb | 1,2 | 0,9 | 0,5 | 0,7 |
| Dy | 7,0 | 5,7 | 3,1 | 3,8 |
| Ho | 1,5 | 1,2 | 0,7 | 0,7 |
| Er | 4,3 | 3,6 | 2,0 | 2,1 |
| Yb | 3,9 | 3,2 | 2,0 | 1,9 |
| Lu | 0,6 | 0,5 | 0,3 | 0,3 |
| Hf | 4,1 | 5,1 | 4,2 | 6,7 |
| Th | 6,0 | 9,7 | 13,2 | 28,7 |
| Ta | 1,3 | 0,8 | 0,6 | 1,9 |
| U | 3,1 | 4,2 | 2,4 | 12,3 |

Tabl. 2 - Granitoïdes du horst de Saint-Léon (Viséen inférieur)
(majeurs en %, traces en ppm).

| N° Ech. | DJ 1482 | DJ 2140 | DJ 2584 | DJ 2956 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 76,50 | 73,90 | 72,10 | 74,80 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,28 | 0,33 | 0,20 |
| Al ₂ O ₃ | 12,10 | 13,10 | 13,80 | 12,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,00 | 1,90 | 2,05 | 1,45 |
| MnO | 0,03 | 0,15 | 0,06 | 0,08 |
| MgO | 0,23 | 0,60 | 0,80 | 0,46 |
| CaO | 0,28 | 0,92 | 1,35 | 0,67 |
| Na ₂ O | 3,45 | 2,70 | 3,10 | 3,55 |
| K ₂ O | 4,95 | 5,30 | 4,90 | 4,90 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,08 | 0,11 | 0,07 |
| Pfeu | 1,05 | 1,10 | 0,70 | 0,79 |
| Total | 99,86 | 100,03 | 99,30 | 99,77 |

| N° Ech | DJ 1482 | DJ 2140 | DJ 2956 |
|--------|---------|---------|---------|
| V | 13 | 19 | 10 |
| Ni | 33 | 28 | 36 |
| Co | 5 | 6 | 5 |
| Sr | 82 | 144 | 97 |
| Rb | 266 | 359 | 372 |
| Ba | | | 242 |
| Zr | | | 124 |
| Y | | | 23,1 |
| Nb | | | 20,8 |

| N° Ech. | DJ 2956 |
|---------|---------|
| La | 34,9 |
| Ce | 71,1 |
| Pr | 8,9 |
| Nd | 30,4 |
| Sm | 6,3 |
| Eu | 0,6 |
| Gd | 4,3 |
| Tb | 0,7 |
| Dy | 3,8 |
| Ho | 0,7 |
| Er | 2,2 |
| Yb | 2,1 |
| Lu | 0,3 |
| Hf | 4,2 |
| Th | 38,5 |
| Ta | 2,4 |
| U | 15,5 |

Tabl. 3 - Granites de Barraix-Bussolles (Namurien)
(majeurs en %, traces en ppm).

| N° Éch. | DJ 1545 | DJ 2257 | DJ 1497A | DJ 1596 | DJ 2012A | DJ 1922 | DJ 1922A |
|--------------------------------|---------|---------|----------|---------|----------|---------|----------|
| SiO ₂ | 77,00 | 76,80 | 77,60 | 76,40 | 74,70 | 76,90 | 75,40 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,08 | 0,17 | 0,20 | 0,20 | 0,08 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 12,30 | 12,60 | 12,30 | 13,10 | 13,60 | 12,20 | 12,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,83 | 0,70 | 1,30 | 1,10 | 1,55 | 0,75 | 1,15 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,04 |
| MgO | 0,10 | 0,10 | 0,20 | 0,20 | 0,30 | 0,01 | 0,23 |
| CaO | 0,38 | 0,48 | 0,23 | 0,26 | 0,25 | 0,46 | 0,36 |
| Na ₂ O | 3,30 | 3,90 | 2,20 | 2,80 | 3,60 | 4,15 | 3,40 |
| K ₂ O | 4,75 | 4,50 | 5,35 | 5,35 | 4,30 | 4,40 | 5,15 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,05 |
| Pfeu | 0,68 | 0,50 | 1,05 | 1,10 | 1,15 | 0,72 | 1,00 |
| Total | 99,49 | 99,71 | 100,47 | 100,59 | 99,77 | 99,72 | 99,37 |

| N° Éch. | DJ 1545 | DJ 1922 | DJ 1922A |
|---------|---------|---------|----------|
| La | 17,6 | 13,9 | 12,0 |
| Ce | 40,7 | 24,0 | 23,0 |
| Pr | 4,5 | 2,6 | 2,5 |
| Nd | 18,6 | 8,9 | 9,1 |
| Sm | 4,6 | 1,5 | 2,0 |
| Eu | 0,2 | 0,2 | 0,3 |
| Gd | 3,5 | 1,1 | 1,6 |
| Tb | 0,6 | 0,2 | 0,3 |
| Dy | 3,4 | 1,1 | 1,9 |
| Ho | 0,7 | 0,3 | 0,4 |
| Er | 2,4 | 1,0 | 1,3 |
| Yb | 2,9 | 1,4 | 1,5 |
| Lu | 0,5 | 0,2 | 0,3 |
| Hf | 3,3 | 2,7 | 3,6 |
| Th | 26,2 | 26,8 | 33,1 |
| Ta | 3,9 | 2,2 | 1,7 |
| U | 7,7 | 10,3 | 14,4 |

| N° Éch. | DJ 1545 | DJ 2257 | DJ 2012A | DJ 1922 | DJ 1922A |
|---------|---------|---------|----------|---------|----------|
| V | 5 | 5 | 11 | 5 | 5 |
| Ni | 18 | 23 | 28 | 25 | 28 |
| Co | 2 | 2 | 5 | 2 | 2 |
| Sr | 38 | 27 | 134 | 37 | 86 |
| Rb | 529 | 26 | 603 | 354 | 375 |
| Ba | 53 | | | 69 | 269 |
| Zr | 63 | | | 58 | 106 |
| Y | 26,5 | | | 10,5 | 13,9 |
| Nb | 25,6 | | | 17,5 | 18,4 |

Tabl. 4 - Granophyres du domaine de Barraix-Bussoles (Stéphanien)
(majeurs en %, traces en ppm)

| N° Éch. | DJ 1598 | DJ 1745 | DJ 2270 | DJ 527 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|
| SiO ₂ | 69,00 | 73,50 | 62,30 | 56,00 |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,36 | 1,00 | 0,73 |
| Al ₂ O ₃ | 15,20 | 13,05 | 17,00 | 15,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,65 | 2,00 | 4,90 | 5,35 |
| MnO | 0,07 | 0,04 | 0,15 | 0,11 |
| MgO | 1,25 | 0,66 | 2,45 | 4,76 |
| CaO | 0,93 | 0,30 | 0,85 | 4,94 |
| Na ₂ O | 3,50 | 2,15 | 3,35 | 4,50 |
| K ₂ O | 4,40 | 5,70 | 5,30 | 2,36 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,02 | 0,32 | 0,18 |
| Pfeu | 2,50 | 1,50 | 2,75 | 6,17 |
| Total | 100,02 | 99,28 | 100,37 | 100,20 |

| N° Éch. | DJ 1598 | DJ 1745 | DJ 2270 |
|---------|---------|---------|---------|
| V | 34 | 26 | 96 |
| Ni | 31 | 35 | 42 |
| Co | 8 | 6 | 14 |
| Sr | 172 | 130 | 488 |
| Rb | 257 | 375 | 220 |
| Ba | 710 | 709 | 1689 |
| Zr | 150 | 155 | 384 |
| Y | 16,7 | 18,8 | 10,2 |
| Nb | 12,1 | 14,6 | 18,5 |

| N° Éch. | DJ 1598 | DJ 1745 | DJ 2270 |
|---------|---------|---------|---------|
| La | 37,7 | 43,1 | 41,5 |
| Ce | 74,6 | 82,0 | 166,4 |
| Pr | 8,4 | 9,0 | 8,6 |
| Nd | 28,5 | 30,5 | 29,2 |
| Sm | 5,4 | 5,2 | 4,8 |
| Eu | 1,2 | 0,8 | 1,0 |
| Gd | 4,0 | 3,5 | 2,7 |
| Tb | 0,5 | 0,5 | 0,4 |
| Dy | 2,9 | 2,9 | 2,5 |
| Ho | 0,6 | 0,6 | 0,4 |
| Er | 1,6 | 1,7 | 1,3 |
| Yb | 1,4 | 1,6 | 1,5 |
| Lu | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Hf | 4,1 | 4,5 | 12,8 |
| Th | 15,9 | 33,0 | 35,3 |
| Ta | 1,3 | 1,4 | 1,3 |
| U | 5,4 | 12,8 | 5,8 |

Tabl. 5 - Microgranites du domaine de Barrais-Bussoles, roche volcanique, lamprophyre (majeurs en %, traces en ppm)



LE DONJON

La carte géologique à 1/50 000
LE DONJON est recouverte
par la coupure CHAROLLES (N° 147)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

| | | |
|---------------------------|----------------------|-----------------|
| Moulins | Dompierre-sur-Besbre | Paray-le-Monial |
| Saint-Pourçain-sur-Sioule | LE DONJON | Charolles |
| Vichy | Lapalisse | Charlieu |