

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

# **SAINT- GERMAIN- LEMBRON**

par

**O. VANDERHAEGHE, F. PROGNON**

Avec la collaboration de

**V. GARDIEN, F. SOLGADI, O. BLEIN, A. WATTINNE,  
J.-F. PASTRE, J.-F. MOYEN, N. ARNAUD,  
M. GRANGE, A. VILLAROS, O. CARDON,  
A. COCHERIE, P. CHÈVREMONT, C. BERTIN,  
E. SAWYER, D. GASSE, B. LE BAYON**





## SAINT-GERMAIN-LEMBRON

La carte géologique à 1/50 000  
SAINT-GERMAIN-LEMBRON est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
à l'Ouest : BRIOUDE (N° 175)  
à l'Est : MONISTROL (N° 176)

Veyre-Monton	Issoire	Ambert
Besse	SAINT-GERMAIN-LEMBRON	Arlane
Massiac	Brioude	Craponne-sur-Arzon

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE**

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-GERMAIN-LEMBRON À 1/50 000**

**par**

**O. VANDERHAEGHE, F. PROGNON**

*Avec la collaboration de*

**V. GARDIEN, F. SOLGADI, O. BLEIN, A. WATTINNE,  
J.-F. PASTRE, J.-F. MOYEN, N. ARNAUD, M. GRANGE,  
A. VILLAROS, O. CARDON, A. COCHERIE, P. CHÈVREMONT,  
C. BERTIN, E. SAWYER, D. GASSE, B. LE BAYON**

**2012**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : PROGNON F., VANDERHAEGUE O., avec la collatoration de Bouiller R., Pastre J.-F., Wattine A., Blein O., Poidevin J.-L., Thonat A., Cardon O., Solgadi F., Gardien V., Grange M., Villaros A., Gasse O., Le Bavon B., Moyen J.-F., Chèvremont P. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Germain-Lembron (742). Orléans : BRGM. Notice explicative Vanderhaeghe O., Prognon F., avec la collaboration de Gardien V., Solgadi F., Blein O., Watinne A., Pastre J.-F., Moyen J.-F., Arnaud N., Grange M., Villaros A., Cardon O., Cocherie A., Chèvremont P., Bertin C., Sawyer E., Gasse D., Le Bayon B., 103 p.

– *pour la notice* : VANDERHAEGHE O., PROGNON F., avec la collaboration de Gardien V., Solgadi F., Blein O., Watinne A., Pastre J.-F., Moyen J.-F., Arnaud N., Grange M., Villaros A., Cardon O., Cocherie A., Chèvremont P., Bertin C., Sawyer E., Gasse D., Le Bayon B. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Germain-Lembron (742). Orléans : BRGM, 103 p. Carte géologique par PROGNON F., VANDERHAEGUE O., avec la collatoration de Bouiller R., Pastre J.-F., Wattine A., Blein O., Poidevin J.-L., Thonat A., Cardon O., Solgadi F., Gardien V., Grange M., Villaros A., Gasse O., Le Bavon B., Moyen J.-F., Chèvremont P. (2012).

© BRGM, 2012. 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 : 978-2-7159-1742-2

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	8
<b>CONTEXTE RÉGIONAL</b>	11
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CONTEXTE GÉOLOGIQUE</i>	13
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
<b>Historique des études géologiques dans la région de Saint-Germain-Lembron</b>	14
<b>Apports de la nouvelle carte</b>	15
<b>Auteurs</b>	16
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	17
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	17
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	18
<b>Socle varisque</b>	18
<b>Bassin houiller de Brassac</b>	29
<b>Formations sédimentaires de la Limagne</b>	31
<b>Formations volcaniques</b>	36
<b>Formations superficielles</b>	41
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	49
<i>UNITÉS LITHO-TECTONIQUES DE LA CEINTURE OROGÉNIQUE HERCYNIENNE DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS</i>	49
<i>ÉVOLUTION THERMOMÉCANIQUE DE LA CEINTURE OROGÉNIQUE VARISQUE</i>	51
<i>ROCHES CRISTALLINES DU LIVRADOIS-FOREZ : VESTIGES DE LA RACINE DE LA CHAÎNE VARISQUE</i>	54
<i>EFFONDREMENT DE LA CHAÎNE VARISQUE ET LA FORMATION DU BASSIN CARBONIFÈRE-PERMIEN DE BRASSAC-LES-MINES</i>	55
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS AU COURS DU CÉNOZOÏQUE</i>	59
<i>FOSSÉ DE LA LIMAGNE D'ALLIER : L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU RIFT OUEST-EUROPÉEN</i>	62
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL</b>	63
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	63

<b>Ressources en eau des alluvions</b>	<b>63</b>
<b>Ressources en eau des formations de socle</b>	<b>64</b>
<b>Ressources en eau des formations sédimentaires</b>	<b>65</b>
<b>RESSOURCES MINÉRALES</b>	<b>68</b>
<i>MINÉRALISATIONS FILONIENNES ENCAISSÉES DANS LE SOCLE HERCYNIEN</i>	<b>68</b>
<i>AUTRES MINÉRALISATIONS ENCAISSÉES DANS LE SOCLE HERCYNIEN</i>	<b>73</b>
<i>GÎTES STRATIFORMES DE HOUILLE ENCAISSÉS DANS DES SÉDIMENTS STÉPHANIENS</i>	<b>73</b>
<i>INDICES D'HYDROXYDES DE FER DANS DES PALÉOSOLS SIDÉROLITHIQUES</i>	<b>76</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>76</b>
<b>CARTES GÉOLOGIQUES ET NOTICES CONSULTÉES</b>	<b>87</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>89</b>
<i>GÉOCHIMIE</i>	<b>91</b>
<i>GÉOCHRONOLOGIE</i>	<b>91</b>
<i>MÉLANODIATEXITE SGE 297</i>	<b>93</b>

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte simplifiée du Massif central français d'après P. Ledru <i>et al.</i> [1989]	<b>12</b>
Fig. 2 - Photos au microscope des différents types de roches cristallines. Pour toutes les photos la coupe est réalisée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation	<b>19-20</b>
Fig. 3 - Carte structurale détaillée d'un secteur de la zone d'étude (Gardien <i>et al.</i> , 2011)	<b>26</b>
Fig. 4 - Le Bassin de Brassac avant l'effondrement des Limagnes (Bois <i>et al.</i> , 1983)	<b>28</b>
Fig. 5 - Dépôts stéphaniens, site de la Taupe, faciès proximaux. La surface supérieure des dépôts est incisée par des faciès chenalisants. Cliché : A. Watinne	<b>Hors texte</b>
Fig. 6 - Faciès sidérolithique, vallée des saints, région de Boudes à quelques km à l'ouest de Saint-Germain-Lembron (cliché A. Watinne)	<b>Hors texte</b>

Fig. 7 - Coupe de référence du Lembron levée par A. Wattinne dans la région de Nonette-Orsonette (gM-C2)	<b>34</b>
Fig. 8 - Basanite à enclaves de péridotite (Suc de Chabanon)	<b>Hors texte</b>
Fig. 9 - Altération avancée des roches hercyniennes (horizon feuilleté). Suc de Genestoux	<b>Hors texte</b>
Fig. 10 - Coupes synthétiques des formations alluviales et volcaniques dans la région de Brassac-les-Mines, à la confluence de l'Allier et de l'Allagnon (Pastre, 2004)	<b>44</b>
Fig. 11 - Sablière pliocène, à strates obliques entrecroisées, orientées N-S. D35, champs rouges, sablière pliocène (moyenne terrasse de l'Allagnon). Cliché : A. Wattinne	<b>Hors texte</b>
Fig. 12 - Nappe de bloc surmontant les altérites post-hercyniennes (Suc de Genestoux)	<b>Hors texte</b>
Fig. 13 - Stéréogrammes des structures mesurées dans les roches métamorphiques et magmatiques du Livradois-Forez. Projection équivalente de Schmidt, hémisphère inférieur, pôles de la foliation et des linéations (Gardien <i>et al.</i> , 2010)	<b>52-53</b>
Fig. 14 - Chemins P-T des paragneiss : les traits pleins correspondent à l'évolution des métatexites localisées dans la partie sud de la zone d'étude et les traits pointillés correspondent à l'évolution des diatexites localisées dans la partie nord de la zone d'étude et associées aux granites	<b>56</b>
Fig. 15 - Carte de localisation de la zone d'étude et des prélèvements des échantillons analysés. D'après F. Solgadi <i>et al.</i> [2007] et carte de Brioude 1/50 000 (1981)	<b>57</b>
Fig. 16 - Distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas des roches métamorphiques de la région de Saint-Germain-Lembron obtenus par fusion totale à l'aide d'un laser CO <sub>2</sub> infra-rouge	<b>58</b>
Fig. 17 - Schéma régional des Limagnes (Wattinne, 2007 ; Massoubre, 1986)	<b>60</b>
Fig. 18 - Schéma conceptuel du demi-graben de la Limagne (Limagne centrale) (Merle et Michon, d'après Morange <i>et al.</i> , 1971)	<b>61</b>

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)	<b>66-67</b>
Tabl. 2 - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 3 - Statistiques sur les gîtes et indices	<b>69</b>
Tabl 4 - Production charbonnière du Bassin de Brassac	<b>74</b>

## RÉSUMÉ

La carte de Saint-Germain-Lembron, située au cœur du Massif central français, est à cheval entre deux régions géographiques et géomorphologiques distinctes qui reflètent la nature du soubassement géologique de la région. Les deux-tiers à l'Est de la carte correspondent à l'extension sud du massif du Livradois-Forez caractérisé par une pénéplaine culminant autour de 1 100 m d'altitude et développé sur des roches cristallines (gneiss, granites) héritées de l'orogénèse Paléozoïque varisque. Le tiers à l'Ouest de la carte est l'extrémité sud du fossé de la Limagne avec une altitude allant de 400 m au Sud à 370 m au Nord. Ce fossé s'est formé au cours du Cénozoïque et est également le lieu d'une activité volcanique marquée par des coulées de basaltes formant des plateaux et des cônes explosifs facilement identifiables dans le paysage.

Les roches cristallines armant le massif du Livradois-Forez constituent la partie profonde de la chaîne hercynienne qui traversait l'Europe et a été formée entre 420 et 280 millions d'années (depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère) en réponse à la convergence entre les plaques Gondwana et Laurussia accommodée par subduction et collision. D'origine essentiellement sédimentaire mais ne contenant pas de fossiles, ces roches cristallines affectées par l'orogénèse varisque sont attribuées par défaut au Protérozoïque supérieur ou au Cambrien. Ces roches ont été exhumées lors de l'effondrement de la chaîne entre 300 et 280 millions d'années. Cette évolution est enregistrée par la formation d'un prisme d'accrétion orogénique comprenant un ensemble de nappes métamorphiques, par la mise en place de plutons granitiques, la formation de vastes dômes de migmatites et le dépôt de sédiments détritiques continentaux et du houiller dans des bassins d'effondrement au Carbonifère.

Au cours du Mésozoïque, l'évolution tectonique de l'Europe de l'Ouest est contrôlée par l'ouverture de l'océan Atlantique et de la Téthys. L'absence de dépôts sédimentaires durant cette période au sein du Massif central français suggère qu'il s'agissait alors d'un haut topographique plus ou moins émergé. L'analyse de l'altération des roches cristallines et le refroidissement cénozoïque enregistré par la thermochronologie ouvre la possibilité du dépôt d'une couverture de sédiments mésozoïques qui aurait ensuite été érodée. Il est possible que les formations du sidérolithique et du substratum varisque (bassin houiller inclus) aient été altérées à cette période.

Au Cénozoïque, l'Europe de l'Ouest est le siège d'une phase tectonique en distension qui s'exprime par la formation d'un réseau de fossés d'effondrement avec une direction d'extension est-ouest et reliés par des failles de transfert décrochantes. Ces failles se localisent pour la plupart le long de zones de faiblesses héritées de l'histoire varisque. Les fossés de la Limagne de l'Allier représentent l'extrémité occidentale de ce rift. Ces fossés d'effondrement sont le site d'une sédimentation détritique en milieu continental avec quelques niveaux

carbonatés au cours de l'Oligocène et du Miocène. Ces dépôts sont associés, au Miocène, à des émissions de laves basaltiques qui résultent de la fusion du manteau sous-continentale.

L'histoire géologique de la région est scellée par le dépôt des alluvions de l'Allier et de ses affluents, associé au volcanisme plio-quadernaire et aux dépôts périglaciaires des nappes de blocs.

### ABSTRACT

The Saint-Germain-Lembron map area, located in the centre of the French Massif Central, straddles two distinct geomorphologic and geographic regions that reflect the underlying bedrock. The eastern two-thirds of the map area corresponds to the southern extension of the Livradois-Forez Massif, characterized by a peneplain culminating at around 1100 m elevation that developed over gneiss and granite inherited from the Paleozoic Variscan orogenesis. The western third of the area is the south end of the Limagne Graben, with elevations ranging from 400 m in the south to 370 m in the north. This graben formed during the Cenozoic and was marked by volcanic activity, such as basalt flows forming plateaus and explosive cones that are easily identified in the landscape.

The crystalline rocks underlying the Livradois-Forez Massif are the deep part of the Hercynian chain that traversed Europe. This mountain chain formed between 420 and 280 million years (Ma) ago -from Ordovician to Carboniferous times- as a result of the convergence between the Gondwana and Laurussia plates, which was accommodated by subduction and collision. These crystalline rocks, which had a mostly sedimentary origin but contain no fossils, were affected by the Variscan orogenesis and, by default, have been attributed a Late Proterozoic to Cambrian age. These rocks were exhumed during the gradual collapse of the chain between 300 and 280 Ma. This evolution was recorded by the formation of an orogenic accretion prism consisting of several metamorphic nappes, by the emplacement of granite plutons, the formation of vast migmatite domes, and the deposition of continental and coal deposits in subsidence basins in Carboniferous times.

During the Mesozoic, the opening of the Atlantic Ocean and the Tethys controlled the tectonic evolution of Western Europe. The absence of sedimentary deposits during this period within the Massif Central suggests that it may have been mostly above baselevel. Analysis of weathering patterns in the crystalline rocks and the Cenozoic cooling as recorded by thermochronology, opens the possibility that Mesozoic sedimentary deposits covered the area, before being entirely eroded. It is possibly that the siderolithic and Variscan

formations, including the coal basin, were also subject to weathering during this period.

During the Cenozoic, an extensional tectonic phase affected Western Europe, expressed by the formation of a graben network with east-west directed extension, and connected by strike-slip transfer faults. Such faults are mostly located along pre-existing zones of crustal weakness inherited from Variscan times. The Limagne and Allier graben represent the western extremity of this rift; both were the location of detrital sedimentation in a continental environment with a few carbonate levels, during the Oligocene and Miocene. During the latter period, these deposits were associated with basaltic lava originating from sub-continental Mantle fusion.

Alluvial deposits of the Allier and its tributaries sealed the geological history of the region. They were associated with Pliocene to Quaternary volcanism and with peri-glacial block-sheet deposits.



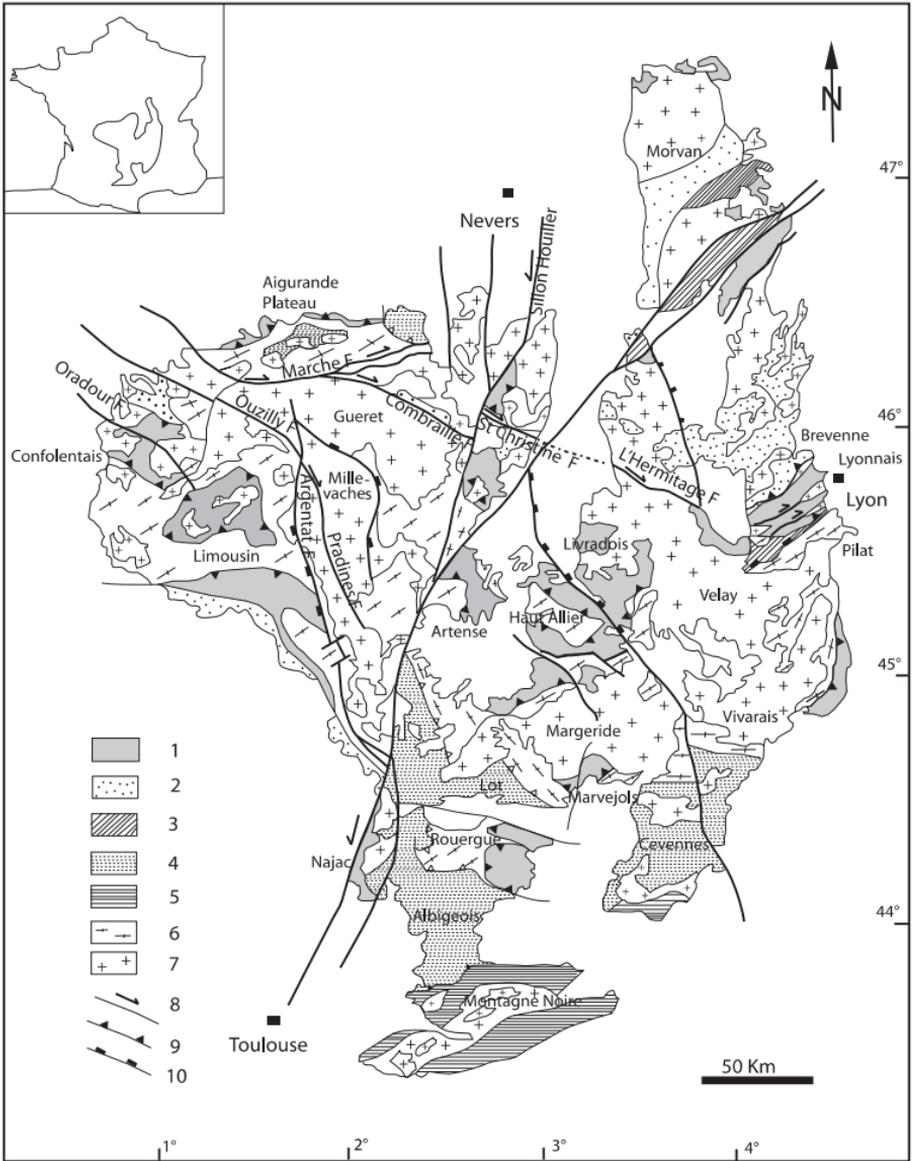
## CONTEXTE RÉGIONAL

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La carte de Saint-Germain-Lembron, située en Auvergne au cœur du Massif central français, est à cheval entre deux régions géographiques et géomorphologiques distinctes qui reflètent la nature du soubassement géologique de la région. Les deux-tiers à l'Est de la carte correspondent à l'extension sud du massif du Livradois-Forez caractérisé par une pénéplaine culminant autour de 1 100 m d'altitude et développée sur des roches cristallines (gneiss, granites) héritées de l'orogénèse paléozoïque varisque. Le tiers à l'Ouest de la carte est l'extrémité sud du fossé de la Limagne avec une altitude allant de 400 m au Sud à 370 m au Nord. Ce fossé s'est formé au cours du Cénozoïque et est également le lieu d'une activité volcanique marquée par des coulées de basaltes formant des plateaux et des cônes explosifs facilement identifiables dans le paysage. L'Allier, la plus importante rivière traversant la carte, a établi son lit dans le fossé de la Limagne et est alimenté d'une part par l'Allagnon, son affluent principal venant du Sud-Ouest, et d'autre part, par un réseau hydrographique très dispersé s'écoulant depuis le plateau du Livradois-Forez.

D'un point de vue administratif, le tiers sud-est de la feuille de Saint-Germain-Lembron est situé dans le département de la Haute-Loire (43) alors que les deux-tiers au Nord-Ouest sont dans le département du Puy-de-dôme (63). En dehors de la ville d'Issoire (14 016 habitants en 2006) dont seulement la partie sud déborde au Nord-Est de la carte, les principales villes de la feuille, Lempdes (8 748 habitants en 2004), Brassac (3 435 en 2006), Sainte-Florine (3 213 habitants en 2006), Saint-Germain-Lembron (1 745 habitants en 2007), sont situées dans le fossé de la Limagne dans lequel a été implantée l'autoroute A75 qui constitue le principal axe de communication routier contribuant au désenclavement du centre de la France. Sur le plateau, seuls demeurent de petits villages et des hameaux, dont les principaux sont Vernet-la-Varenne (793 habitants en 2007) et Saint-Germain-Lherm (556 habitants en 2006), reliés par un réseau de petites routes et de chemins qui serpentent au gré de la topographie façonnée par les rivières encaissées peu profondément dans les roches cristallines.

L'économie de cette région peu industrialisée et peu peuplée (densité de population de l'ordre de 30 à 50 habitants au km<sup>2</sup>) est dominée par des activités agricoles variées mais essentiellement maraichères concentrées dans la vallée du fait de la proximité de l'Allier et des sols riches développés à partir des roches sédimentaires déposées dans le fossé de Limagne. En montagne, les sols formés à partir des roches cristallines altérées sont pauvres. En conséquence, ces activités agricoles font place à l'élevage de bovins (Salers, Charolaise, Limousine et Aubrac) et de brebis (dont le lait est utilisé pour faire des fromages par quelques producteurs artisanaux) dans les zones intermédiaires et à



**Fig. 1 - Carte simplifiée du Massif central français d'après Ledru *et al.*, [1989].**  
1 : Unité Supérieure des Gneiss ; 2 : Série Volcano sédimentaire du Dévonien ;  
3 : Bassins stéphano-permiens ; 4 : Micaschistes parautochtones ; 5 : Séries  
peu ou pas métamorphisées du Cambrien au Carbonifère inférieur ; 6 : Unité  
Inférieure des Gneiss ; 7 : Granites calco-alkalins et peralumineux ; 8 :  
Décrochement ; 9 : Chevauchement ; 10 : Détachement (Gardien *et al.*, 2010)

l'exploitation des bois et forêts de feuillus et de conifères dans les zones hautes sur le plateau. À la suite de l'exode rural qui a contribué à la dépopulation du plateau au cours du XX<sup>e</sup> siècle, un regain d'activité limité mais remarquable est lié au développement d'un tourisme « vert » avec la création en 1977 du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne (à l'Ouest de la feuille) et en 1986 du Parc Naturel Régional du Livradois-Forez (à l'Est de la feuille).

Notons que le paysage de la région a fortement évolué depuis l'édition du fond planimétrique qui a été utilisé pour servir de support à la carte géologique. Ce développement est particulièrement sensible dans le fossé de Limagne. Les agglomérations d'Issoire et surtout de Brassac-les-Mines et Sainte-Florine se sont fortement étendues. Cette modernisation et cette augmentation de la population dans la zone de plaine contraste fortement avec l'évolution des zones montagneuses du Forez. Au sein de celles-ci, les agglomérations, telles Saint-Germain-L'Herm ont vu leur population divisée par cinq depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle.

### CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La carte de Saint-Germain-Lembron (fig. 1) recouvre des roches témoignant d'une histoire géologique riche et variée s'étalant depuis la formation de la ceinture orogénique varisque (synonyme de hercynien) au Paléozoïque jusqu'à la formation du rift ouest européen au Cénozoïque.

Les roches cristallines armant le massif du Livradois-Forez appartiennent au socle cristallin paléozoïque du Massif central français qui constitue la plus large zone d'affleurement de la chaîne varisque d'Europe occidentale. Ces roches cristallines constituent la partie profonde d'une vaste chaîne de montagnes qui traversait l'Europe et a été formée entre 420 et 280 millions d'années (depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère) en réponse à la convergence entre les plaques Gondwana et Laurussia accommodée par subduction et collision (Autran et Cogné, 1980 ; Bard *et al.*, 1980 ; Faure *et al.*, 2008 ; Faure *et al.*, 2009 ; Franke, 1989 ; Lardeaux *et al.*, 2001 ; Matte, 1986 ; Pin, 1990). D'origine essentiellement sédimentaire mais ne contenant pas de fossiles, ces roches cristallines affectées par l'orogénèse varisque sont attribuées par défaut au Protérozoïque ou au Cambrien. Ces roches ont été exhumées lors de l'effondrement de la chaîne entre 300 et 280 millions d'années (Burg *et al.*, 1994 ; Malavieille *et al.*, 1990 ; Faure, 1995 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999). Cette évolution est enregistrée par la formation d'un prisme d'accrétion orogénique comprenant un ensemble de nappes métamorphiques (Burg *et al.*, 1984 ; Burg et Matte, 1978 ; Demay, 1948 ; Ledru *et al.*, 1989), par la mise en place de plutons granitiques (Duthou *et al.*, 1984 ; Gebelin, 2004), la formation de vastes dômes de migmatites (Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Dupraz et Didier, 1988 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999) et le dépôt de sédiments

détritiques continentaux et du houiller dans des bassins d'effondrement au Carbonifère (Allemand *et al.*, 1997 ; Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1994 ; Burg *et al.*, 1990; Ménard et Molnar, 1988).

Au cours du Mésozoïque, l'évolution tectonique de l'Europe de l'Ouest est contrôlée par l'ouverture de l'océan Atlantique et de la Téthys. L'absence de dépôts sédimentaires de cette période au sein du Massif central français suggère qu'il s'agissait alors d'un haut topographique émergé (Dercourt *et al.*, 1993). Sur la base de travaux sur les altérations continentales (Ricordel, 2007) et des travaux thermochronologiques (Barbarand *et al.*, 2001), il apparaît qu'une couverture de sédiments mésozoïque a pu se déposer localement mais que ce dépôt a été suivi d'une érosion au cours du Crétacé. Il est possible que les formations du sidérolithiques et du substratum varisque (bassin houiller inclus) aient été altérées à cette période.

Au Cénozoïque, l'Europe de l'Ouest est le siège d'une phase tectonique en distension qui s'exprime par la formation d'un réseau de fossés d'effondrement avec une direction d'extension est-ouest et reliés par des failles de transfert décrochantes. Ces failles se localisent pour la plupart le long de zones de faiblesses héritées de l'histoire varisque. Les fossés de la Limagne et de l'Allier représentent l'extrémité occidentale de ce rift. Ces fossés d'effondrement sont le site au cours de l'Oligocène et du Miocène d'une sédimentation détritique en milieu continental avec quelques niveaux carbonatés. Ces dépôts sont associés, au Miocène, à des émissions de laves basaltiques qui résultent de la fusion du manteau sous-continentale.

L'histoire géologique de la région est scellée par le dépôt des alluvions de l'Allier et de ses affluents, associé au volcanisme plio-quadernaire et aux dépôts périglaciaires des nappes de blocs.

## *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

### **Historique des études géologiques dans la région de Saint-Germain-Lembron**

Bien que le volcanisme ait été largement évoqué en Auvergne depuis sa découverte par J.-E. Guettard en 1751 à Volvic près de Riom, ce n'est qu'en 1833 qu'A. Burat (p. 248) admet la nature volcanique de certains sommets des environs de Paulhaguet, tandis qu'en 1834, A. Pissis fait paraître une première « Notice sur le basalte de la Roche et les phénomènes qui ont accompagné son apparition » (Laroche : entre Beaumont et Bournoncle-Saint-Pierre).

Deux ans plus tard, en 1836, le même géologue, qui s'illustrera par la suite en Amérique du Sud, fait paraître la première esquisse géologique de

la région qui nous intéresse, avec carte à 1/200 000 intitulée : « Esquisse géognosique des environs de Brioude ». La région de Brioude ou Brivadois sera dès lors souvent étudiée à des titres géologiques divers. Les principaux travaux peuvent être rappelés dans l'ordre de leur parution :

- H. Lecoq, 1867 : les époques géologiques de l'Auvergne ;
- L.-M. Tournaire, 1869 : note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre (important travail de synthèse publié à l'occasion de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Puy en 1869) ;
- L.-M. Tournaire, 1880 : carte géologique de la Haute-Loire à 1/80 000 en quatre feuilles et une planche de coupes. Cette dernière œuvre, monumentale pour l'époque, ouvre réellement la période des recherches modernes qui disposent dès lors d'un document synthétique sur fond topographique relativement précis.

Les éditions successives de la feuille géologique Brioude à 1/80 000 par le service de la Carte géologique de France depuis lors n'apporteront guère d'améliorations sensibles à ces levés. Seule, la présente carte à 1/50 000 fait franchir un nouveau pas à la connaissance de détail de cette région.

### **Apports de la nouvelle carte**

Les nouveaux levés de terrain, reproduits ici, ont conduit à une retouche de la plupart des géométries. Seule la structuration d'ensemble du bassin de la Limagne, les contours du bassin houiller et ceux de quelques appareils volcaniques isolés conservent un tracé comparable à ceux de l'ancienne carte à 1/80 000.

Les études menées dans le cadre de ce levé ont conduit à profondément réviser la géologie du secteur.

Dans le socle, si les principaux types de roches avaient été reconnus précédemment par les travaux de F.-H. Forestier (Forestier, 1963) et reportés sur la carte de Brioude à 1/80 000 (3<sup>e</sup> édition compilée par J. Goguel pour la carte en 1964 et par P. Lapadu Hargues pour la notice en 1965), les descriptions étaient limitées aux caractères pétrographiques macroscopiques. La présente carte et sa notice apportent un ensemble de nouvelles données structurales, pétrologiques, géochimiques, thermobarométriques et géochronologiques (U/Pb, Ar-Ar) qui complètent les connaissances de ce secteur dans le cadre de l'évolution orogénique de la ceinture hercynienne.

Les données et études paléontologiques réalisées dans les sédiments de la Limagne d'Allier par J.-L. Poidevin ont permis de discriminer les

différents dépôts du Rupélien-Chatien et ainsi d'affiner la stratigraphie au sein de l'Oligocène.

De la même façon, les travaux de J.-F. Pastre mettent en évidence un empilement de près de 12 terrasses alluviales de l'Allier et de ces principaux affluents. Cette stratigraphie est étayée par des datations radiochronologiques grâce à la présence de minéraux issus des événements volcaniques plio-quadernaires. Ces travaux constituent une avancée majeure dans la connaissance au regard des deux ensembles alluvions modernes/alluvions anciennes jusqu'à présent représentés sur la carte à 1/80 000.

Les ensembles volcaniques étaient pour la plupart déjà cartographiés. En revanche, les travaux de datations ont été menés après la parution des cartes à 1/80 000. La présente carte à 1/50 000 intègre donc les travaux menés par Cheguer (1996) sur les laves miocènes de la Limagne et les nombreux travaux menés sur le volcanisme plio-quadernaire du Cézallier (Ly, 1982, Pastre, 1987, 2005).

L'importance de l'altération des massifs hercyniens n'avait pas non plus été appréhendée jusqu'à présent lors de la précédente édition de la carte. La notion d'altération n'apparaissait qu'au travers du caisson de « Sidérolithique de Paulhaguet ». Ces dépôts n'étaient toutefois considérés que comme des dépôts continentaux oligocènes et non comme les témoins de grande(s) phase(s) d'altération, témoins importants pour la compréhension de la géodynamique post-hercynienne.

## Auteurs

La coordination des levés de terrains a été effectuée par F. Prognon. Le levé des formations hercyniennes a été assuré par O. Vanderhaeghe, O. Cardon, F. Solgadi, V. Gardien, M. Grange, A. Villaros, D. Gasse, B. Le Bayon et J.-F. Moyen. Les formations d'altérites de socle ont été cartographiées par F. Prognon et R. Bouiller et les formations stéphaniennes du bassin de Brassac par F. Prognon, selon J.-J. Bois *et al.* (1983). Les formations sédimentaires de la Limagne de Brioude ont été levées par R. Bouiller, A. Wattinne, J.-L. Poidevin et les formations volcaniques cénozoïques par F. Prognon, A. Thonat et J.-F. Pastre. La cartographie des formations alluviales a été assurée par J.-F. Pastre et celle des formations périglaciaires par R. Bouiller.

La notice explicative a été rédigée par O. Vanderhaeghe et F. Prognon avec la collaboration de V. Gardien, F. Solgadi, O. Blein, A. Wattinne, J.-F. Pastre, J.-F. Moyen, N. Arnaud., M. Grange M.-A. Villaros, O. Cardon, A. Cocherie, E. Sawyer, D. Gasse, B. Le Bayon.

## **Difficultés liées au recouvrement glaciaire et à la rareté des affleurements**

Au-dessus d'une altitude de 950 à 1 150 m environ, un placage presque continu de dépôts glaciaires, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres, masque en grande partie les formations géologiques hercyniennes sous-jacentes. Afin de représenter les roches sub-affleurantes sur la carte, nous avons décidé de ne pas représenter la totalité de ces dépôts. Ainsi, le dépôt glaciaire, désigné sous le terme de « nappe de blocs » comme sur les cartes limitrophes, est seulement cartographié sur la feuille de Saint-Germain-Lembron lorsque son épaisseur est estimée supérieure à 1 m.

Par ailleurs, l'altération importante des roches cristallines du massif du Livradois-Forez qui affecte préférentiellement les minéraux ferro-magnésiens, rend par endroit difficile la reconnaissance des différents faciès de leucogranite, granodiorite, ou diatexite dont la distinction porte essentiellement sur la teneur en ces minéraux dans la roche non-altérée.

Dans le bassin de la Limagne, les conditions d'affleurement généralement mauvaises, la rareté des coupes sont telles, sur le territoire de la feuille de Saint-Germain-Lembron, qu'il n'est pas possible de tracer des contours proprement stratigraphiques. Ce sont des ensembles lithologiques qui ont été retenus comme unités cartographiques et représentés au moyen de figurés conventionnels.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### *TERRAINS NON AFFLEURANTS*

Peu de données sont aujourd'hui disponibles sur les terrains non affleurants dans le périmètre de la coupure de Saint-Germain-Lembron.

Le sondage de Cohade a traversé 358 m de sédiments au sein de la Limagne de Brioude avant de toucher le socle constitué de sédiments houillers (notice Brioude).

G. Perrier et J.-C. Ruegg (1973) montrent qu'à la verticale des feuilles de Brioude, Saint-Germain-Lembron et Issoire, la croûte n'a que 24 km d'épaisseur environ et qu'elle surmonte un manteau « anormal » de vitesse 7,3 km/s. La vitesse croît ensuite avec la profondeur jusqu'à 8,4 - 8,5 km/s vers 45 km. P. Coisy et A. Nicolas (1978) s'interrogent sur la structure du manteau susceptible de provoquer de telles anomalies. Plus récemment, M. Granet *et al.*, (1995) ont confirmé la présence d'une anomalie à faible vitesse de propagation des ondes sismiques sous le Massif central français interprétée comme un diapir mantellique qu'ils proposent être à l'origine du magmatisme Cénozoïque.

De même, par l'étude de la répartition géographique des types de structure microscopique que présentent les enclaves de péridotites remontées par les basaltes, P. Coisy et A. Nicolas proposent qu'il existe sous cette partie du Massif central français, un diapir de matériel mantellique, simple ou complexe, mis en évidence par ailleurs par les cartes magnétiques et gravimétriques. Ce manteau anormal serait constitué, *pro parte*, de gabbros et de péridotites (zones de fusion partielle d'où seraient issues les laves du Cénozoïque, notice feuille Brioude). Le territoire de la feuille Brioude, immédiatement au sud de la feuille de Saint-Germain-Lembron, se trouverait approximativement à l'aplomb de la zone centrale du diapir, les structures d'enclaves dominantes étant des structures en mosaïques, équi-granulaires, à néoblastes d'olivine abondants.

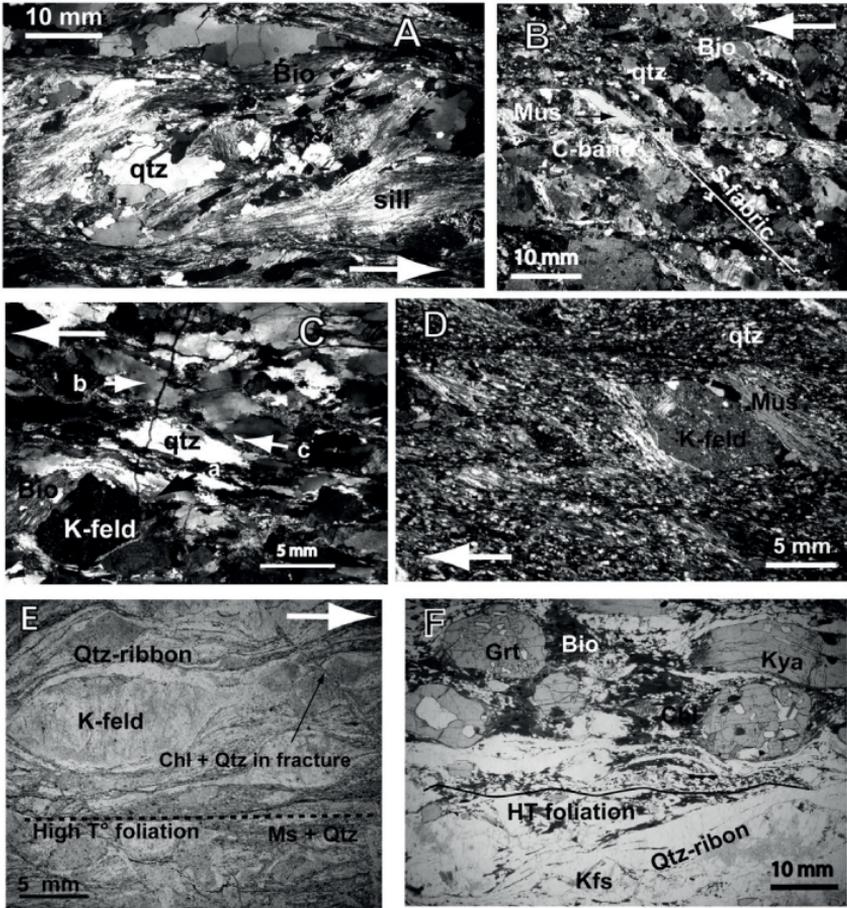
## TERRAINS AFFLEURANTS

### Socle varisque

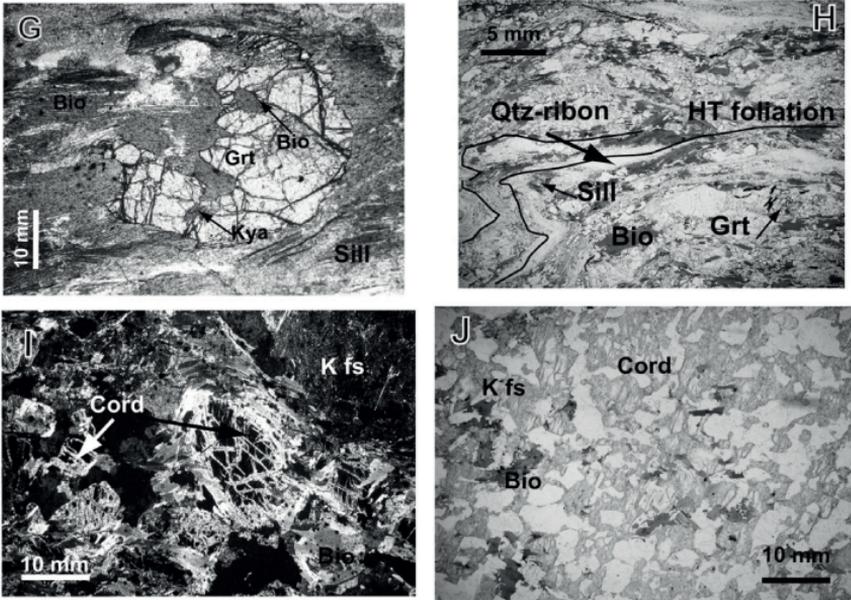
σ. **Serpentinites.** De petits massifs de serpentines ont été reportés sur la carte selon les indications de la précédente carte Brioude à 1/80 000. Ces roches n'ont toutefois pas été observées lors des nouveaux levés menés dans le cadre de l'établissement de la carte à 1/50 000, peut-être en raison de l'altération intense que ces roches ont subie. Afin de conserver cette information importante, le choix a été fait d'indiquer leur position approximative par une étoile.

ρζ. **Métatexites de paragneiss.** Les métatexites sont des migmatites dominées par la fraction gneissique constituant une trame continue incluant des poches et veines de leucosome granitique. Ces roches sont interprétées comme étant d'anciennes roches partiellement fondues (Brown, 1973 ; Vanderhaeghe, 2009). Les métatexites de paragneiss constituent une bande d'orientation est-ouest dans la partie sud de la carte. Elles sont en passage progressif vers le Nord avec des diatexites (*cf.* ci-dessous) dans lesquelles elles apparaissent sous forme d'enclaves de taille variable (du centimètre à la centaine de mètres). Vers le Sud et l'Est, elles sont en passage progressif vers des paragneiss et des schistes sur les cartes Brioude et Arlanc.

Les métatexites de paragneiss présentent une certaine hétérogénéité de composition et de structure à l'échelle de l'affleurement ce qui suggère qu'elles dérivent essentiellement de pélites et de psammites. Leur composition moyenne en volume comprend 25 % de quartz, 15 % de plagioclase, 10 % de K-feldspath, 40 % de biotite, 5 % de muscovite et 10 % de silicates d'aluminium tels que la cordiérite, la sillimanite ou un grenat riche en almandin (fig. 2). Monazite, xénotime et zircon sont des minéraux accessoires typiques de ces métatexites de paragneiss. Ils sont communément en inclusion dans la biotite.



**Fig. 2 - Photos au microscope des différents types de roches cristallines. Pour toutes les photos la coupe est réalisée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation.** A : Métatexite de paragneiss à Bio + Sill soulignant le plan de foliation et les bandes de cisaillement. B : Queues de cristallisation dissymétriques, autour de K-fs et de Ms dans une diatexite. C : Microstructures de déformation à haute température (C/S) dans un leucogranite. D : plans C/S dans une veine de leucogranite totalement transposée. E : Queues de cristallisation dissymétriques autour d'un K-fs d'une mylonite, la foliation de haute température est recoupée par une veine de Chl + Qtz. F : Métatexite de paragneiss à Grenat + Feldspath Potassique + Disthène + Biotite, reliques du faciès des granulites allongées dans la foliation de haute température



**Fig. 2 - (suite)** G : Relique de Disthène et de Biotite en inclusion dans un Grenat moulé par un assemblage à Biotite + Sillimanite allongé dans la foliation. H - Foliation plissée dans une métatexite de paragneiss. I : Assemblage à Bio + K-fs + Cord pinnitisée dans une diatexite. J - Association Cordiérite + Feldspath Potassique + Biotite dans un leucogranite (Gardien *et al.*, 2011)

Les métatexites de paragneiss sont caractérisées par une foliation composite soulignée par des alternances de leucosome et de mélanosome superposés sur un litage compositionnel hérité de l'histoire sédimentaire du protolithe puis transposé lors de la déformation. L'orientation préférentielle de cristaux de biotite millimétriques qui sont également en inclusion dans du grenat et d'agrégats polycristallins de quartz et de plagioclase aplatis sont parallèles à la foliation. Le mélanosome est de granulométrie fine (0,5 à 1 mm) et constitue plus de 70 % du volume de la roche. Il est composé essentiellement d'un assemblage à biotite, cordiérite, sillimanite et grenat. Le leucosome est sous forme de veines et de poches de granulométrie plus grossière (1 à 2 mm) et représente moins de 30 % du volume de la roche. La composition modale typique du leucosome est 40 % de quartz, 30 % de plagioclase (An0-7), 20 % de feldspath potassique, 8 % de muscovite et 2 % de biotite ce qui correspond à une leucogranodiorite. La présence de leucosome reflète la ségrégation du liquide silicaté au sein de la roche partiellement fondue. Sa proportion augmente au contact des corps de granitoïdes, leucogranite et monzogranite porphyroïde. Le pourcentage de leucosome dans le paragneiss augmente également du Sud vers le Nord à l'échelle cartographique ce qui traduit potentiellement un gradient de métamorphisme exprimé par un taux de fusion croissant.

Localement, des minéraux (quartz, feldspath potassique, plagioclase, grenat, biotite, rutile et disthène) typiques d'un métamorphisme de Haute-Pression/Haute-Température dans le faciès des granulites sont transposés dans le plan de foliation (F et G). Néanmoins, dans la plupart des métatexites de paragneiss, la paragenèse minérale dominante témoigne d'un métamorphisme en faciès des granulites de Basse Pression avec de la sillimanite fibrolite allongée dans la foliation et des cristaux de biotite moulant des porphyroclastes de grenat centimétriques. Le minéral riche en aluminium le plus commun dans les métatexites de paragneiss est la cordiérite. Cependant, celle-ci contient également des petites inclusions de sillimanite suggérant la réaction :

– biotite + quartz + sillimanite + plagioclase → cordiérite + feldspath potassique + liquide silicaté.

L'absence de feldspath potassique dans le mélanosome suggère sa disparition par la réaction : grenat + feldspath potassique + H<sub>2</sub>O (vapeur) → biotite + sillimanite + quartz.

Cette réaction indique une température de métamorphisme autour de 800 °C pour une pression entre 2 et 7 kbar.

Localement, les métatexites de paragneiss ont subi une évolution rétrograde à plus haute température comme en atteste le remplacement du disthène par de la sillimanite prismatique (SG 01-12). Des reliques de grenat et de sillimanite fibrolite en inclusion dans la cordiérite et le feldspath (échantillon 19) suggèrent la réaction :

– quartz + grenat + sillimanite → cordiérite.

La paragenèse du faciès des granulites est affectée par une rétro-morphose limitée caractérisée par la présence de pyrophyllite, de chlorite, et d'ilménite formés aux dépens du disthène, du grenat, de la biotite et du rutile, respectivement (échantillons 25-08 et 25-09). Plus communément, la transformation du disthène et de la sillimanite en pyrophyllite et le remplacement de la biotite, de la cordiérite et du feldspath par de la chlorite, de la pinnite et de la séricite respectivement caractérisent une rétro-morphose dans le faciès des schistes verts.

**M2. Diatexites.** Les diatexites sont des migmatites dominées par la fraction granitique (Brown, 1973). Les diatexites correspondent à des granites hétérogènes de par leur texture et leurs nombreuses enclaves et sont interprétées comme d'anciens magmas. Elles constituent la lithologie dominante de la région. Elles incluent de nombreuses enclaves de métatexites de paragneiss et également des zones de granite plus homogène et leucocrate. Seules les enclaves et les plutons granitiques les plus volumineux sont représentés sur la carte (un nombre plus important d'enclaves et de veines de granite est représenté en coupe pour illustrer l'hétérogénéité de ces roches).

Les diatexites sont caractérisées par une granulométrie moyenne à fine (1 à 3 mm), et une composition minérale modale avec 35 % de quartz, 25 % de plagioclase (An<sub>20-26</sub>), 10 % de feldspath potassique, 15 % de biotite, 5 % de muscovite, et 10 % de silicate d'aluminium (principalement la cordiérite et plus localement la sillimanite) (fig. 2). La proportion de leucosome constitue de 40 à 60 % de la roche et contient des lentilles de mélanosome composé de biotite et de cordiérite orientées parallèlement à la fabrique générale. Les assemblages minéraux des diatexites sont comparables à ceux des métatexites de paragneiss à l'exception des reliques de minéraux caractéristiques du faciès des granulites de haute pression qui sont plus rares (voir absentes) indiquant une rétro-morphose généralisée dans le faciès des amphibolites associée à une fusion partielle plus importante. La rétrogression dans le faciès des schistes verts est soulignée par la transformation de la cordiérite et de la biotite en pinnite et chlorite respectivement (2I).

**mM2. Mélanodiatexites.** Les mélanodiatexites correspondent à des roches sombres à texture magmatique en passage progressif avec les diatexites et formant une bande d'orientation est-ouest au sud de la carte.

Les mélanodiatexites sont caractérisées par quasiment la même minéralogie que les diatexites et les métatexites de paragneiss mais diffèrent dans les proportions de ces minéraux et la texture. Les mélanodiatexites sont dominées par la biotite (plus de 50 % de la roche) dont les cristaux sont automorphes. La

biotite est associée au plagioclase et au quartz et également à des minéraux automorphes globuleux de cordiérite.

Ainsi, la texture des mélanodiatexites suggère la cristallisation à partir d'un magma et sa composition minéralogique dominée par la biotite correspond à celle d'une diorite et donc suggère la cristallisation d'un magma basique. Néanmoins, la présence de cordiérite, qui reflète la richesse en aluminium du magma, argumente en faveur d'un lien pétrogénétique entre les mélanodiatexites et les métatexites de paragneiss. En conséquence, ces roches sont interprétées comme correspondant au résidu solide et/ou au cumulat après extraction du liquide silicaté lors de la cristallisation fractionnée du magma hétérogène (représenté par les diatexites).

$\rho\gamma^3$ . **Monzogranite porphyroïde.** Le monzogranite porphyroïde forme un large sill ( $8 \times 4$  km) intrusif dans les migmatites d'orientation nord-ouest – sud-est dans la partie centrale de la carte.

Le faciès dominant est une roche à grain grossier (2-3 mm) qui contient des phénocristaux pœcilitiques de feldspath potassique (1-3 cm) contenant des inclusions de biotite, de quartz et de plagioclase. La composition minérale modale moyenne est de 30 % de quartz, 30 % de plagioclase (ca. An30), 30 % de feldspath potassique (généralement en phénocristaux) et 10 % de biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et l'allanite. L'orientation préférentielle des phénocristaux de feldspath potassique et de biotite souligne une fabrique magmatique. Certains cristaux de plagioclase sont affectés par des fractures remplies de quartz, ce qui indique que le magma a subi une déformation fragile lors de sa cristallisation du fait de la formation d'un réseau continu de cristaux de feldspath alors que du silicate liquide subsistait (Bouchez *et al.*, 1992). Le développement local de rubans de quartz polycristallins avec des microstructures typiques de recristallisation à l'état solide indique que le pluton a subi une déformation après sa cristallisation totale (Paterson *et al.*, 1989 ; Vernon *et al.*, 1983). Cette déformation est limitée sur la bordure nord du sill alors qu'elle est très marquée sur la bordure sud qui est marquée par une fabrique mylonitique. Ces caractéristiques suggèrent une mise en place syntectonique pour ce sill.

À l'échelle de l'affleurement, le monzogranite porphyroïde est hétérogène et présente un litage magmatique souligné par (1) des niveaux métriques riches en phénocristaux de feldspath potassique, (2) des niveaux sans phénocristaux de feldspath potassique qui alternent avec le faciès moyen décrit ci-dessus. En plus de ces lits, le monzogranite porphyroïde est recoupé par de nombreux dykes de leucogranite à biotite aux contours diffus qui s'enracinent directement dans le monzogranite. Ces dykes sont interprétés comme le résultat de l'extraction du silicate liquide lors de la cristallisation fractionnée du magma. Ces caractéristiques sont interprétées comme étant liées à la ségrégation entre silicate

liquide et cristaux lors de la cristallisation fractionnée du magma. Les lits sans phénocristaux sont interprétés comme résultant de l'accumulation de ces derniers pour former les lits riches en phénocristaux. Les dykes de leucogranite sont eux interprétés comme représentant la migration du liquide au-delà de l'échelle des cristaux. Alternativement, certaines de ces figures pourraient refléter le mélange de pulses de magmas distincts (de Saint Blanquat *et al.*, 2011).

À l'échelle des cristaux, ces processus magmatiques sont enregistrés par la texture et la zonation des minéraux et en particulier du plagioclase. Ainsi, deux types de plagioclase sont identifiés. Des cristaux avec une zonation simple marquée par une diminution graduelle de la teneur en anorthite (An) depuis le cœur (An30) vers la bordure (An20) interprétée comme résultant de l'évolution de la composition du magma au cours de la cristallisation fractionnée (Wiebe, 1968). D'autres cristaux de plagioclase présentent une texture plus complexe avec des régions de forme irrégulière riche en calcium (An40) alternant avec des régions moins riches en calcium (An30) qui sont elles-mêmes entourée d'une bordure encore moins calcique. Ce type de texture a été interprété comme un indicateur de mélange de magmas felsiques et mafiques (Castro, 2001 ; Vernon, 1984).

Le monzogranite porphyroïde contient des enclaves allongées millimétriques de paragneiss généralement riche en muscovite. Des textures myrmékittiques sont préférentiellement localisées sur les contours de ces enclaves et indiquent un déséquilibre chimique entre l'enclave et le magma hôte.

Le monzogranite porphyroïde contient également des enclaves mafiques microgrenues (MME) comparables à celles décrites dans d'autres plutons du Massif central français (Barbarin, 1988 ; Didier et Barbarin, 1991). Ces enclaves font entre 5 et 20 cm de long et sont alignées dans la fabrique magmatique indiquant une déformation lors du fluage du magma (Wiebe et Collins, 1998). Les grains de ces enclaves sont fins (0,2 à 1 mm) et consistent en 15 % de quartz, 30 % de plagioclase (An30), 15 % de feldspath potassique, 40 % de biotite, et quelques minéraux d'amphibole. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. La granulométrie des minéraux de biotite augmente depuis le cœur (<1 mm) vers la bordure (>1 mm) des enclaves où ces minéraux sont de taille équivalente à ceux du monzogranite hôte. Cette texture est interprétée comme reflétant l'agrégation mécanique des minéraux de biotite du magma monzogranitique autour des enclaves mafiques. De large cristaux d'allanite (2 mm) sont présents en bordure des MME ce qui est interprété comme un indicateur de mélange entre magmas felsique et mafique (Dini *et al.*, 2004). Les MME contiennent également des phénocristaux de feldspath potassique aux contours arrondis ce qui suggère la pénétration mécanique de phénocristaux du magma hôte dans l'enclave de magma mafique. La composition chimique de ces enclaves mafiques et notamment leurs teneurs en Ni et Cr suggèrent qu'elles

représentent un magma issu de la fusion partielle du manteau (Solgadi *et al.*, 2007).

**4γ. Leucogranite.** Le faciès de leucogranite à deux micas a une granulométrie fine (1 à 2 mm) et contient 35 % de quartz, 30 % de plagioclase (An0-7), 20 % de K-feldspath, 5 % de biotite, et 10 % de muscovite primaire (magmatique). Sa composition est donc celle d'un leucomonzogranite selon la classification de Streckeisen (Streckeisen, 1976). Les rares minéraux accessoires sont la monazite et le zircon.

Ce faciès de leucogranite à deux micas affleure au sein de plutons de dimensions kilométriques intrusifs dans les migmatites et dans les plutons de monzogranite porphyroïde (fig. 3). Il apparaît également sous forme d'un réseau de dykes et sills d'épaisseur métrique lardant les métatexites de paragneiss. Les corps magmatiques les plus volumineux ont préservé une texture proche de celle acquise lors de la cristallisation du magma par endroit mais la fabrique la plus commune indique une déformation par recristallisation à l'état solide (fig. 2C). La présence de cordiérite est compatible avec une cristallisation à relativement faible pression (en dessous de 3-4 kbar). Certains dykes ont également préservé une fabrique magmatique parallèle aux contacts avec leur encaissant et dans ce cas sont généralement en continuité pétrographique et structurale avec des leucosomes des métatexites de paragneiss. La plupart des dykes ont cependant une fabrique marquée par l'orientation préférentielle des micas et l'allongement de rubans polycristallins de quartz-plagioclase qui dans ce cas est en continuité avec la foliation des migmatites encaissantes. Enfin, la plupart des veines qui apparaissent en sills ont une fabrique similaire à celle des migmatites encaissantes indiquant qu'il s'agit en fait probablement de dykes transposés lors de la déformation (fig. 2D). Ces caractéristiques sont typiques à celles de réseaux de veines formées par ségrégation syntectonique du silicate liquide au sein de la roche partiellement fondue qui deviendra la migmatite après cristallisation (Vanderhaeghe, 1999).

Les caractéristiques géochimiques de ces roches sont compatibles avec une origine des leucogranites par fusion partielle des paragneiss (Solgadi *et al.*, 2007) (analyses chimiques en annexes).

**My-Ca. Mylonites, cataclasites affectant les formations anté-Houiller (orthogneiss œillés p.p.).** Des zones de cisaillements affectent les roches cristallines du massif du Livradois-Forez sur des épaisseurs cartographiquement significatives. Les plus importantes sont disposées selon deux couloirs de direction nord-sud. Elles sont représentées sous une symbolique commune de mylonite et de cataclasite bien qu'elles recouvrent un éventail de macro- et microstructures assez large. L'intensité de la déformation et les transferts de matière probablement associés rendent difficile l'identification du protolithe de ces mylonites-cataclasites.

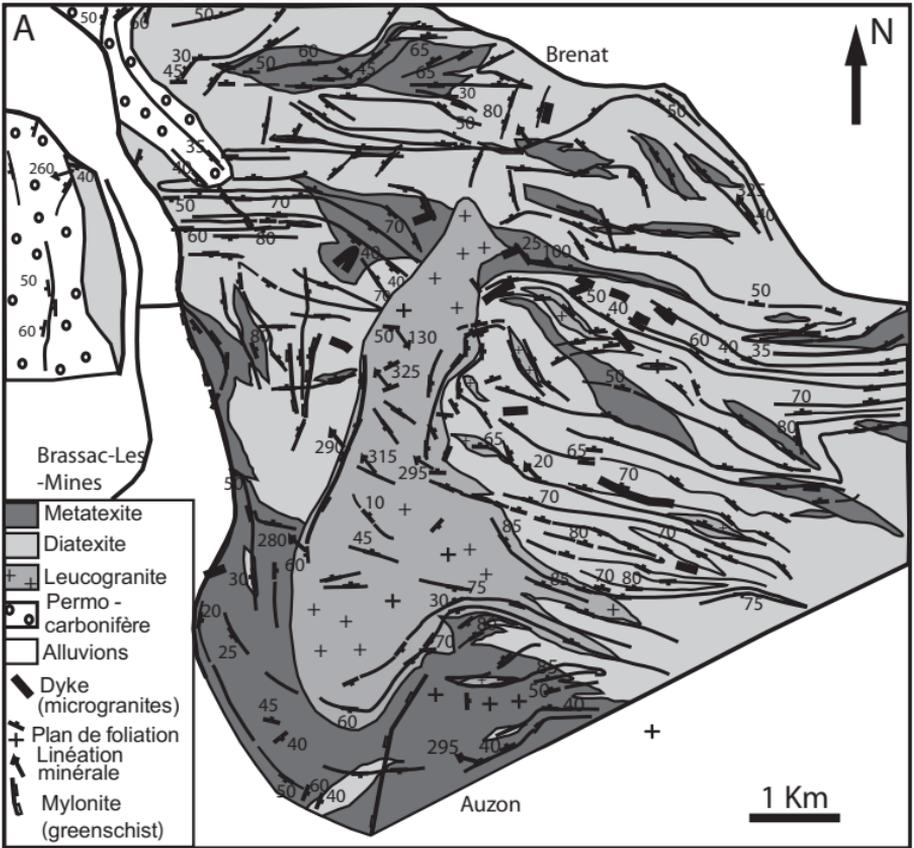


Fig. 3 - Carte structurale détaillée d'un secteur de la carte (Gardien *et al.*, 2011)

La zone mylonitique la plus occidentale a un pendage de 30 à 40° vers l'Ouest et délimite le contact entre les roches cristallines du massif du Livradois-Forez et le bassin sédimentaire de Brassac. Les mylonites sont caractérisées par un grain plus fin et par une orientation préférentielle des éléments constitutifs de la roche plus marquée que ceux de la roche encaissante. La foliation mylonitique est soulignée par des rubans de quartz-plagioclase alternant avec des lits riches en muscovite-chlorite. Deux types de muscovites sont distingués : (1) des phénoclastes millimétriques de muscovite sont moulés par la foliation mylonitique, (2) des néoblastes de muscovite sont présents soit autour des porphyroclastes, soit en petits cristaux dans la foliation mylonitique. La mylonite comprend également des porphyroclastes de feldspath potassique de forme sigmoïde associés à des cristallisations en zone abritées. L'observation microscopique en lumière polarisée/analysée révèle une extinction roulante de ces porphyroclastes indiquant une déformation à haute température (>550 °C). Les grains de quartz présentent des microstructures variées allant de rubans monocristallins aux joints dentelés moulant les porphyroclastes en continuité latérale avec des plages présentant des sous-joints ou des plages à texture polygonale attestant de l'influence du gradient de déformation sur le développement de la microstructure. Ces microstructures suggèrent une déformation plastique intracristalline avec recristallisation dynamique du feldspath potassique, du quartz et de la muscovite. L'assemblage minéral suggère plutôt un protolithe orthodérivé pour cette mylonite (fig. 2E).

La fabrique mylonitique est localement recoupée par des bandes de cisaillements plus discrètes soulignées par la chlorite et par des zones de cataclase. Ces zones de cataclase sont caractérisées par un grain une matrice à grain fin renfermant des clastes plus ou moins anguleux de la mylonite. De petites veines remplies de quartz ou de calcite recoupent la foliation mylonitique dans les zones de cataclase.

Les critères de cisaillement (fabrique C/S, assymétrie des sigmoïdes, forme des néoblastes, rejet apparent des cataclasites) sont compatibles avec un cisaillement du top vers l'Ouest. Ces structures macro- et microscopiques ainsi que les assemblages minéraux associés sont typiques d'une zone de déformation avec une composante non-coaxiale accommodant l'exhumation des roches cristallines varisques démarrée dans le faciès des amphibolites et allant jusqu'aux conditions du faciès des schistes verts.

La zone de mylonite-cataclasite qui recoupe les roches cristallines au cœur du massif du Livradois-Forez est moins bien exposée et son interprétation est plus délicate. Elle est caractérisée par un ensemble de roches verdâtres riches en chlorite au débit schisteux. Par endroits, ces roches présentent une structure avec des macrolithons métriques de forme sigmoïde séparés par des zones de cisaillement à chlorite. En d'autres endroits, le débit schisteux de la roche souligne des plis à axe sub-horizontaux de directions dispersées. Ces roches sont

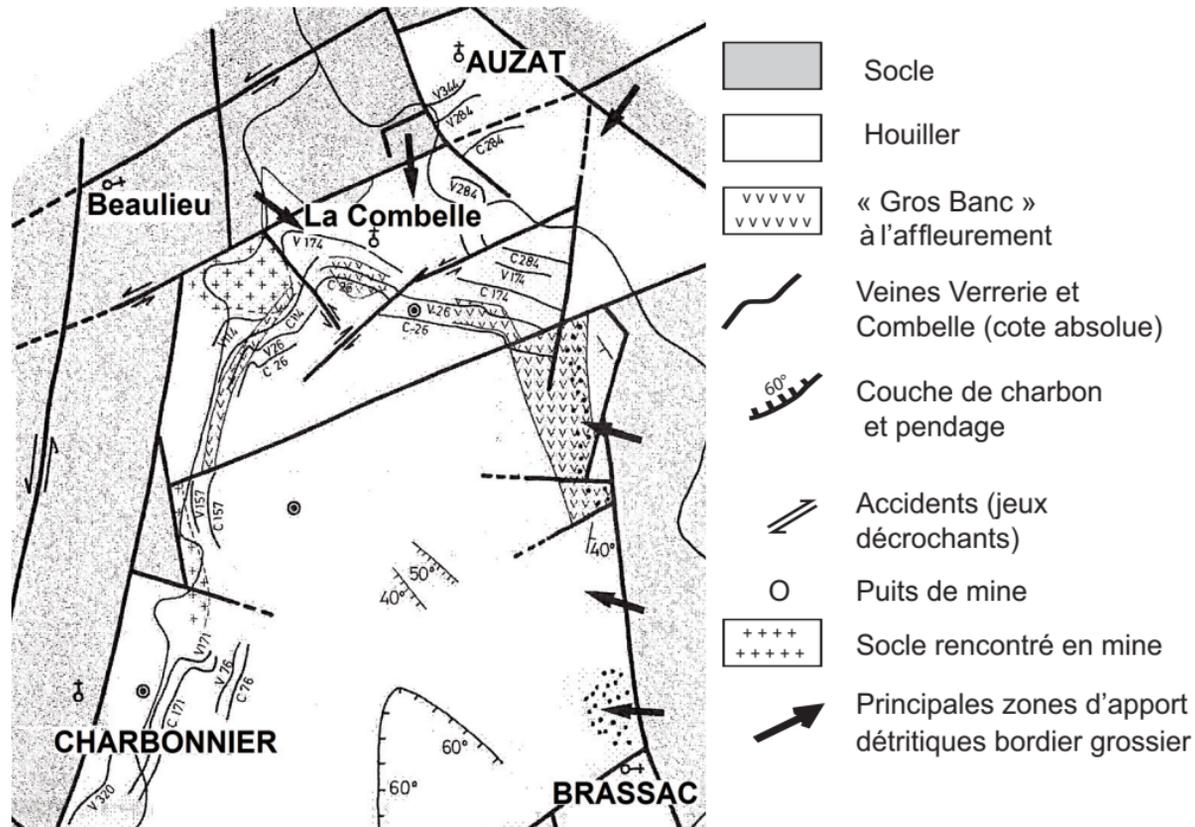


Fig. 4 - Le Bassin de Brassac avant l'effondrement des Limagnes (Bois et al., 1983). Distance Auzat-Brassac = 4,4 km

considérées comme étant un équivalent de la zone de mylonite-cataclasite décrite plus à l'Ouest et représentent ainsi potentiellement une zone de détachement accommodant l'exhumation de la racine de la croûte orogénique varisque au moment de son effondrement gravitaire.

$\mu\gamma^F$ . **Filons de microgranites.** Ils forment un essaim de faible densité, orienté entre le NW et NE-SW depuis Champagnat-le-Jeune au Sud, passant par Saint-Genès-la-Tourette, et qui se poursuit au Nord à travers toute la feuille Issoire entre Condat et le hameau du Monteillet. Les filons de cet essaim sont généralement très puissants (atteignant souvent 8 à 10 m). Ce sont le plus généralement des roches d'aspect monotone constituées d'une pâte quartzofeldspathique plus ou moins fine, tapissée de séricite et qui renferment parfois quelques structures de dévitrification. Dans la région de Condat-lès-Montboissier (feuille Issoire), elles semblent passer à des faciès rubanés proches de véritables rhyolites.

$\text{L}\gamma^F$ . **Filons de leucogranites.** Les leucogranites constituent un réseau de sills et dykes au sein des migmatites. Dans les métatexites de paragneiss, les filons de leucogranite sont localement en continuité texturale avec les leucosomes ou au contraire présentant des contacts francs et discordants sur la foliation des métatexites. Dans les diatexites, les filons de leucogranites ont en général des contacts diffus et représentent des zones de granite plus homogène. La minéralogie de ces leucogranites, en plus du quartz, du feldspath et de rares cristaux de biotite, est marquée par la présence locale de muscovite.

Ces éléments suggèrent que les leucogranites correspondent aux zones de collecte des liquides silicatés issus de la fusion partielle des paragneiss.

**Q. Filons de quartz.** Des filons de quartz blanc recoupant l'ensemble des roches cristallines témoignent de la fracturation intense et des circulations de fluides ayant affecté ces roches. Certains de ces filons de quartz sont associés à des minéralisations, notamment d'améthyste et de fluorine.

## **Bassin houiller de Brassac**

Le bassin stéphanien de Brassac affleure dans le secteur sud-ouest de la carte de Saint-Germain-Lembron (Charbonnier les Mines, Sainte-Florine, Brassac-les-Mines). Il s'agit d'un bassin, globalement orienté NNW-SSE (fig. 4), qui montre une polarité proximal/distal.

**h5. Grès et schistes houillers ; h5g Grès grossier et conglomératique.** C'est une puissante série continentale où alternent conglomérats, schistes, grès et couches de charbon.

Les faciès les plus proximaux (situés vers le Sud) montrent essentiellement des niveaux de blocs de socle hétérogènes, emballés dans une matrice sableuse. Ces niveaux silicoclastiques témoignent d'une activité tectonique synsédimentaire et montrent de nombreuses surfaces d'érosion dues à l'implantation de chenaux à strates obliques (fig. 5, hors texte). Les flores stéphaniennes, à l'origine des veines de charbon, caractérisent un milieu marécageux (Courel, 1987, 2001). Les faciès les plus distaux sont représentés par des niveaux argilo-sableux, qui passent à des schistes anthraciteux vers le Nord. L'ensemble des couches stéphaniennes, puissantes de quelques centaines de mètres, montrent un pendage de 30° (environ) vers le Sud, ce qui les rend facilement reconnaissables, ainsi qu'une couleur rouge ou noire, due à la présence de veines de charbon. Un ensemble de formations rhyolitiques indurées (Butte de la Celle) séparerait le Stéphaniens inférieur du Stéphaniens (Pastre, 1987).

La puissance de la série houillère varie entre 1 400 et 2 000 m, selon les auteurs. De la base au sommet, on distingue (Vetter, 1971) :

- brèche de base et arkose : 0 à 500 m ;
- assise de Combelle-Charbonnier : 400 à 500 m d'épaisseur, comportant six couches d'anthracite dans sa moitié inférieure ; elle se termine par 250 m de schistes ;
- le « Gros Banc » : 40 à 300 m de formations volcano-sédimentaires représentées par des conglomérats, rhyolites et tufs ;
- l'assise d'Armois : 1 000 m et plus de puissance représentée par des schistes, poudingues et grès et quelques petites couches de charbon ;
- l'assise de Bouxhors-la-Pénide : plus de 200 m, faisceau de couches minces et passées charbonneuses.

**h5V. Poudingues, grès, tufs rhyodacitiques : « Gros Banc rhyolitique ».** C'est une formation constituée par l'alternance de poudingues, de grès volcanoclastiques, de tufs rhyolitiques et de rhyolites (40-300 m à la côte du Pin). Il faut souligner la complexité de cet ensemble de roches éruptives et sédimentaires avec mise en place, à la base, de conglomérats et de grès et au sommet, de tufs volcaniques. En mine, ces deux faciès alternent plusieurs fois de suite. Les sondages effectués lors des travaux miniers suggèrent l'existence d'un épisode volcanique antérieur à la mise en place de la masse principale de la Côte du Pin (Bois *et al.*, 1983).

Le « Gros Banc » est majoritairement composé de tufs volcaniques soudés à éléments rhyodacitiques (lapillis et cristaux en proportions variables) ; la structure fluidale marquée par des ponces tubulaires (dévitrifiées et recristallisées en albite) et l'imbrication des éléments suggèrent que ces tufs ont été soudés à chaud. Il faut noter une proportion d'albite importante dans la mésostase, dans le matériel cependant rhyodacitique (feldspath potassique, plagioclase et quartz en

phénocristaux); l'albite a d'ailleurs un habitus tardif (dévitrification de la mésostase, des ponces, plages interstitielles, bourrage dans les biotites). Ce type de coulées pyroclastiques sous-entend une mise en place aérienne.

Le « Gros-Banc » est altéré ce qui se traduit par le gonflement des biotites et la présence de carbonates (Bois *et al.*, 1983).

## **Formations sédimentaires de la Limagne**

Les formations sédimentaires de la Limagne comprennent : (1) le sidérolithique, (2) les formations oligocènes.

Localisés à l'Ouest de la carte, sur un tiers de la feuille, les formations oligocènes sont principalement représentées par des argiles bariolées, des bancs calcaires, des sables et des grès. Ces sédiments argilo-sableux ou calcaires sont préservés sous les formations volcaniques (Nonette, Usson, Puy du Joux). Les dépôts de l'Oligocène sont plus récents au Nord et plus anciens au Sud indiquant un pendage global des formations vers le Nord.

Plus à l'Est, à Esteil, un sondage (EST1) a révélé la présence d'argiles et de sables bariolés arkosiques, rappelant les dépôts oligocènes du centre du bassin. Ces dépôts pourraient témoigner d'une alimentation latérale (paléovallée) ou d'une extension originellement plus large des dépôts oligocènes. Les conditions d'affleurement et la rareté des coupes ne permettent pas de tracer des contours stratigraphiques. Ce sont des ensembles lithologiques qui ont été retenus comme unités cartographiques.

Les niveaux oligocènes attestent d'une subsidence plus importante à l'Est du bassin : les niveaux sont en effet corrélables, mais ont plus de puissance sur le secteur Orsonnette/Lamontgie. Il n'y a pas de trace d'une tectonique active. En revanche les bordures du bassin signalent la présence de failles de direction N30, N60 et globalement N-S, ce qui est en accord avec l'héritage varisque et l'épisode tectonique lié à l'ouverture du rift ouest-européen. De même, les cours de l'Allier et de l'Allagnon empruntent vraisemblablement des discontinuités lithologiques en relation avec les accidents subméridiens.

*Pe.* **Formations continentales argilo-sableuses rouge-brique « Sidérolithique »**. À la base des formations sédimentaires tertiaires se trouvent les formations « sidérolithiques ». Elles affleurent uniquement au Sud-Ouest de la carte de Saint-Germain-Lembron, mais sont mieux exposées sur les cartes voisines de Brioude et Besse-en-Chandesse (fig. 6, hors texte).

Les formations sidérolithiques se situent en bordure du bassin de la Limagne, contre le socle cristallin, esquissant un paléorelief perturbé par les accidents

cassants du Tertiaire. Enfouis sous les formations oligocènes, ces paléosols n'ont été que récemment re-exhumés.

Toujours azoïques, ces formations du « sidérolithique » se présentent sous la forme d'un sédiment argilo-sableux de couleur rouge-brique. Ces formations se distinguent généralement des sédiments continentaux postérieurs par une importante décarbonatation. Ce sont des formations d'altération majoritairement constituées, sur le territoire de cette carte, de paléosols et de sédiments alluviaux.

Les profils d'altération « sidérolithiques » du Massif central français étaient classiquement rapportés à l'Éocène-Oligocène en référence aux formations kaoliniques et fossilifères du bassin de Paris (Boulanger, 1844 ; de Launay, 1892-93 ; Deschamps, 1973). Néanmoins, l'étude récente des faciès sidérolithiques du Lembron (Ricordel, 2007 ; Ricordel *et al.*, 2010) montre que ces formations sont totalement déconnectées de la sédimentation des Limagnes du Cénozoïque et qu'elles appartiennent à une phase plus ancienne de l'évolution du Massif central français. En effet, les datations par paléomagnétisme démontrent que les phases d'altération à l'origine du « sidérolithique » sont d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (Ricordel, 2007).

**gs1. Sables et argiles rouges (Rupélien inférieur).** Des sables feldspathiques plus ou moins argileux, rouges ou bariolés rouge-vert, caractérisent la base de la série sédimentaire. Ces formations sont localisées dans la partie sud du bassin vers Vergongheon. Dans la partie centrale de la carte, elles apparaissent à la base sud-ouest de la butte de Nonette et dans le gouffre du Rat et sous l'appareil volcanique d'Esteil.

L'épaisseur de cette formation peut dépasser 40 m (sondage VERG1). De même, un forage exécuté à Vergongheon en 1858 (X : 677 ; Y : 341 ; Z : 450) a traversé plus de 200 m de dépôts argilo-sableux bariolés avant d'atteindre le Stéphanien.

Plus au Nord, au Breuil-sur-Couze, le forage effectué traversant ces faciès atteint 170 m.

La base de cette unité détritique rouge est composée de niveaux métriques de conglomérats à galets centimétriques de roches hercyniennes. L'unité est ensuite constituée de sables feldspathiques fins à micro-conglomératiques et d'argilites sableuses rouges parfois carbonatées. La puissance totale de l'unité est estimée à une cinquantaine de mètres.

La position stratigraphique de l'unité gs1 ne peut être précisément établis car ces dépôts n'ont fourni ni vertébrés, ni charophytes. À partir des gastéropodes, un âge Oligocène inférieur a été proposé (Rey, 1966). J.-L. Poidevin corrèle cette unité basale avec la séquence supérieure du bassin de Brioude qui est

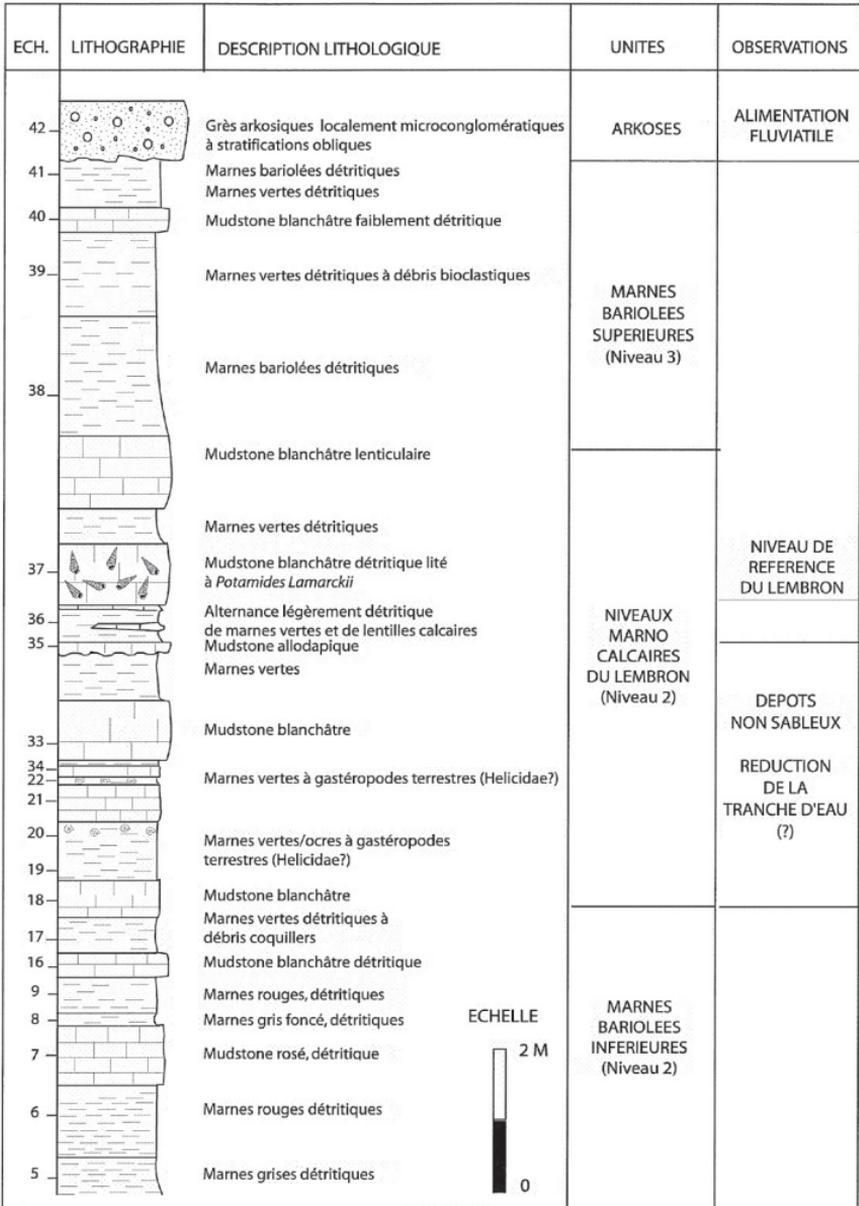
rapportable au MP 21 ou MP 22 (Rupélien inférieur) depuis la découverte de la faune de vertébrés de Bournoncle-Saint-Pierre (Bravard, 1844).

**gM-C2. Alternance de calcaires marneux et de marnes bariolées (Rupélien- Chattien).** Ces niveaux sont particulièrement bien visibles dans la région de Nonnette et Orsonnette (fig. 7). L'étude paléontologique conduite par J.-L. Poidevin permet de placer ces dépôts dans un cadre biostratigraphique précis.

L'unité gM-C2 débute par une puissante alternance d'une cinquantaine de mètres de marnes et calcaires à potamidés, petits hélicidés et rares charophytes. La série calcaire est fréquemment entrecoupée par des arrivées détritiques gréseuses. Ces niveaux ont fournis une faune de micro-vertébrés. À la carrière de l'usine d'Orsonnette un *Blainvillimys blainvillei* a été découvert (Gervais, 1848). Sur la D123, un niveau de stratigraphiquement très voisin a fourni un *Issiodoromys minor* (Schrosser, 1884) peu évolué, encore peu hypsodonte. En conséquence de quoi, J.-L. Poidevin rapporte à la partie inférieure de la biozone MP 25 (fin Rupélien-début Chattien) la base de l'unité gM-C2. La biostratigraphie des charophytes confirme le cadre établi par les faunules de micro-vertébrés. Ainsi, la base des dépôts contiennent des charophytes *Rhabdochara* du groupe stockmansii-major appartenant à la zone Major, probable équivalent des niveaux biostratigraphiques mammaliens MP 24-26 (Picot, 1997 ; Berger, 1999). Ensuite, les quelques *Chara* du groupe *microcera-notata* récoltés près de Breuil-sur-Couze et près du site de l'usine indiquent l'appartenance à la zone *Microcera* (MP 24-25). Ces dépôts sont donc attribuables à la biozone MP 25 (fin Rupélien-début Chattien).

La fréquence des arrivées gréseuses augmente dans la suite de la série, jusqu'à former un dépôt d'environ 25 m d'épaisseur constitué d'une alternance de gros bancs métriques de grès arkosiques grossiers et de grès fins. Ce dépôt n'a pas fourni de faune de micro-vertébrés.

La sédimentation devient ensuite plus marneuse sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Les arrivées détritiques gréseuses et bancs calcaires de faibles épaisseurs continuent néanmoins à s'intercaler dans la série. Cette dernière se distingue par la grande abondance des foraminifères miliolidés. Au réservoir d'Orsonnette, les marnes noires de l'extrême base de ce corps sédimentaire ont fourni *Issiodoromys minor* (Schrosser, 1884) évolué, stade 3 (Schmidt-Kittler *et al.*, 1997), *Blainvillimys blainvillei* (Gervais, 1848) évolué, *Eucriceton hüberi* (Schaub, 1925) et *Pseudocricetodon cf. incertus* (Schlosser, 1884). Ces micro-vertébrés placent ces dépôts au sommet de la biozone MP 25 (Chattien inférieur) et tout ou partie de la MP 26 (Chattien inférieur et moyen). Les niveaux inférieurs de ces dépôts contiennent une association à *Stephanochara-ungeri*, *Chara microcera*, *Stephanochara cf. cavellieri* et *Sphaerochara sp.*, attribuable à la zone à Ungerer équivalente probable des



**Fig. 7 - Coupe de référence du Lembron levée par A. Wattinne dans la région de Nonette-Orsonette (gM-C2)**

MP 26, MP 27 et MP 28 (Feist *et al.*, 1994 ; Riveline *et al.*, 1996 ; Berger, 1999). Il est donc raisonnable d'attribuer la partie supérieure et sommitale de l'unité gM-C2 à la MP 26 (Chattien inférieur et moyen) sans que l'on puisse pour autant fournir de précision sur l'âge des derniers dépôts.

Incursion marine ou lac salés continentaux ? L'une des questions majeures soulevées par l'étude géologique des dépôts de la Limagne est de savoir si ce fossé était en connexion avec la mer ouverte. Sans rentrer dans les détails de ces études, nous pouvons relever que c'est dans ces dépôts oligocènes que fut apportée par D. Briot (2008) une des clefs nécessaire à la compréhension de ce problème géodynamique majeur. En effet, du fait de la présence au sein de ces sédiments de nombreux organismes à affinité thalassique, tels que *Potamides Lamarckii*, les anciens auteurs avaient envisagé de multiples et durables connexions entre le bassin de Brioude-Issouire et le milieu marin. Cette proposition devait être renforcée par la présence de foraminifères dans de nombreux niveaux de la série. Néanmoins, ces mollusques euryhalins sont à même de supporter une large gamme de salinité, témoins de paléo-environnements très variés depuis le milieu marin ouvert jusqu'aux eaux continentales saumâtres et lacustres salées.

Les rapports isotopiques du strontium sur les fossiles de *P. Lamarckii* provenant du Massif central français varient depuis  $0,713231 \pm 16$  jusqu'à  $0,715205 \pm 13$ . Ces rapports sont très différents de ceux issus de l'eau de mer de l'époque et seraient plutôt le reflet d'une signature locale, héritée d'eaux continentales salées.

**gs3. Grès arkosiques.** Cette unité est marquée à sa base par la présence d'une puissante barre de grès arkosique verdâtre atteignant 4 m d'épaisseur au Nord de Bethel (lieu-dit Grange Fort). Ces faciès grossiers, parfois granoclassés, montrent des chenaux à strates obliques de l'ordre du mètre, qui viennent inciser des ensembles argilo-sableux bariolés plus fins.

Dans sa partie sommitale (vers Bethel), cette unité admet d'importantes variations de faciès puisque les dépôts deviennent essentiellement marneux avec quelques niveaux de calcaires à limnées entrecoupés de nombreuses passées sablo-gréseuses de faibles épaisseurs. Ces variations témoignent probablement de l'installation progressive d'un milieu lacustre.

Sur le territoire de la feuille de Saint-Germain-Lembron, cette unité, essentiellement détritique, n'a pas fourni de faune permettant un calage biostratigraphique.

**gs4. Ensembles argilo-sableux blancs bariolés.** Ces ensembles argilo-sableux plutôt verdâtres sont localisés au Nord de la feuille (au Nord de Parentignat). Ils semblent également présents sous l'édifice volcanique d'Usson, où ils peuvent s'enrichir en billes de quartz centimétriques (voir le sondage

Usson 1,33 m). Ces niveaux se poursuivent sur la carte d'Issoire. Ils pourraient atteindre plus de 50 m de puissance.

**gs. Ensemble détritique sablo-argileux indifférencié (Oligocène).**  
Les argiles et sables argileux bariolés constituant la plus grande partie du remplissage du bassin, il est parfois difficile de rattacher un affleurement à une unité cartographique, sans analyses préalables. Les affleurements n'ayant pu être rattachés à une unité lithostratigraphique sont regroupés sous l'appellation **gs**.

### **Formations volcaniques**

Les formations volcaniques présentes sur la feuille de Saint-Germain-Lembron comprennent :

- les formations de laves volcaniques miocènes de la Limagne d'Allier représentées par les appareils isolés d'Usson, Chabanol, Croix de l'Aigle, Genestine, Brionnet, Nonette, et Esteil ;
- les formations volcaniques plio-quaternaires du Cézallier représentées par (i) les coulées de basalte doléritique du plateau du Perrier-Broc visibles au nord-ouest de la feuille de Saint-Germain-Lembron et (ii) les basaltes et basanites de la vallée de l'Allagnon affleurant dans le quart sud-ouest de la feuille.

### **Formations volcaniques miocènes de la Limagne**

La surface du bassin d'effondrement de la Limagne (Éocène supérieur à Aquitaniens) présente, au Sud de Clermont-Ferrand, de nombreux reliefs volcaniques qui correspondent pour la plupart à des points de sorties volcaniques. Il s'agit de plus de 230 édifices ponctuels dispersés (centres d'émission de coulées, maars, systèmes filoniens, diatrèmes, petits dômes...) répartis sur 2 500 km<sup>2</sup>, essentiellement post-rift et post-remplissage sédimentaire. Les produits volcaniques sont dispersés dans tout le bassin sédimentaire ainsi qu'au niveau des plateaux bordiers, recouvrant ou pénétrant les sédiments en protégeant le soubassement de l'érosion.

Ils se répartissent en deux épisodes principaux. Le premier épisode compris entre l'Oligocène terminal et le Miocène moyen (21-12 Ma), exprimé essentiellement dans le bassin sédimentaire, correspond aux éruptions qualifiées de « Génération Limagne ». Le second, rapporté au Pliocène supérieur (3 Ma) est largement représenté en bordure du plateau des Dômes et dans la région de Couzes.

Les produits volcaniques variés se rencontrent soit sous forme de produits volcaniques massifs (volcanisme effusif), soit sous forme de manifestations particulières, les pépérites, importantes par la superficie couverte.

Le volcanisme effusif n'est pas limité au bassin d'effondrement de la Limagne, mais déborde aussi sur les versants cristallins bordiers. Le volume représenté par chaque gisement est très variable, il est représenté par de nombreuses éruptions locales, dont il ne subsiste actuellement que des plateaux de lave, au relief inversé, des lacs de lave, des dykes, des culots ou cheminées déchaussées par l'érosion. Les laves émises par ces différents pointements éruptifs sont surtout des basaltes ou des basanites. Les produits différenciés sont rares, et caractérisés par quelques dômes, dômes-coulées et protrusions.

Le volcanisme pépéritique est une caractéristique de la Limagne, et est attribué à un dynamisme explosif phréatomagmatique (Vincent, 1979), comparable à celui des diatrèmes observés dans d'autres régions du monde. Les dépôts sont constitués de granules de basalte, intimement émiétés dans une masse pélitique issue du substratum pulvérisé. Souvent des phénocristaux automorphes libres (amphiboles ou clinopyroxènes) retombent dans ces formations. Ces pépérites (ensembles de blocs, graviers ou granules basaltiques vitreux mêlés dans un ciment argilo-calcaire) peuvent montrer une texture finement litée ou grossière et désordonnée. En Limagne, ces matériaux ont été facilement dégagés et mis en relief par l'érosion préférentielle des sédiments environnants. Ce type de dynamisme est le résultat de la libération d'un important volume de gaz au moment de l'éruption. Ce gaz résulte de la vaporisation de l'eau des nappes souterraines. Son expansion brutale provoque la fragmentation et la pulvérisation du magma et des sédiments encaissants. Le mélange est violemment expulsé, par des explosions rythmiques. Les éjecta retombent, s'entassent puis sont repris. Les roches encaissantes bréchifiées à leur tour sont incorporées au mélange. Quand la vaporisation d'eau s'interrompt, ces diatrèmes pépéritiques peuvent être recoupés par des filons ou des sills, et la lave peut parvenir à la cuvette du maar, préalablement formée. C'est alors que se forme un cône de scories ou un lac de lave, accompagnés parfois d'une coulée de lave. En revanche, lorsqu'il n'y a plus de magma, un lac d'eau se forme et se comble de sédiments.

Ces laves ont fait l'objet du travail de L. Cheger (1996) dont sont issues les descriptions et les analyses présentées ici.

**Vs. Dépôts volcano-sédimentaires.** Sur les bordures de l'appareil de Chabanol, se trouve une lentille de dépôts volcano-sédimentaires de quelques mètres cubes. Ce dépôt est partiellement recouvert par les épandages basaltiques et les dépôts de pente associés.

L'ensemble volcano-sédimentaire apparaît comme un dépôt multicolore stratifié horizontalement. Les lamines centimétriques contiennent des éléments basaltiques projetés ou des fragments arrachés au substratum hercynien (granite et quartzite).

Il faut noter que l'ensemble du dépôt est très altéré. L'altération a conduit à une très forte argilisation, particulièrement visible sur les éléments basaltiques projetés dont il ne reste plus que le fantôme. Les éléments de socles riches en silice échappent partiellement à cette altération et apparaissent en relief dans la série.

**β7. Basanites.** Les basanites sont les laves majoritaires dans les séries magmatiques de la Limagne. Elles représentent 61 % du total des laves mafiques émises. Elles sont caractérisées par des teneurs en silice comprises entre 42 % et 48 %, en alcalins supérieur à 3 % et par un taux d'olivine normative supérieur à 10 %. Comparées aux basanites d'autres provinces volcaniques du Massif central, elles sont considérablement sous-saturées avec des teneurs en néphéline normative comprises entre 11 et 20 % et exceptionnellement inférieures à 10 %.

Ce sont des laves mésocrates à faciès basaltique, difficiles à distinguer des autres roches basiques. Elles se présentent sur le terrain, soit sous la forme de laves massives, soit en blocs de taille variable au sein des formations pépéritiques. Elles montrent différentes microtextures, la plus fréquente étant la texture microlitique porphyrique. La cristallisation de la mésostase peut être uniforme ou irrégulière. Certaines laves (appareil de Chabanon par exemple, fig. 8, hors texte) contiennent des enclaves de périclase et/ou de socle (quartz, plagioclase, feldspath alcalin) ainsi que des mégacristsaux d'olivine, de clinopyroxène et/ou d'amphibole qui montrent des macles mécaniques et des figures de déstabilisation au contact magma-encaissant.

La paragenèse est essentiellement constituée d'olivine, de clinopyroxène et d'amphibole. La cristallisation de la mésostase est variable d'une lave à l'autre. Elle est essentiellement constituée de microlites de plagioclase, en abondance variable, de grains et de microlites de clinopyroxènes, de granules automorphes d'oxydes Fe-Ti, de verres bruns ou incolores ainsi que de plages xénomorphes de néphéline et/ou d'analcime.

## **Formations volcaniques plio-quaternaires du Cézallier**

Le Cézallier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre les Monts Dore-Sancy et le Cantal. Il culmine au Signal du Luguet à 1 550 m. La transition avec le Sancy au Nord est masquée par l'ensemble volcanique du Pavin et la transition avec les planèzes du Cantal au Sud est progressive et marquée par le prolongement de la faille active de la Margeride qui limite vers le Nord le graben de Saint-Flour – Neussargues. Il s'agit pour l'essentiel d'un empilement de coulées associées à des cônes de scories et des ensembles phréatomagmatiques (maars et diatrèmes). Il s'y ajoute un ensemble d'intrusions trachyphonolitiques.

A. Thonat (carte géologique de Massiac) a mis en évidence l'existence d'un stratovolcan à l'aplomb du Signal du Luguët. Situé dans la partie NW du Cézallier, où il constitue le point culminant, il présente des produits volcaniques très variés : laves basaltiques, téphrites, phonolites, trachytes, pyroclastites basiques et acides...

La phase paroxysmale du volcanisme se situe entre 5,4 et 3 Ma. Elle débute dans le stratovolcan par des coulées de basalte suivies par la mise en place des pointements phonolitiques et trachytiques. Des coulées basaltiques terminent ce cycle. Chronologiquement, le Cézallier traduit donc la migration du volcanisme du stratovolcan du Cantal vers celui des Monts Dore.

Deux ensembles volcaniques émanant du volcanisme plio-pléistocène du Cézallier affleurent sur le territoire de la carte.

$\alpha\beta$   
Fo. **Coulées basaltiques au-dessus d'un cordon alluvial.** Sur la carte de Saint-Germain-Lembron affleure l'extrémité orientale du plateau du Perrier. Cet édifice volcanique est un haut-lieu de la géologie régionale, très connu pour ses gisements fossilifères villafranchiens (Plio-Pléistocène) et pour sa structure géologique montrant le plus épais empilement de lahars du Massif central français (Ly, 1982).

Ces coulées basaltiques affleurant sur la carte sont appelées basaltes de « Roca-Neyra ». Ils sont rattachés aux émissions plio-pléistocènes du Cézallier (Ly, 1982, Pastre, 2004). Selon G. Kieffer (1967), les basaltes « Roca-Neyra » sont issus des émissions terminales du volcan du Ranoux situé à 17 km au Sud-Ouest d'Issoire. L'âge des émissions est estimé à 3,5 Ma (Ly, 1982).

Il faut noter que le basalte a été mis en place au-dessus d'un cordon alluvial ( $\alpha\beta$ /Fo) dans un fond de vallée plio-pléistocène. L'inversion de relief est donc aujourd'hui de près de 40-45 m. Le basalte de « Roca-Neyra » est pétrographiquement un basalte doléritique dont les lattes de labradorite sont pratiquement visibles à l'œil nu, avec des phénocristaux d'augite et d'olivine (Ly, 1982). Ce basalte de couleur gris-bleu contient des nodules ovoïdes de calcite (quelques millimètres à 2 cm) ainsi que de la chabasite et de la zéolite en inclusion (Michel-Levy et Munier-Chalmas, 1889).

$\beta$   $\beta$   
Fpa, Fpb. **Alluvions sous basaltiques de Chambezon (Pliocène moyen Fpa et Pliocène supérieur Fpb).** Ces alluvions se rencontrent sous deux lambeaux de coulées situés à proximité du village de Chambezon (Sud-Est du cimetière et CD654). Les alluvions du cimetière ( $\beta$ /Fpa) présentent un cortège de minéraux lourds à amphiboles brunes alimenté par des émissions volcaniques contemporaines du Cézallier (Pastre, 1987). Les alluvions du CD654 ( $\beta$ /Fpb) se distinguent par la présence de quartz rhyolitiques issus des retombées pliniennes du Mont-Dore datées d'environ 3 Ma (Pastre et Cantagrel, 2001).

Les alluvions liées à l'Allier et à ses principaux affluents (Allagnon, Couze d'Ardes) sont représentées sur la feuille de Saint-Germain-Lembron par de nombreuses terrasses s'étalant sur une partie importante du Quaternaire. Toutefois, ces niveaux très disséqués sont discontinus et ne peuvent être corrélés de manière rigoureuse d'un secteur à un autre. Plusieurs niveaux alluviaux peuvent par ailleurs être reconnus sous les basaltes pliocènes de l'Ouest de la feuille.

**β7N. Basanites noires.** Selon A. Thonat, ces laves affleurent surtout dans l'ancienne vallée de l'Allagnon (et certaines vallées affluentes) qu'elles ont fossilisée depuis la région de Ferrières-Saint-Mary (feuille Besse-en-Chandesse) jusque vers Vichel (feuille Saint-Germain-Lembron), c'est-à-dire sur une quarantaine de kilomètres, formant ainsi la plus longue coulée existant, à notre connaissance, en France. On les rencontre également, mais en quantité moindre, dans le strato-volcan du massif du Signal du Luguët, notamment à la cascade du Saillant et dans la vallée de la Sianne vers 1 270 m d'altitude.

À l'œil, ces roches sont franchement noires, mais pas brillantes comme les tachylites. En plus de l'olivine, pratiquement présente dans tous les échantillons, on peut y observer de l'augite et, plus rarement, des minéraux secondaires dans les vacuoles. Exceptionnellement, des nodules de péridotite ont été observés. L'examen au microscope permet de préciser s'il s'agit de basanite (au sens strict), de basanitoïde, de mandchourite ou de limburgite.

Les basanites noires sont dures et résistent bien à l'altération. De ce fait, elles forment fréquemment des falaises dans le paysage, beaucoup plus que ne le font la majorité des autres laves, plus altérables et moins dures.

Il faut enfin signaler que les coulées noires possèdent une colonnade réduite et un entablement très développé. Cette particularité montre qu'un refroidissement irrégulier, générateur des prismes enchevêtrés, s'est manifesté en profondeur dans cette lave très fluide qui devait donc bien transmettre les variations de température. Généralement, l'entablement est un peu plus vitreux que la colonnade.

**β. Basalte bleuté à olivine.** Au lieu-dit la bastide les laves constituant le plateau sommital se distinguent des basanites noires sous-jacentes. En effet, elles sont plus porphyriques et se caractérisent par une abondance de cristaux d'olivine, de taille petite ou moyenne. Certains sont frais et sombres tandis que d'autres, altérés, prennent une teinte beaucoup plus claire. On les rencontre surtout dans le massif du Signal du Luguët ainsi que sur la planèze du Bru sur la carte voisine de Massiac (A. Thonat).

## Formations superficielles

Sous le terme formations superficielles sont regroupées les formations d'altérations, les colluvions et les alluvions, lesquelles, dans la plupart des cas, ne peuvent être présentées selon l'échelle stratigraphique. Tout au plus, les alluvions se prêtent-elles à une chronologie relative. Les unités cartographiques sont définies en fonction de la lithologie ou de la mise en place des formations. À l'échelle de la carte, il s'agit le plus souvent d'ensembles ou de complexes de formations.

La genèse et la répartition des formations superficielles sont directement liées au façonnement du paysage depuis la fin du Tertiaire. En dépit de leur épaisseur généralement faible, elles revêtent parfois une certaine importance, dans les problèmes d'aménagement par exemple.

### Formation d'altération

Les roches du socle sont représentées par des teintes vives (ensembles peu altérés) ou une teinte plus pâle (ensemble d'altération indifférencié). Cette distinction procède d'une certaine généralisation à partir des données ponctuelles du levé.

La cartographie des altérites de socle de Saint-Germain-Lembron a permis de discriminer deux zones. La première où furent cartographiées des altérites de socles résiduelles et la seconde des altérites de socle préservées. Cette distinction ne se fait pas en fonction de la nature du substratum, mais en fonction de l'état de conservation du profil.

À différentes altitudes, couronnant des buttes tertiaires ou les avancées de socle, des vestiges de nappes alluviales anciennes subsistent sur le territoire de la feuille. Leur rattachement au système de terrasses est difficile à établir faute d'éléments déterminants.

*A.* **Altérite de socle.** Les roches granitiques et métamorphiques sont représentées par des teintes vives ou pâles selon leur degré d'altération. Le domaine des roches peu ou pas altérées, exprimé en teintes vives, peut inclure des altérations de moindre importance ou d'extension limitée. C'est le cas par exemple des couloirs de failles (région de la Chapelle sur Usson).

Les altérites de socle sont des matériaux altérés en place. Ce sont en général des roches dans un stade intermédiaire entre la roche saine et la roche totalement friable (fig. 9, hors texte). En effet, il apparaît que sur le territoire de cette carte la grande majorité des roches arénisées affleurantes ont été remobilisées par des processus périglaciaires postérieurs. Les roches arénisées en place n'ont été recoupées que lors de reconnaissance à la tarière ou de manière très ponctuelle (environ de Fournols).

L'altération des roches du substratum varisque se manifeste par une désagrégation partielle de la roche mère. La texture et la structure originelle ont été conservées. Comme le souligne J.-L. Lagarigue (1982) dans son étude des formations d'altération de la carte de Firminy, la roche altérée apparaît fragmentée, les minéraux sont encore jointifs assurant la cohésion d'ensemble.

Les altérites de socles ont été cartographiées sur tous les substratum reconnus, depuis les migmatites jusqu'aux leucogranites. Néanmoins, il est évident que l'altération est guidée par la nature de la roche et ceci s'observe particulièrement bien sur le terrain. Les altérations varient au sein de l'ensemble en fonction de la nature pétrographique du substrat. Ainsi, les anatexites sont plus sensibles que les granites et les leucogranites plus « résistants » que les granites. Les leucogranites apparaissent donc souvent sous la forme de tétons de roches résiduels, peu affectés par l'altération alors que les migmatites sont arénisées sur des épaisseurs importantes (3 m d'épaisseur en moyenne, jusqu'à 10 m d'épaisseur maximale relevée dans les régions d'altitude élevée).

La couverture d'altérites est particulièrement importante dans la partie orientale de la feuille. Elle recouvre de manière homogène les vastes étendues planes situées à une altitude comprise entre 750 et 1 100 m.

L'âge de cette altération n'est pas connu avec précision. Seule la cartographie a pu nous donner quelques éléments nous renseignant sur la chronologie de la ou des périodes d'altération :

- les édifices volcaniques, comme celui situé immédiatement au Nord de Genestin, reposent sur les faciès altérés de diatexite ;
- le sondage réalisé près d'Esteil par A. Wattinne montre que l'édifice volcanique repose sur des sédiments oligocènes qui reposent eux-mêmes sur des altérites de diatexite. Sur la route qui contourne le bois de Brenat (près d'Esteil), il est possible d'observer un passage continu entre de roches hercyniennes altérées et du sédiment altéré. Cet affleurement, trop petit pour être cartographié au 1/50 000, pourrait être attribué au sidérolithique. Or, dans la région très proche de la vallée du Lembron, les études récentes de C. Ricordel (2007, 2010) montrent que les terrains sédimentaires ont été altérés depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé inférieur.

Il est difficile de dire si le schiste houiller est altéré en profondeur. En surface, seule la racine de l'altérite semble présente. Néanmoins, selon J.-J. Bois *et al.* (1983) le « Gros Banc » a subi une altération poussée. Il est donc fort probable que la partie altérée du schiste a été érodée. Cette hypothèse est étayée par la position du bassin au cœur du réseau hydrographique de l'Allier. Cette localisation se traduit par la présence de plusieurs terrasses fluviales plio-pléistocènes qui reposent directement sur le schiste houiller.

Au moins une grande période d'altération a donc affecté la région de Saint-Germain-Lembron suite à l'effondrement de la chaîne varisque et avant la mise en place du volcanisme miocène. Ces observations ne contredisent pas les résultats de C. Ricordel (2007, 2010) qui datent la phase d'altération à l'origine des faciès sidérolitiques au Jurassique inférieur-Crétacé supérieur. Néanmoins, il est possible que plusieurs phases d'altération se soient superposées sur le territoire de la carte de Saint-Germain-Lembron. Les données aujourd'hui en notre possession ne nous permettent pas de préciser l'âge et le nombre de ces phases.

*Ar.* **Altérite résiduelle.** Les zones cartographiées en altérite résiduelle sont des zones géographiques où il semble que la partie supérieure du profil d'altération a été décapée. En effet, il ne reste plus de visible que l'horizon fissuré du substratum varisco-stéphanien.

En général, la présence d'arènes se limite à une couche pelliculaire voire à un remplissage localisé de fracture. Le substratum présente de nombreux indices d'altération (transformations minéralogiques, fissuration importante) mais le profil d'altération sus-jacent est absent. Cette zone d'altérite résiduelle se localise en bordure immédiate du bassin de la Limagne. Cette localisation est indépendante de la nature du substratum car tous les faciès varisques et stéphanien sont affectés. Cette altération résiduelle est le résultat d'un décapage récent de la partie supérieure du profil d'altération. Il est possible que cette zone de décapage des altérites corresponde à l'extension maximale de l'ancien bassin des Limagnes. La zone de dénudation se trouve en effet topographiquement nettement en-dessous de la zone où les profils sont conservés. De plus, les reliques d'Oligocène piégées sous l'édifice volcanique d'Esteil se trouvent au cœur de cette zone de dénudation. Il est donc possible d'envisager l'extension d'un paléo-remplissage des Limagnes presque deux fois plus étendu que l'actuel.

**RFs. Alluvions résiduelles à chailles.** Galets résiduels des alluvions (Fs) à quartz et chailles au Nord de Vergongheon entre 60 et 80 m d'altitude relative.

**RF. Alluvions résiduelles.** À différentes altitudes, couronnant des buttes tertiaires ou les avancées de socle, des vestiges de nappes alluviales anciennes subsistent sur le territoire de la feuille. Leur rattachement au système de terrasses est difficile à établir faute d'éléments déterminants.

**Rj. Matériaux de déjection résiduels.** Des matériaux de déjection résiduels (Rj) s'observent dans les vallées. Les matériaux de déjection résiduels consistent en blocs et sables peu usés arrachés au socle.

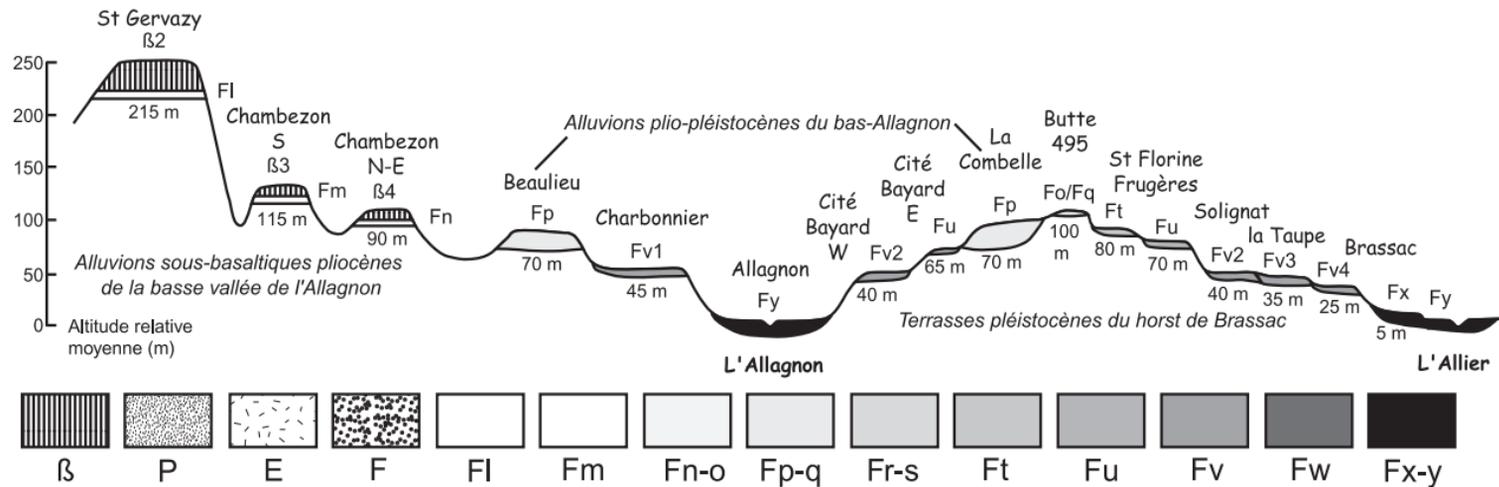


Fig. 10 - Coupes synthétiques des formations alluviales et volcaniques dans la région de Brassac-les-Mines, à la confluence de l'Allier et de l'Allagnon (Pastre, 2004)

## Formations alluviales

Les alluvions liées à l'Allier et à ses principaux affluents (Allagnon, Couze d'Ardes) sont représentées sur la feuille de Saint-Germain-Lembron par de nombreuses terrasses s'étageant sur une partie importante du Quaternaire (fig. 10). Toutefois, ces niveaux, très disséqués, sont discontinus et ne peuvent être corrélés de manière rigoureuse d'un secteur à un autre. Plusieurs niveaux alluviaux peuvent par ailleurs être reconnus sous les basaltes pliocènes de l'Ouest de la feuille.

**FL. Sédiments fluvio-lacustres.** Les formations fluvio-lacustres sont concentrées à l'interface entre le domaine fluvial et le domaine lacustre et forment un complexe de dépôts où s'interdigent faciès alluviaux et faciès lacustres, en relation avec les oscillations du niveau du lac et l'importance des apports fluviaux. Aux marges du lac, ces dépôts passent à des dépôts fluvio-palustres.

**F. Alluvions anciennes indifférenciées.** Des lambeaux d'alluvions ont été notés simplement F chaque fois que leur isolement ne permettait pas leur rattachement certain à l'une ou l'autre des nappes alluviales définies par ailleurs.

**Fqa, Fqb. Alluvions de l'Allagnon.** Ces alluvions constituent un témoin en rive droite de l'Allagnon (Fqa, La Combelle et un en rive gauche ; Fqb, S. de Beaulieu). Explorées en sondage, elles peuvent dépasser une vingtaine de mètres d'épaisseur (La Combelle, 23 m). Elles se présentent sous la forme d'une alternance de sables grossiers orangés, plus ou moins graveleux (La Combelle) ou de sables, de cailloutis et de silts argileux (Beaulieu) (fig. 11, hors texte). Ces alluvions démontrent un remblaiement fluvial important de nature comparable aux Sables et Argiles du Bourbonnais. Leur âge ne peut être évalué avec précision. La présence de quartz de ponces rhyolitiques dans le témoin de Beaulieu leur confère un âge postérieur à 3 Ma. Leurs cortèges de minéraux lourds riches en minéraux du socle (sillimanite-fibrolite dominante) et pauvres en minéraux volcaniques démontrent l'absence probable de volcanisme contemporain.

**Fs. Alluvions de dépôt antérieur à 2 Ma.** Ces alluvions probablement polyphasées se rencontrent en niveaux de galets généralement résiduels (RFs) à quartz et chailles au Nord de Vergongheon entre 60 et 80 m d'altitude relative. Dépourvues de basaltes, elles sont antérieures à l'activité volcanique principale du Devès datée autour de 2 Ma.

**Ft. Alluvions d'âge proche de 2 Ma, contemporaines du volcanisme du Mont-Dore.** Ces alluvions sont représentées au sommet de la butte au Nord-Ouest de Beaulieu. Elles atteignent 20 m d'épaisseur et présentent des faciès à dominante sablo-graveleuse, avec des interstratifications sablo-

argileuses. Leurs cortèges de minéraux lourds se caractérisent par la dominance d'amphibole brune qui provient sans doute en partie d'émissions volcaniques contemporaines (Mont-Dore). Ces alluvions sont couronnées par un cailloutis à galets de socle et de basalte dont la richesse en pyroxènes de lherzolites semble attribuable aux émissions basaltiques du Devès datées autour de 2 Ma.

**Fu. Alluvions d'âge proche de 2 Ma, contemporaines du volcanisme du Devès.** Peu représentés, les alluvions Fu ne concernent qu'un niveau de 70 m d'altitude au Nord de Beaulieu et un lambeau de 75 m au Sud de Sainte-Florine. La fréquence des galets de basalte y marque les apports volcaniques contemporains du Devès.

**Fv. Alluvions situées entre 30 et 45 m (Pléistocène, 0,3 Ma).** Elles regroupent les nappes alluviales situées entre 30 et 45 m d'altitude relative, sans qu'il soit possible de les corréliser sur cette seule base altitudinale. Il s'agit de terrasses de quelques mètres d'épaisseur constituées de cailloutis à galets de basaltes dominants et de socle. Les témoins des environs de Lubières au sud de la feuille sont à rapprocher de la haute terrasse du bassin de Brioude. Le cortège de minéraux lourds originaires du Sancy trouvé à l'intérieur de cette dernière, la date du début du Pléistocène moyen (Pastre, 1987). Le témoin situé au Nord de Beaulieu peut être divisé en deux niveaux et témoigne d'un polyphasage des unités. Les niveaux situés au Nord de la feuille (Nord de Nonette), constituent les seuls témoins restants dans cette zone.

**Fw, Fwa, Fwb. Alluvions situées entre 15 à 25 m (Pliocène, 0,3 Ma).** Sont classés dans cette unité tous les lambeaux de 15 à 25 m. Peu représentés, ils témoignent d'une forte dissection de ces terrasses et sont constitués de cailloutis à galets de quartz et de socle peu épais. Le témoin dominant l'Allier au Nord de Beaulieu (Fwb) se distingue par la présence de trachyandésite du Mont-Dore qui implique un transit par la Couze d'Ardes probablement contemporain des éruptions du Sancy datées vers 0,3 Ma.

**Fx. Alluvions saaliennes ou du dernier stade glaciaire, Fx-z. Alluvions du Pleistocène supérieur remaniées lors de l'Holocène.** Ces alluvions constituent une terrasse bien différenciée au Sud-Ouest du Breuil-sur-Couze où elles sont constituées d'un cailloutis à galets de socle et de basalte. Ailleurs, elles sont « gommées » par la nappe Fy. Par comparaison aux données obtenues plus au Nord, il est possible qu'elles appartiennent au Saalien (Stade 6 de la chronologie isotopique) ou au début du dernier glaciaire.

**Fy. Alluvions du Pléistocène supérieur, Fy-z. Alluvions actuelles indifférenciées, FzT. Alluvions tourbeuses et Fz. Alluvions actuelles.** Les alluvions Fy constituent le fond de l'Allier et l'ensemble du lit majeur. Constituées de sables et de galets de socle et de basalte non altérés, elles sont attribuables au Pleistocène supérieur, sans que des éléments de datation permettent

de préciser leur âge. Les niveaux **Fy-Z** marquent leur remaniement superficiel au cours de l'Holocène. Les alluvions actuelles **FZ** remanient ces niveaux.

### **Dépôts de pentes**

**C $\alpha$ . Arènes déplacées, C $\alpha$ /gs . Arènes déplacées sur formations oligocènes.** Des formations arénacées contenant de petits blocs anguleux du socle recouvrent divers glacis souvent situés en bordure du bassin oligocène. Elles masquent généralement le socle, mais peuvent s'étendre sur les alluvions anciennes (rive de l'Allier) ou sur les sédiments tertiaires. Il s'agit d'arènes plus ou moins argileuses auxquelles se mêlent des blocailles résiduelles dont la nature lithologique révèle la proche origine. L'absence de coupe nuit à une meilleure connaissance de ces formations sur lesquelles sont implantées des cultures, notamment des vignes. La morphologie autant que la composition observée en surface ne sont pas sans évoquer les formations à blocs d'origine péri-glaciaire dans les régions situées plus en altitude.

**C $\beta$ . Colluvions de basalte, C $\beta$ /Cg. Colluvions de basalte sur colluvions de formations oligocènes, C $\beta$ /Fp. Colluvions de basalte sur alluvions villafranchiennes, C $\beta$ /gs. Colluvions de basalte sur formations oligocènes, C $\beta$ /Ps. Colluvions de basalte sur Sidérolithique.** Autour des appareils et des coulées volcaniques, les versants présentent des colluvions et en particulier des formations à blocs dont l'épaisseur et l'extension sont suffisamment importantes pour masquer complètement le socle ou les sédiments sous-jacents.

Constituées pour l'essentiel de fragments basaltiques de taille variable, ces colluvions ont une matrice argileuse ou sableuse pouvant résulter partiellement de l'altération des roches volcaniques, mais souvent aussi empruntée à d'autres formations (arènes, sédiments tertiaires, etc.). La mise en place doit sans doute beaucoup à la solifluxion dans des conditions climatiques froides.

**C-F. Colluvions et alluvions indifférenciés et C $\beta$ /gs. Colluvions et alluvions indifférenciés sur formations oligocènes.** Ce sont des dépôts mixtes d'alluvions et de colluvions découlant du même processus de mise en place que les colluvions, mais se développant au détriment de matériel alluvionnaire. La granulométrie est plus grossière que celle des colluvions et présente un enrichissement en quartz alluvionnaire. Ce type de dépôt est observé principalement dans les zones de confluence, là où les systèmes alluvionnaires sont les plus développés.

**CF. Colluvions d'alluvions indifférenciés et CFt,u. Dépôts de pente à galets issus des formations Ft et Fu.** Ces colluvions à galets sont représentées sur la butte au Nord-Ouest de Beaulieu. Elles dérivent principalement des alluvions Ft et Fu auxquelles elles sont associées.

**Cg. Dépôts de pente argilo-sableux ou argilo-calcaires.** Les sédiments tertiaires sont recouverts sur de larges surfaces par des colluvions dont la composition est voisine de celle de la roche-mère. Il s'y ajoute divers emprunts aux autres formations : blocs et granules basaltiques, pépéritiques. La matrice argilo-calcaire, généralement beige à brune, renferme souvent des cryoclastes calcaires et quelquefois des concrétions de néoformation.

La répartition spatiale de cet ensemble colluvial indifférencié souligne la dissymétrie des versants.

**Cfv et Cfv/gs. Colluvions de fond de vallée.** Il s'agit de dépôts de bas de versant, de faible extension, mis en place par ruissellement, qui colmatent principalement les fonds de vallon des drains secondaires du réseau hydrographique. Ces sédiments sont argilo-sableux et contiennent parfois des fragments du substratum et de quartz. Leur épaisseur est variable, mais généralement métrique. La composition, argileuse ou arénacée, est fonction de la nature de la roche mère.

**J. Matériaux de déjection.** De petits cônes de déjection se forment en bordure de la plaine alluviale au débouché de cours d'eau à régime torrentiel. Ces dépôts subactuels, rarement entamés par des coupes, peuvent être partiellement déblayés par les divagations récentes du cours d'eau qui leur a donné naissance. Les matériaux de déjection consistent en blocs et sables peu usés arrachés au socle.

**C1. Colluvions de bas-versant.** La remobilisation des colluvions de versants aboutit à former deux nouveaux types de dépôt : en piedmont (C) ou dans le fond des vallons en berceau (C2) selon les conditions de déblaiement. La composition de ces colluvions varie en fonction des alimentations possibles. Sur le socle, elles caractérisent particulièrement la tête des talwegs non atteinte par l'érosion régressive. Leur extension est souvent trop limitée pour donner lieu à une représentation à 1/50 000 ; un symbole indique alors ces vallons qui n'ont cependant pas fait l'objet d'un levé systématique.

**Sy. Sédiments soliflués, nappes de blocs.** Le socle est masqué dans l'ensemble des plateaux de la partie est de la feuille par des nappes de blocs issus des affleurements gélifs au cours des phases climatiques froides du Quaternaire. Ces blocailles, connues sur les feuilles voisines, se situent dans la zone altimétriquement la plus haute, au-dessus de 950 m. Les talus des chemins forestiers, notamment dans le bois de Genestoux ou bois de la Vue, entament suffisamment la formation par endroits pour en montrer les caractères (fig. 12, hors texte). Ce sont des blocs décimétriques, émoussés, de roches hercyniennes non altérés sinon sur une mince croûte; dans leurs intervalles se logent de petits éclats plats, centimétriques, de roches dures; le tout est noyé dans une matrice

limono-arénacée de couleur brune. Les blocs sont parfois grossièrement disposés en lits parallèles selon la pente du versant.

L'épaisseur dépasse 1,5 m au bois de la Vue et peut sans doute atteindre 2 à 3 m en certains secteurs.

Le dépôt ne fut probablement pas perturbé depuis sa mise en place dans les conditions périglaciaires. Il s'agit d'un dépôt périglaciaire à mettre en relation avec les calottes présentes sur le Cézallier, voire sur le Forez (de Goër de Hervé, 1972 ; Veyret, 1981 ; Etlicher, 1985).

**X. Formations anthropiques : remblais et aménagements.** Les remblais sont rares, localisés aux abords immédiats des villes de Limagne. Ils n'entrent que pour une part modeste dans la structure subactuelle des terrains. De plus, de nombreux grands travaux d'aménagement sont postérieurs à l'édition du fond topographique de la carte géologique.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Précisions sur l'histoire géologique depuis l'orogénèse varisque jusqu'au rift Ouest européen.

### *UNITÉS LITHO-TECTONIQUES DE LA CEINTURE OROGÉNIQUE HERCYNIENNE DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS*

Au sein du Massif central français, les unités litho-tectoniques suivantes sont identifiées du haut vers le bas de la pile de nappes (Burg *et al.*, 1984 ; Burg et Matte, 1978 ; Ledru *et al.*, 1989).

L'Unité Supérieure des Gneiss (USG). Elle est constituée d'un ensemble de migmatites paradérivées témoignant d'un métamorphisme allant jusqu'à la fusion partielle dans le faciès des granulites, suivi d'une retromorphose partielle dans le faciès des amphibolites (5-9 kbar, 700 °C). Les migmatites ont été datées entre 385 et 375 Ma par isochrone Rb/Sr sur roche totale (Duthou, 1977 ; Duthou *et al.*, 1994) et par U/Pb sur zircon (Faure *et al.*, 2008).

Le Groupe Leptyno-Amphibolique (GLA). Il est situé à la base de l'USG et est constitué d'alternances de leucogneiss (leptynites) et d'amphibolites associées à des boudins de roches ultrabasiques. Les caractéristiques pétrologiques et géochimiques de ces roches suggèrent qu'elles représentent les vestiges d'une série volcanique bimodale mise en place en contexte de rift continental puis océanique (Pin, 1990 ; Pin et Lancelot, 1982). Ces roches sont affectées par un métamorphisme dans les faciès des granulites et des

amphibolites, mais contiennent des reliques de métamorphisme de Haute-Pression/Basse-Température (HP/BT) en faciès des éclogites (Gardien *et al.*, 1990 ; Mercier *et al.*, 1990) qui ont été découvertes sur le secteur de la carte de Brioude au Sud de la carte de Saint-Germain-Lembron (Lasnier et Marchand, 1982). Le protolithe de ces roches a été daté autour de  $420 \pm 20$  Ma par une isochrone Rb/Sr sur roche totale (Duthou *et al.*, 1981) et par U/Pb sur zircon (Ducrot *et al.*, 1983 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Pin et Peucat, 1986).

L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG). Elle est constituée de paragneiss, de micaschistes et d'orthogneiss affectés par un métamorphisme allant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites et se distinguant des gneiss de l'USG par l'absence de reliques de minéraux du faciès des granulites.

Cette pile de nappes est globalement déversée vers le Sud chevauchant un para-autochtone constitué de roches métasédimentaires du Paléozoïque et situé dans la zone externe de la chaîne au Sud du Massif central français.

La ceinture orogénique est également recoupée par un cortège de plutons granitiques au sein desquels deux pôles se distinguent : (1) un pôle de granodiorite riche en biotite et en feldspaths potassiques généralement en phénocristaux et (2) un pôle de leucogranite à deux micas. Les caractéristiques pétrologiques et géochimiques de ces roches traduisent l'implication à la fois de sources crustales et de sources mantelliques (Duthou *et al.*, 1984 ; Pin et Duthou, 1990 ; Solgadi *et al.*, 2007 ; Williamson *et al.*, 1992). La datation des plutons de granitoïdes par diverses méthodes montre une large période de mise en place allant de 350 à 290 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1981 ; Caen-Vachette *et al.*, 1984 ; Costa, 1990 ; Duthou, 1977 ; Gay *et al.*, 1981 ; Gebelin, 2004) indiquant que ce magmatisme a perduré tout au long de l'évolution de la ceinture orogénique. Les plutons les plus anciens se sont mis en place le long de grandes zones de cisaillement décrochantes recoupant l'ensemble de la pile de nappes. Les plus récents sont localisés le long de failles de détachement, comme celle du Pilat (Malavieille *et al.*, 1990) ou celle de l'Argentat (Ledru et A., 1987). Ces zones de détachement accommodent l'exhumation de vastes dômes de migmatites (Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Dupraz et Didier, 1988 ; Lagarde *et al.*, 1994 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999) dont la cristallisation est datée entre 330 et 298 Ma par les méthodes Rb/Sr sur roche totale et U/Pb sur zircon (Caen-Vachette *et al.*, 1982 ; Mougéot *et al.*, 1997).

Les données thermochronologiques obtenues par les méthodes K-Ar et Ar/Ar couvrent l'ensemble de l'évolution orogénique varisque depuis 360 Ma jusqu'à 280 Ma indiquant une exhumation progressive de ces roches (Bernard-Griffiths, 1975 ; Cantagrel, 1973 ; Costa, 1990 ; Costa, 1991-1992 ; Costa *et al.*, 1993). Une partie de cette exhumation est due à l'érosion qui alimente des bassins d'effondrement formés au cours du Carbonifère le long des zones de cisaillements définissant le sillon houiller (Bonijoly et Castaing, 1987 ; Grolier

et Letourneur, 1968). Ces bassins sont soit localisés directement à l'aplomb des détachements ou bien distribués en échelon par rapport à des zones de transfert entre détachements (Burg *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1994).

Les enclaves de croûte inférieure ramenées par les magmas basaltiques émis dans les volcans au Cénozoïque indiquent que celle-ci a enregistré un métamorphisme dans le faciès des granulites (10 kbars, 900 °C) autour de 300 millions d'années (Costa et Rey, 1995 ; Downes *et al.*, 1990 ; Pin et Vielzeuf, 1983).

### ÉVOLUTION THERMOMÉCANIQUE DE LA CEINTURE OROGÉNIQUE VARISQUE

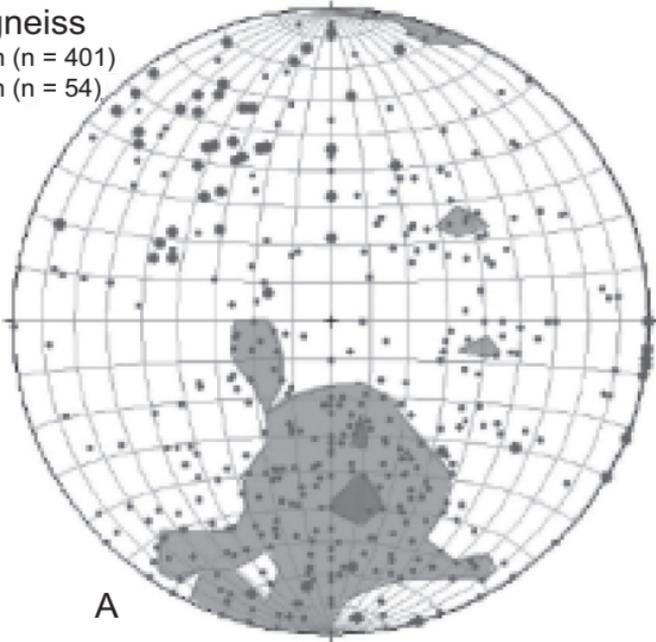
Les données géologiques de la ceinture varisque du Massif central français permettent de reconstituer l'évolution thermomécanique de la croûte orogénique depuis sa formation jusqu'à son effondrement.

Période éo-varisque (420-380 Ma) : la période éo-varisque est marquée par la fermeture des domaines océaniques « Massif central » et « Rheic » (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 2002) accommodée par subduction comme en témoigne le métamorphisme en faciès des élogites et la présence de coésite du GLA attestant d'un enfouissement de ces roches dans des conditions de HP/BT (Lardeaux *et al.*, 2001 ; Pin, 1990).

Période méso-varisque (380-310 Ma) : la période méso-varisque correspond à la collision entre les blocs continentaux Gondwana et Laurussia impliquant également de microblocs continentaux (Baltica, Armorica, Cadomia *etc.*) (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 2002). La collision est enregistrée par déformation et métamorphisme lors de l'accrétion tectonique des principales unités lithotectoniques conduisant à l'épaississement de la croûte par la formation d'un prisme d'accrétion orogénique (Autran et Cogné, 1980 ; Burg et Matte, 1978). La convergence des plaques et la collision continentale sont également accommodées par de grandes zones de cisaillement décrochantes. La fusion partielle et le métamorphisme dans le faciès des amphibolites documentés dans la partie nord du Massif central français sont interprétés, soit comme le résultat de la maturation thermique de la croûte épaissie postérieurement à son épaississement (Gardien *et al.*, 1997 ; Mercier *et al.*, 1991 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999 ; Vanderhaeghe et Teyssier, 2001), soit comme le résultat de l'accrétion magmatique à la base d'un arc en contexte de subduction (Lardeaux *et al.*, 2001). La fusion de la croûte est responsable de la genèse de leucogranites auxquels s'ajoutent des magmas issus de la fusion partielle du manteau (Solgadi *et al.*, 2007 ; Williamson *et al.*, 1992).

### Paragneiss

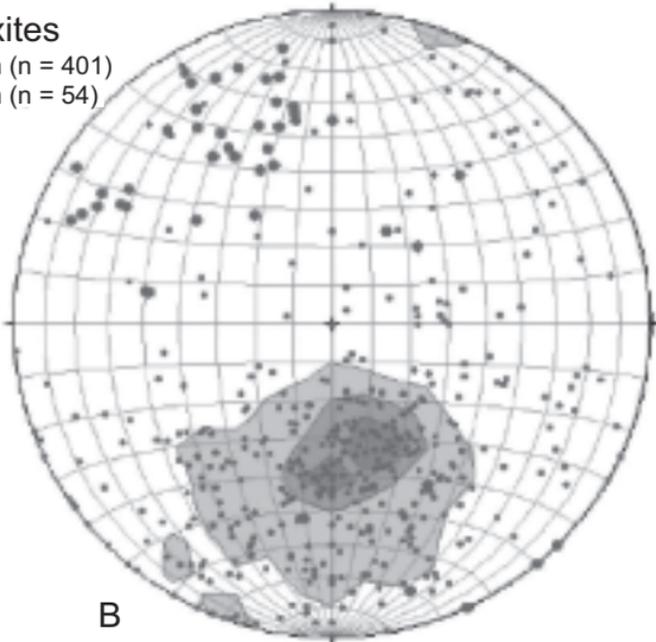
- Foliation (n = 401)
- Foliation (n = 54)



A

### Diatexites

- Foliation (n = 401)
- Foliation (n = 54)

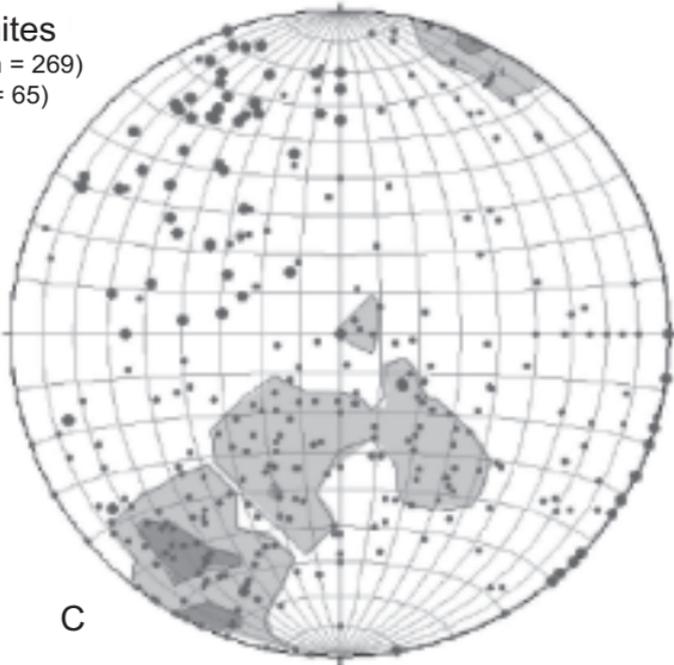


B

Fig. 13 A et B - Stéréogrammes des structures mesurées dans les roches métamorphiques et magmatiques du Livradois-Forez. Projection équivalente de Schmidt, hémisphère inférieur, pôles de la foliation et des linéations (Gardien *et al.*, 2010)

### Leucogranites

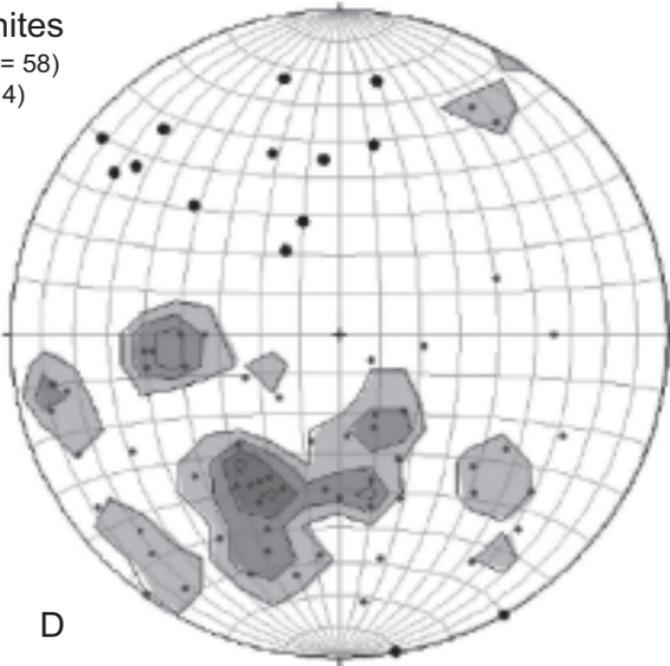
- Schistosité (n = 269)
- Linéation (n = 65)



C

### Monzogranites

- Schistosité (n = 58)
- Linéation (n = 4)



D

Fig. 13 C et D - Stéréogrammes des structures mesurées dans les roches métamorphiques et magmatiques du Livradois-Forez. Projection équivalente de Schmidt, hémisphère inférieur, pôles de la foliation et des linéations (Gardien *et al.*, 2010)

Période néo-varisque (310-280 Ma) : la période néo-varisque correspond à l'effondrement de la chaîne hercynienne (Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Burg *et al.*, 1994 ; Faure, 1995 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999). Cette période est marquée par l'exhumation des roches métamorphiques de haute température lors de la formation de *metamorphic-core-complexes* caractérisés par l'activation de failles de détachement (Malavieille *et al.*, 1990), la formation des vastes dômes de migmatites (Ledru *et al.*, 2001 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999 ; Vanderhaeghe et Teyssier, 2001), et de bassins d'effondrement (Ménard et Molnar, 1988).

### ROCHES CRISTALLINES DU LIVRADOIS-FOREZ : VESTIGES DE LA RACINE DE LA CHAÎNE VARISQUE

La carte de Saint-Germain-Lembron se situe au Nord de la suture marquée par le GLA (affleurant dans le secteur de la carte de Brioude, au Sud de la carte de Saint-Germain-Lembron) (Lasnier et Marchand, 1982) et donc les gneiss formant le soubassement du massif du Livradois-Forez sont attribués à l'UGS. Ces gneiss sont intrudés par de nombreux dykes de granites et des plutons plus volumineux composés des deux types de granitoïdes identifiés plus haut (leucogranite, monzogranite magnésiopotassique porphyroïde). Les gneiss sont essentiellement des paragneiss migmatitiques avec de manière dominante des métatexites au sud de la carte et des diatexites au nord. La distinction entre métatexites (anciennes roches partiellement fondues) et diatexites (anciens magmas) est basée sur la proportion et la distribution des leucosomes (Brown, 1973 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Mehnert, 1968 ; Vanderhaeghe, 2001 ; Vanderhaeghe, 2009).

Les migmatites et les paragneiss sont caractérisés par une foliation symigmatitique de direction globalement est-ouest à fort pendage vers le Nord portant une linéation minérale et d'allongement plongeant vers le Nord-Ouest (fig. 13). L'attitude de cette foliation composite, qui résulte de la transposition du litage compositionnel préexistant des paragneiss, en présence de liquide silicaté et de magma, est concordante avec l'orientation du contact métatexite-diatexite à l'échelle cartographique. Localement, la fabrique magmatique des diatexites est discordante sur le contact avec les métatexites. Les nombreux dykes de leucogranite dont la taille va du centimètre au kilomètre sont soit discordants à la foliation, soit concordants. Les relations texturales entre ces dykes et les leucosomes des migmatites suggèrent qu'ils correspondent à la ségrégation syntectonique dans des sites en dilatation des liquides silicatés issus de la fusion partielle des paragneiss. Cette hypothèse est cohérente avec la signature géochimique des leucogranites (Solgadi *et al.*, 2007). Par ailleurs, les migmatites comprennent un pluton de monzogranite porphyroïde formant un sill de 10 km × 3 km allongé parallèlement à la foliation des gneiss encaissants. Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ce granite et des enclaves mafiques microgrenues qu'il contient suggèrent qu'il est issu d'un mélange

entre un magma issu de la fusion partielle du manteau et un autre ayant une composition similaire à celui des leucogranites (Solgadi *et al.*, 2007). Migmatites et granites présentent des critères de cisaillements pénétratifs (structures C/S, porphyroclastes sigmoïdes, tuilages, bandes de cisaillements) compatibles avec un mouvement du top vers le Sud à l'échelle de la carte. Ces caractéristiques structurales indiquent que le développement de la foliation et la mise en place des granitoïdes sont synchrones et se font en contexte de cisaillement inverse.

Des assemblages minéraux reliques d'un métamorphisme dans le faciès des granulites (625-800 °C, 10-8 kbar) sont préservées préférentiellement dans les métatexites de paragneiss. Ce métamorphisme est daté autour de 360 Ma par la méthode U-Th-Pb sur des minéraux de monazite (annexe géochronologie). Le trajet P-T de ces roches indique une décompression isotherme suivie d'un refroidissement isobare qui traduisent une exhumation depuis une profondeur de 25-30 km jusqu'à 10-15 km (fig. 14). La paragenèse dominante des gneiss (diatexite et métatexite) est représentative du faciès des amphibolites (750-780 °C, 5,5 kbar). Les relations structurales entre granitoïdes et migmatites suggèrent que ce métamorphisme est contemporain de la mise en place des plutons de granitoïdes datés (fig. 15) par la méthode U/Pb sur zircon à  $315 \pm 4$  Ma pour le monzogranite magnésio-potassique et  $311 \pm 18$  Ma pour le leucogranite (annexe géochronologie) et suivie d'une décompression isotherme qui traduit l'exhumation de ces roches. Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus sur des cristaux de biotite des paragneiss (306-300 Ma) et sur des cristaux de feldspath potassique des granites (307-300 Ma) indiquent un refroidissement rapide à cette époque qui correspond au début de l'effondrement de la chaîne varisque (fig. 16).

#### *EFFONDREMENT DE LA CHAÎNE VARISQUE ET LA FORMATION DU BASSIN CARBONIFÈRE-PERMIEN DE BRASSAC-LES-MINES*

Les roches cristallines sont affectées par des bandes de cisaillements retrogrades associées à la cristallisation syncinématique de chlorite et de séricite et allant jusqu'à la cataclase. Ces bandes de cisaillements sont localisées aux abords du bassin carbonifère de Brassac-les-Mines dans le fossé de Limagne mais également le long d'un couloir de direction nord-sud au sein du massif du Livradois-Forez. Les critères cinématiques que contiennent ces mylonites sont compatibles avec un cisaillement du top vers l'Ouest qui accommoderait la dénudation des roches cristallines. Le bassin de Brassac-les-Mines, situé à l'aplomb de la zone de détachement, s'étend sur 24 km en direction NNW-SSE, avec une largeur de 4 à 5 km. La puissance de la série houillère varie entre 1 400 et 2 000 m, selon les auteurs. Ce bassin, ainsi que celui de Langeac, se situe dans le prolongement nord-nord-ouest de la faille de Villefort qui pourrait jouer un rôle comparable à celui du sillon houiller dans la structuration du Massif central

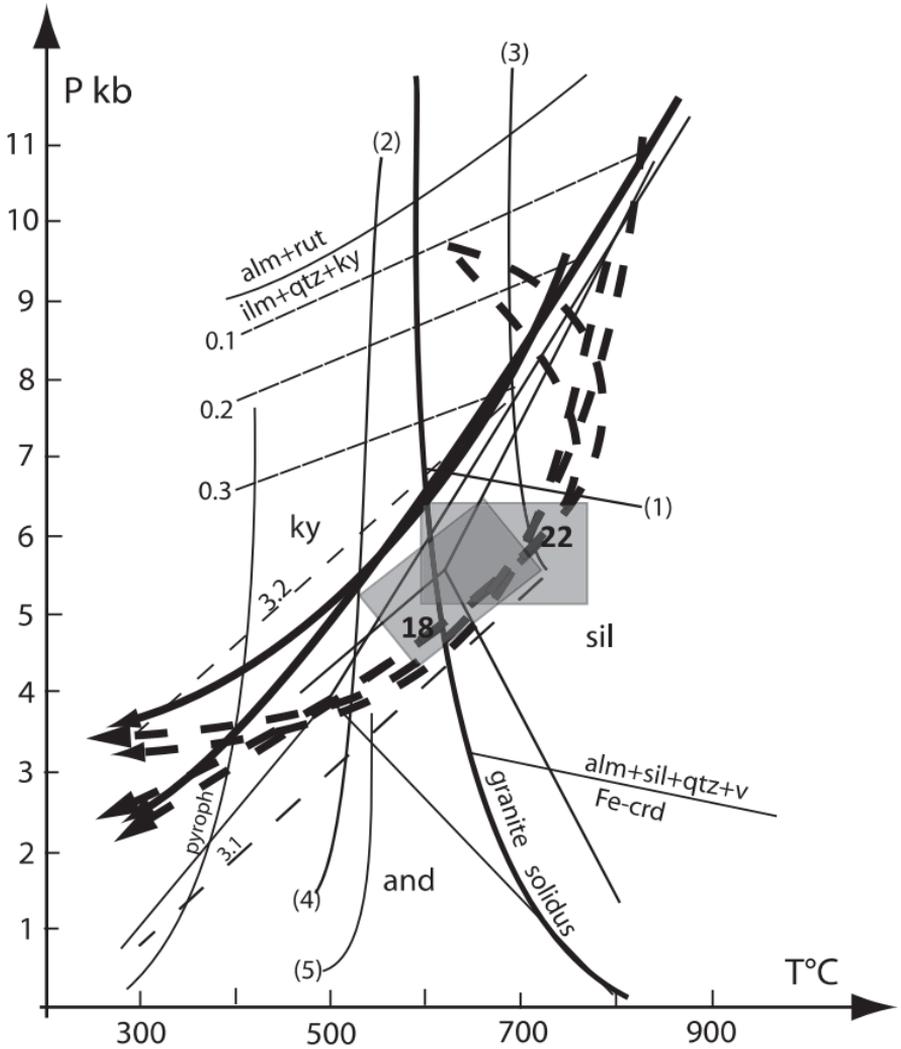


Fig. 14 - Chemins P-T des paragneiss : les traits pleins correspondent à l'évolution des métatexites localisées dans la partie sud de la zone d'étude et les traits pointillés correspondent à l'évolution des diatexites localisées dans la partie nord de la zone d'étude et associées aux granites. Les conditions P-T de mise en place des granites sont indiquées (carrés gris). Les droites de réactions sont les suivantes : (1)  $Sill + Fe\text{-}bio + Qtz = Ms + Alm (+ V)$ , (2)  $Cld + Kya = St + Qtz + V$ , (3)  $Ph + Phi + K\text{-}fs + Qtz + V = L$ , (4)  $Fe\text{-}chl + Ms = St + Bio + Qtz$ , (5)  $Fe\text{-}chl + Qtz = Alm + V$

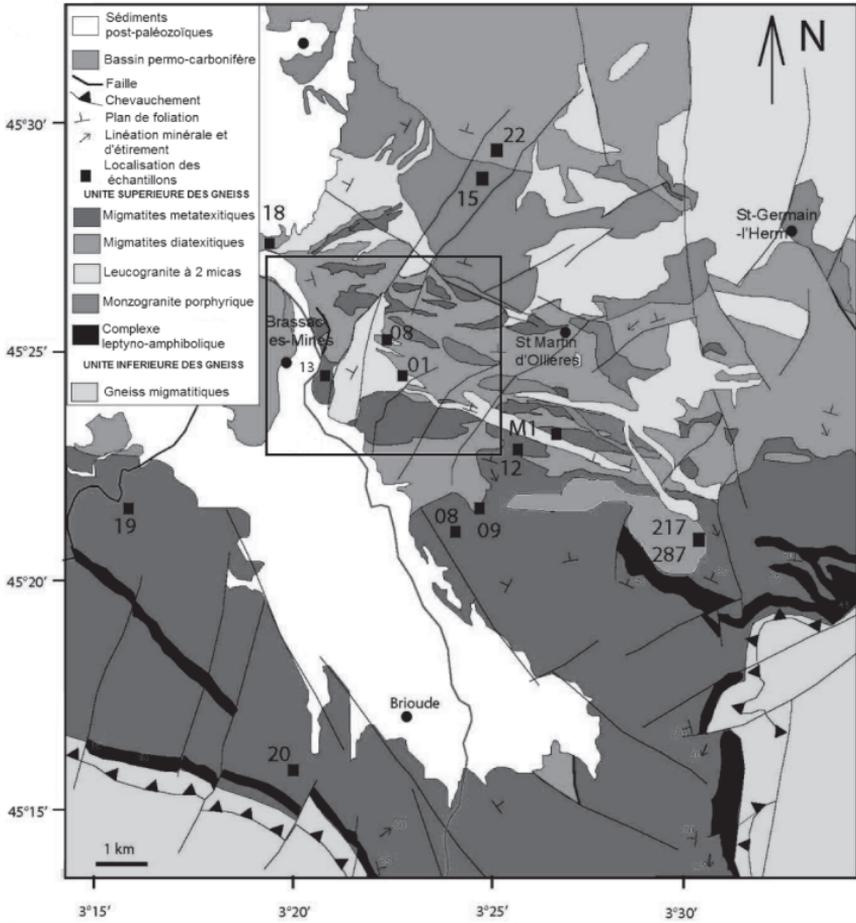


Fig. 15 - Carte de localisation de la zone d'étude et des prélèvements des échantillons sélectionnés pour analyses. D'après Solgadi *et al.*, (2007) et carte de Brioude 1/50 000 (1981)

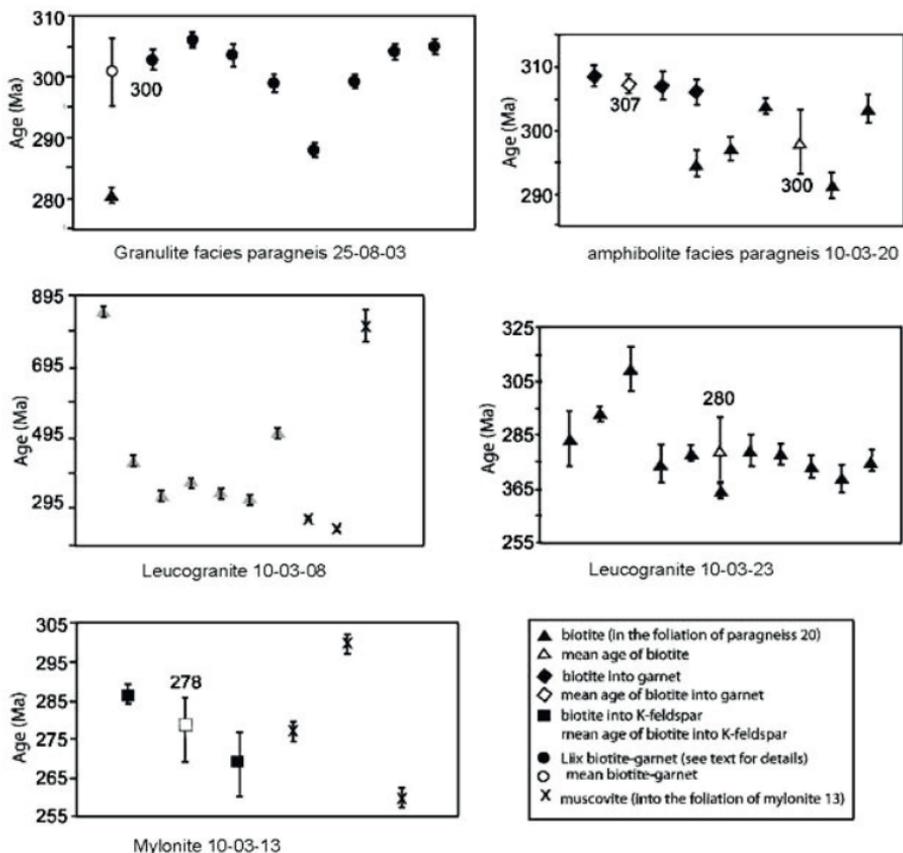


Fig. 16 - Distribution des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des micas des roches métamorphiques de la région de Saint-Germain-Lembron obtenus par fusion totale à l'aide d'un laser  $\text{CO}_2$  infrarouge. Les points de fusion avaient la taille des micas individuellement échantillonnés sous le faisceau

français Les âges  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  autour de 273 Ma obtenus sur des cristaux de feldspath potassique issus des mylonites sur la bordure est du bassin de Brassac-les-Mines inscrivent sa formation dans le cadre de la fin de l'effondrement de la chaîne varisque. L'activation des zones de détachement crée une zone de dépression qui guide la mise en place de matériaux détritiques grossiers.

La série stratigraphique du bassin de Brassac-les-Mines est attribuée au Stéphanien inférieur et moyen. La série repose via une discordance érosive sur le socle cristallin. Les flores stéphanienues, à l'origine des veines de charbon, caractérisent un milieu marécageux (Courel, 1987, 2001). Les principales zones d'apports sédimentaires sont situées sur la bordure orientale du bassin (affleurements à l'Est et au Sud-Est de Solignat en particulier). Par ailleurs, le bassin, globalement orienté NNW-SSE, montre une polarité proximal/distal. Les faciès les plus proximaux (situés vers le Sud) montrent essentiellement des niveaux de blocs de socle hétérogènes, emballés dans une matrice sableuse. Ces niveaux silico-clastiques témoignent d'une activité tectonique syn-sédimentaire et montrent souvent des surfaces d'érosion dues à l'implantation de chenaux à strates obliques. Les faciès les plus distaux sont représentés par des niveaux argilo-sableux, qui passent à des schistes anthraciteux vers le Nord. L'ensemble des couches stéphanienues, puissantes de quelques centaines de mètres, montre un pendage de  $30^\circ$  (environ) vers le Sud. Un ensemble de formations rhyolitiques indurées (Butte de la Celle) séparerait le Stéphanien inférieur du Stéphanien moyen (Pastre, 1987).

### *ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS AU COURS DU CÉNOZOÏQUE*

Une évolution géologique distincte a été proposée pour les Limagnes méridionales (fig. 17 : Brioude, Bassin de Massiac, fossé de la Margeride ...) délimitées par des failles de direction  $\text{N}135^\circ$  et les grandes Limagnes (fig. 18) au Nord du Massif central français (Clermont et Moulins) où les failles de direction N-S dominant (Michon, 2000 ; Merle et Michon, 2001).

Le domaine nord est caractérisé à l'Oligocène par un fort amincissement crustal, la formation de fossés d'effondrement au niveau de la mer à sédimentation épaisse (jusqu'à 3 000 m) sans volcanisme associé ; suivi à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur d'un important volcanisme localisé dans les zones d'amincissement maximum. À l'opposé, au Sud, l'épaisseur des sédiments de l'Oligocène est réduite et le volcanisme fini-paléogène presque inexistant. L'évolution tectonique de ce domaine méridional est caractérisée au Miocène supérieur par un très important amincissement de la lithosphère mantellique, un soulèvement et un magmatisme de grande ampleur.

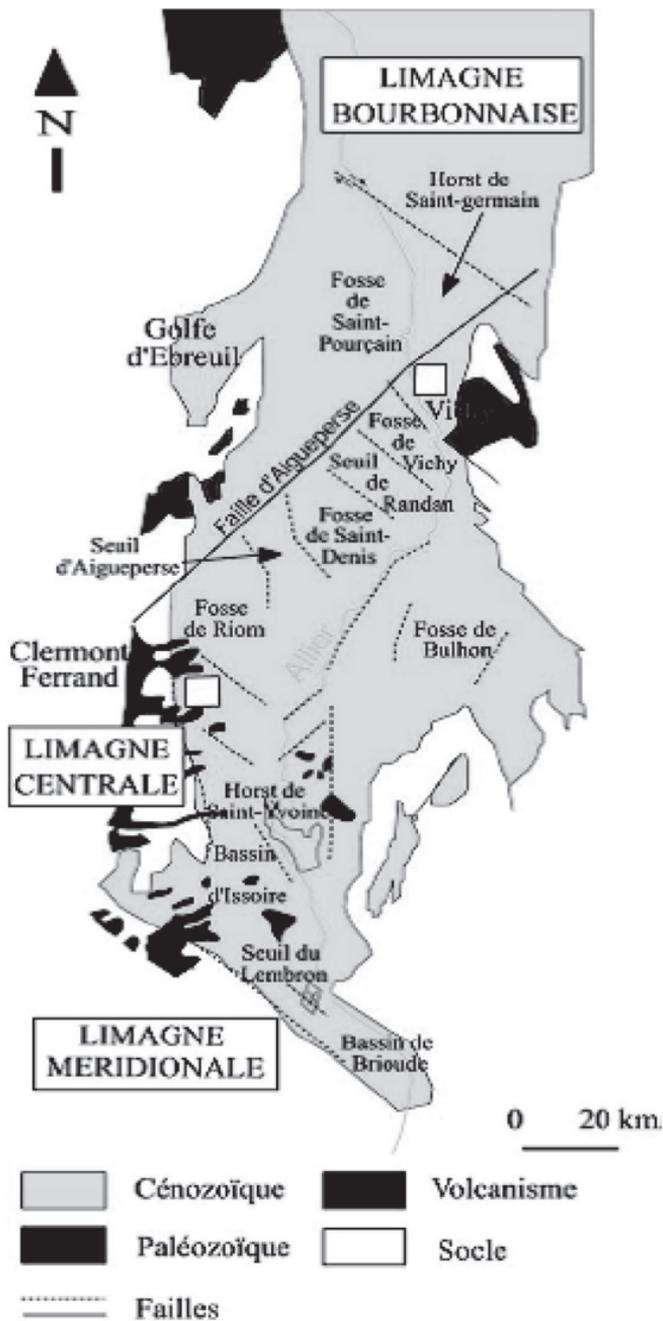


Fig. 17 - Schéma régional des Limagnes (Wattinne, 2007 ; Massoubre, 1986)

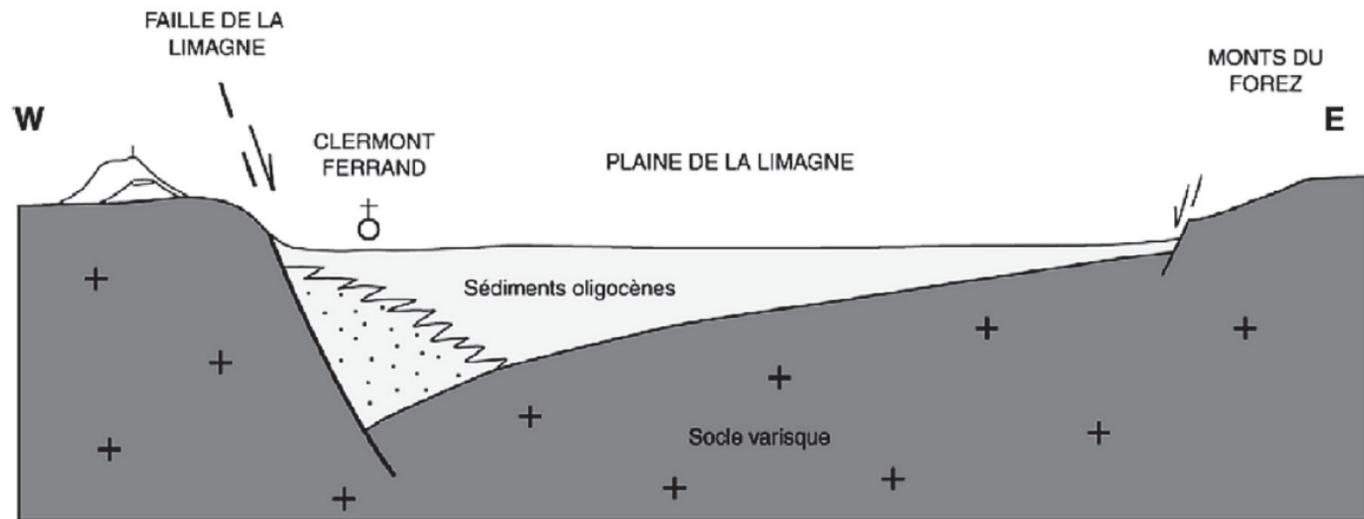


Fig. 18 - Schéma conceptuel du demi-graben de la Limagne (Limagne centrale) (Merle et Michon, d'après Morange et al., 1971)

Cependant, si l'histoire de la Limagne du Nord est relativement bien contrainte, grâce aux données géophysiques (Morange *et al.*, 1971), de nombreux gisements de vertébrés (Huguency, 1997) et à une étude palynologique (Gorin, 1974), il n'existe pour la Limagne du Sud que des études relativement anciennes, limitées ou incomplètes (Lavocat, 1952 ; Deschamp, 1973 ; Ducreux, 1982 ; Grua, 1989). La seule synthèse lithostratigraphique de la Limagne d'Issoire date quant à elle d'un siècle (Giraud, 1902). Dans ces conditions, il est bien difficile de comparer les Limagnes méridionales et septentrionales.

### *FOSSÉ DE LA LIMAGNE D'ALLIER : L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU RIFT OUEST-EUROPÉEN*

Le fossé de la Limagne d'Allier est le segment le plus occidental du rift Ouest-Européen. Il s'allonge sur plus de 150 km des environs de Brioude à ceux de Moulins. Il fut actif de la fin de l'Éocène au début du Miocène. Une évolution géologique distincte a été proposée pour les Limagnes méridionales (Brioude, Bassin de Massiac, fossé de la Margeride) de structuration N135° et les grandes Limagnes (Clermont et Moulins), où les directions N-S dominant (Michon, 2000 ; Merle et Michon, 2001).

Le bassin d'Issoire se situe à la charnière des régions de structuration N135 et Nord-Sud. Le bassin est recoupé selon une direction NW-SE par une zone de faille allant de Saint-Gervazy à Ternant, prolongement de la faille bordière occidentale du bassin de Brioude. Il est limité au Nord par les horsts de Saint-Yvoine, Champeix et Saurier et au Sud par celui de Brassac. Il ne dépasse pas 30 km dans sa plus grande dimension et l'épaisseur des sédiments, de l'ordre de 400 m, y reste modeste. À l'Ouest, il est limité par failles et largement recouvert par les volcanites cénozoïques essentiellement sur les cartes voisines de celle de Saint-Germain-Lembron (Brioude, Massiac, Besse-en-Chandesse). En effet, le volcanisme miocène, principalement post-rift qui débute à l'Oligocène terminal et se poursuit jusqu'au Miocène moyen (avec quelques rares récurrences plio-quaternaires) se développe essentiellement au Nord de Saint-Germain-Lembron (Cheguer, 1996). Sur cette carte, seuls quelques rares appareils isolés et non datés (Cheguer, 1996) marquent la terminaison septentrionale de ce volcanisme.

De même, seuls quelques pointements des coulées plio-quaternaires du Cézallier apparaissent sur le territoire de Saint-Germain-Lembron. Ces émissions basaltiques ont localement joué un rôle important dans la préservation des nombreuses terrasses fluviales de l'Allier. Principal affluent de la Loire, l'Allier constitue un axe hydrographique majeur qui draine le centre du Massif central français selon un axe général sud-nord. Après un parcours encaissé au sein du socle granito-métamorphique hercynien volcanisé à la limite du Devès et de la Margeride, il atteint la Limagne.

Ce graben oligocène fortement évidé au cours du Pliocène et du Pléistocène a été propice à la mise en place de nombreuses formations alluviales. Le système de terrasses quaternaires y prolonge une série de dépôts alluviaux pliocènes perchés sur les bordures. Cette succession, étagée localement sur plus de 200 m de dénivelé, constitue un des ensembles fluviaux chronologiquement les plus étendus en Europe.

Le système de terrasses quaternaires postérieur à 2 Ma comporte 12 unités principales et de nombreuses unités secondaires à développement plus ou moins local. Les téphras du Mont-Dore (environ 3,5 à 0,25 Ma) permettent de disposer de nombreux repères chronologiques datés principalement par les méthodes K-Ar et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Pastre, 2005).

Durant la période quaternaire, le massif du Forez a pu être recouvert par une calotte glaciaire de faible étendue (100 km<sup>2</sup>). La proximité de cette langue de glace est à l'origine d'importants dépôts périglaciaires cartographiés comme nappes de blocs. Cette formation ne peut être datée mais les observations de terrain indiquent un dépôt polyphasé.

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL**

### *HYDROGÉOLOGIE*

#### **Ressources en eau des alluvions**

Les alluvions de l'Allier ont fait l'objet de plusieurs études, soit pour la recherche de matériau pour granulats, soit pour la recherche d'eau souterraine (rapport BRGM 75SGN073MCE/ CETE Lyon). C'est le seul réservoir à être réellement connu et exploité pour l'alimentation en eau potable (AEP).

L'Allier qui traverse le territoire de la carte du Sud vers le Nord a déposé des alluvions sur une largeur comprise entre 0,5 et 2 km et, sur 10 m d'épaisseur dans les secteurs les plus favorables. Les alluvions reposent sur des sédiments tertiaires, des formations carbonifères ou du socle cristallin. Ces formations constituent le substratum de la nappe alluviale qui est drainée par la rivière en l'absence de pompage. La puissance des alluvions aquifères est de l'ordre de 5 m et n'excède généralement pas 7,5 m d'épaisseur sauf dans quelques secteurs particuliers. Vers Nonette par exemple, l'éperon volcanique a entravé l'écoulement de l'Allier et provoqué un surcreusement qui a favorisé un dépôt plus important d'alluvions. La nappe atteint à cet endroit 10 m d'épaisseur.

Dans les alluvions récentes, la profondeur de l'eau par rapport au sol est relativement faible : elle est comprise entre 2 et 3 m ce qui confère une vulnérabilité élevée à la nappe. Dans les alluvions anciennes la nappe se

rencontre entre 3 et 7 m de profondeur par rapport au sol. Dans l'ensemble, la productivité des alluvions récentes de l'Allier est assez bonne et de nombreux syndicats intercommunaux d'alimentation en eau potable ou communes exploitent cette ressource. La transmissivité varie de  $8.10^{-3}$  à  $1.10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. La nappe alluviale de l'Allier présente une minéralisation moyenne, un pH neutre et son faciès est bicarbonaté-calcique. Sa qualité est globalement bonne mais il existe localement des secteurs où les activités humaines (industrie, agriculture...) ont pu causer une détérioration de ses caractéristiques.

La rivière Allagnon, affluent de la rive gauche de l'Allier, a développé une plaine alluviale à partir de Lempdes-sur-Allagnon. Sa largeur varie de 300 à 600 m et son épaisseur maximale est de 13 m. Elle contient une nappe libre de taille modeste. Les alluvions anciennes de l'Allagnon peuvent être aquifères comme l'a montré une étude sur la commune de Beaulieu mais les perméabilités réduites des formations ( $3,3.10^{-8}$  à  $5,8.10^{-6}$  m/s) ainsi que la taille réduite du bassin d'alimentation ne permettent que la formation de petites nappes. De plus, ces nappes sont déconnectées hydrauliquement de l'Allagnon et ne bénéficient pas de la réalimentation induite de la rivière.

Les dépôts d'alluvions des autres cours d'eau présents sur la carte de Saint-Germain-Lembron ne sont pas suffisamment conséquents pour permettre la création de véritables nappes hormis la Couze d'Ardes, près de sa confluence avec l'Allier, qui a développé une plaine alluviale sur 500 m de large et sur une dizaine de mètres d'épaisseur.

### **Ressources en eau des formations de socle**

Les formations géologiques constitutives du socle ont été affectées par différents phénomènes postérieurement à leur mise en place (tectonique, altération) qui ont une influence significative sur leurs ressources en eau.

Les formations altérées sont caractérisées par une perméabilité relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse. Ces horizons présentent cependant d'importantes capacités d'emménagement d'eau souterraine.

Le socle cristallin représente la majorité des formations affleurantes de la carte de Saint-Germain-Lembron. De nombreuses petites sources issues de nappes qui se sont constituées dans des horizons altérés d'une épaisseur généralement inférieure à une dizaine de mètres, sont recensées dans ces formations. Ces sources sont usuellement captées pour des usages domestiques (arrosage de jardins...) ou pour l'alimentation en eau potable des communes.

Les bassins d'alimentation étant souvent circonscrits aux bassins versants topographiques, les débits captés ne sont pas très élevés (quelques dizaines de

m<sup>3</sup>/j au maximum). Les étiages sévères peuvent entraîner des difficultés pour l'approvisionnement en eau. Les communes doivent par conséquent multiplier les captages pour satisfaire les besoins en eau potable. Depuis quelques années, de nombreuses collectivités ont choisi d'abandonner leurs ouvrages pour adhérer à des syndicats intercommunaux disposant de ressources en eau souterraine plus productives, notamment des forages implantés dans la nappe alluviale de l'Allier.

Les eaux souterraines sont peu minéralisées et de pH légèrement acide. La présence de gisements miniers et de filons minéralisés peut provoquer localement un enrichissement des eaux souterraines en éléments indésirables. Des teneurs en arsenic supérieures aux exigences de qualité, par exemple, ont été mesurées sur des captages d'AEP situés sur les communes de Doranges, Saint-Genés-la-Tourette et Chambon-sur-Dolore.

L'absence de couverture imperméable et la faible profondeur des aquifères rendent ces ressources relativement vulnérables aux pollutions d'origine anthropique.

Le socle cristallin non altéré peut être localement très perméable lorsqu'il est affecté par des fissures et des fractures d'origine tectonique. Les capacités de stockage d'eau souterraine profonde du socle sont néanmoins faibles à l'échelle du massif. Sur la carte de Saint-Germain-Lembron, il n'existe qu'un forage captant un aquifère profond du socle : la source Marie-Christine au Breuil-sur-Couze (07421X0024).

Cette source a été découverte en 1905 par un forage de 196 m de profondeur qui a recoupé des alluvions quaternaires sur 10 m, puis des formations oligocènes et a atteint le socle (roches métamorphiques) vers 160 m de profondeur. Elle bénéficie d'une Déclaration d'Intérêt Public (DIP) et d'un périmètre de protection. L'autorisation de prélèvement est de 17,3 m<sup>3</sup>/j. La source a été recaptée par plusieurs forages.

L'eau présente la particularité d'être très minéralisée : 9 050 mg/l. Elle est froide et légèrement carbogazeuse. Son faciès est bicarbonaté-sodique. L'eau minérale est commercialisée sous l'appellation « Hydroxydase ».

## **Ressources en eau des formations sédimentaires**

Les formations sédimentaires affleurent dans la partie occidentale de la feuille de Saint-Germain-Lembron. Peu d'ouvrages recoupant des niveaux aquifères sont recensés. Au sein de la série sédimentaire tertiaire, les séquences de sables, calcaires et marnes fracturés constituent des réservoirs aquifères potentiels. Les

n° d'archivage BSS		COMMUNE	LIEU-DIT	NATURE	X Lambert 3	Y Lambert 3	Z_sol
07421X4001	63	022 AUZAT-LA-COMBELLE	LE SAUT-DU-LOUP	Indice	675.750	351.150	330
07422X4001	63	448 VERNET-LA-VARENNE	BASSET-COUDENIER	Gîte	684.000	354.600	740
07422X4002	63	340 SAINT-ETIENNE-SUR-USSON	GENESTINE	Gîte	684.000	356.000	790
07422X4003	63	029 BANSAT	BANSAT	Gîte	680.100	353.700	490
07422X4004	63	185 LAMONTGIE	MONTGROS	Gîte	680.600	352.450	640
07422X4005	63	022 AUZAT-LA-COMBELLE	AUBIAT	Gîte	679.600	351.900	630
07422X4006	63	022 AUZAT-LA-COMBELLE	PLANTE-POMMIER	Gîte	678.600	351.150	400
07422X4007	63	088 CHAPELLE-SUR-USSON(LA)	LES-MARTRES	Indice	682.450	351.900	680
07422X4008	63	088 CHAPELLE-SUR-USSON(LA)	LA-BARRE	Indice	682.500	351.500	660
07422X4009	63	088 CHAPELLE-SUR-USSON(LA)	GUERY	Indice	682.600	351.250	600
07422X4010	63	079 CHAMPAGNAT-LE-JEUNE	LA CROIX	Gîte	683.350	350.800	580
07423X4001	63	448 VERNET-LA-VARENNE	PEGUT-CUIVRE	Gîte	684.500	352.800	720
07423X4002	63	078 CHAMEANE	CHAMEANE	Gîte	687.850	357.450	760
07423X4003	63	348 SAINT-GENES-LA-TOURETTE	POUZADOUX	Indice	688.200	357.800	740
07423X4004	63	078 CHAMEANE	LES CLAUSTRÉS	Gîte	687.250	356.850	810
07423X4005	63	448 VERNET-LA-VARENNE	LA REYNERIE	Gîte	685.500	354.150	750
07423X4006	63	448 VERNET-LA-VARENNE	PEGUT	Gîte	684.700	352.000	680
07423X4007	63	448 VERNET-LA-VARENNE	ESCOUT	Gîte	685.700	351.000	650
07423X4008	63	328 SAINTE-CATHERINE	SAINTE-CATHERINE	Indice	689.500	351.600	830
07424X4001	63	002 AIX-LA-FAYETTE	LA BESSIERE	Gîte	692.000	357.000	935
07424X4002	63	002 AIX-LA-FAYETTE	LADOUX	Gîte	693.600	356.500	930
07424X4003	63	353 SAINT-GERMAIN-L'HERM	LAIR	Gîte	693.500	353.400	1040
07425X4001	63	050 BRASSAC-LES-MINES	BRASSAC-LA-COMBELLE	Gîte	675.500	347.900	370
07425X4002	63	091 CHARBONNIER-LES-MINES	BRASSAC-CHARBONNIER	Gîte	674.550	346.750	420
07425X4003	63	050 BRASSAC-LES-MINES	BRASSAC-ENTREMONTS	Gîte	677.400	347.750	450
07425X4004	43	185 SAINTE-FLORINE	BRASSAC-ARMOIS-STE-FLORINE	Gîte	676.000	346.650	460
07425X4005	43	185 SAINTE-FLORINE	BRASSAC-GROSMENIL	Gîte	676.000	344.350	470
07425X4006	43	185 SAINTE-FLORINE	BRASSAC-FONDARY	Gîte	677.000	344.450	440
07425X4007	43	185 SAINTE-FLORINE	BRASSAC-MEGECOSTE	Gîte	676.950	344.000	500
07425X4008	43	099 FRUGERES-LES-MINES	BRASSAC-FRUGERES	Gîte	676.600	343.300	400
07425X4009	43	258 VERGONGHEON	BRASSAC-LES-BARTHES	Gîte	677.300	343.450	420
07425X4010	43	050 CHAMBEZON	CHAMBEZON	Indice	670.800	342.300	530
07425X4011	43	121 LEOTOING	TOURETTE	Indice	673.150	340.900	500
07425X4012	43	121 LEOTOING	RECOULES	Indice	672.700	340.500	510
07425X4013	43	120 LEMPDES-SUR-ALLAGNON	LEMPDES	Indice	673.100	342.300	490
07426X4001	63	022 AUZAT-LA-COMBELLE	VALLAGER (COTES DE VALLAGEIX)	Gîte	679.000	350.400	595
07426X4002	63	050 BRASSAC-LES-MINES	SERLANDE	Gîte	680.250	347.250	560
07426X4004	43	016 AUZON	RISOLLES (AUZON)	Indice	681.850	343.500	540
07426X4005	63	050 BRASSAC-LES-MINES	PLANCHE-DE-LA-BRUGERE	Gîte	682.650	349.850	520
07426X4006	43	017 AZERAT	CHAZELLE	Indice	683.350	340.750	510
07426X4007	43	016 AUZON	ESCOLGES	Indice	684.000	344.350	700

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)

n° d'archivage BSS		COMMUNE	LIEU-DIT	NATURE	X Lambert 3	Y Lambert 3	Z_sol
07426X4008	63 182	JUMEAUX	JUMEAUX	Gîte	678.700	349.400	500
07426X4009	63 182	JUMEAUX	BOIS-DU-ROI	Indice	680.000	349.200	600
07426X4010	63 182	JUMEAUX	L'AUBETTE (COMBELANGES)	Gîte	680.000	348.500	570
07426X4011	63 182	JUMEAUX	RIOUVEIX	Indice	679.500	347.800	570
07426X4012	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	BRENAT	Indice	682.000	349.850	670
07426X4013	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	COURTIAL	Indice	681.500	349.600	670
07426X4014	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	LA CHAUX	Indice	681.400	349.250	630
07426X4015	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	MORISSANGES	Indice	681.250	348.250	420
07426X4016	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	LA GARDE	Gîte	680.200	346.750	610
07426X4017	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	MOULIN-BAS	Indice	681.000	347.400	460
07426X4018	63 367	SAINT-JEAN-SAINT-GERVAIS	GOURDINE	Indice	682.200	347.350	450
07426X4019	63 079	CHAMPAGNAT-LE-JEUNE	FRESSANGE	Gîte	684.000	349.350	510
07426X4020	43 261	VEZEZOUX	MARNAC	Gîte	679.000	347.000	480
07426X4021	43 261	VEZEZOUX	VEZEZOUX	Indice	679.700	346.000	480
07426X4022	43 261	VEZEZOUX	LE-SAY	Indice	679.400	344.850	420
07426X4023	43 258	VERGONGHEON	BRASSAC-LA-TAUPE	Gîte	678.000	343.550	410
07426X4024	43 258	VERGONGHEON	LUBIERES	Gîte	678.950	341.950	430
07426X4025	43 016	AUZON	LES TRONCHERES (LES TRONCHARSES)	Indice	679.750	343.900	440
07426X4026	43 016	AUZON	LA CUSSE	Indice	680.800	344.200	500
07426X4027	43 016	AUZON	LE-CHANTIER (L'USINE)	Indice	680.450	343.400	400
07426X4028	43 016	AUZON	VAUREILLES (CLEMENSAT)	Indice	682.450	341.550	480
07426X4029	43 193	SAINT-HILAIRE	COURTILLES	Indice	684.350	341.700	575
07426X4030	43 017	AZERAT	TRIOZON	Gîte	683.600	341.750	540
07426X4031	43 017	AZERAT	JAURIAT (CHAZELLE NE.)	Gîte	683.300	341.300	560
07426X4032	43 017	AZERAT	PIED-BOUDRY (AZERAT)	Indice	682.900	340.800	515
07427X4001	63 376	SAINT-MARTIN-D'OLLIERES	ESTROUPIAS	Indice	685.400	347.300	700
07427X4002	63 376	SAINT-MARTIN-D'OLLIERES	LE RODIER	Gîte	685.950	346.100	680
07427X4003	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	TEIX (TEIX-LES-CLUZELLES)	Gîte	690.750	341.850	860
07427X4004	63 442	VALZ-SOUS-CHATEAUNEUF	CEILLOUX (CHAMBREFAITE)	Indice	686.600	348.700	500
07427X4005	63 442	VALZ-SOUS-CHATEAUNEUF	VIEILLE-PRADE (VALZ)	Indice	685.000	348.400	630
07427X4006	63 376	SAINT-MARTIN-D'OLLIERES	LA VIALLE	Gîte	685.050	346.050	600
07427X4007	63 376	SAINT-MARTIN-D'OLLIERES	FILON-GEORGE-POUSSE	Gîte	685.850	346.100	670
07427X4008	63 376	SAINT-MARTIN-D'OLLIERES	RIOL	Gîte	686.250	346.350	700
07427X4009	43 193	SAINT-HILAIRE	ESPELUCHES	Gîte	687.250	344.800	690
07427X4010	43 193	SAINT-HILAIRE	CHASTRETTE	Indice	687.700	342.800	780
07427X4011	43 064	CHASSIGNOLLES	LA ROUYEYRE (LES CALLES DE DUMAS)	Indice	690.350	346.950	900
07427X4012	43 064	CHASSIGNOLLES	PELAVIT	Gîte	689.900	343.600	820
07427X4013	43 064	CHASSIGNOLLES	LA RABIDE	Gîte	690.700	343.700	820
07427X4014	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	LES VIDAUX (DREINS)	Indice	689.000	341.600	860
07427X4015	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	DURBIAT	Gîte	690.300	341.800	880
07427X4016	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	LES CLUZELLES	Gîte	691.100	341.400	880
07427X4017	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	BOIS-DU-FAUX (LES GAFAROTTES)	Indice	690.300	340.850	680
07428X4001	43 052	CHAMPAGNAC-LE-VIEUX	CHAMPAGNAC-PLAN-D'EAU	Indice	691.800	341.100	900
07428X4002	43 226	SAINT-VERT	SAINT-VERT	Indice	692.000	341.600	900

Tabl. 1 (fin) - Localisation des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)

nappes peuvent être libres ou captives mais toujours de faible extension latérale et verticale.

Elles sont exploitées en général par des puits domestiques peu profonds. Pendant plusieurs années, la commune du Breuil-sur-Couze a utilisé pour son AEP, un ouvrage de quelques mètres de profondeur captant une nappe située dans des sables argileux. Situé à 2 km au Sud-Est du bourg, le débit de ce captage (source Crouillot) était de l'ordre de 170 m<sup>3</sup>/j à l'étiage.

Aucun forage réalisé dans les formations carbonifères n'a recoupé de niveau aquifère.

## RESSOURCES MINÉRALES

Dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) sont recensés 47 gîtes et 38 indices minéraux situés sur le territoire de la feuille de Saint-Germain-Lembron.

J.-M. Recoing (BRGM) a rempli en 1983 des fiches de gîte et d'indice, qui ont ensuite été scannées et intégrées aux dossiers numériques de la BSS, mis en ligne sur Info Terre<sup>®</sup>. Les principales caractéristiques de ces gîtes et indices sont données dans deux tableaux (tabl. 1 et 2, hors texte), mis en annexe de la présente notice ; il est à noter que dans le tableau 2 (hors texte) le contexte géologique a été mis en cohérence avec celui qui figure sur la présente carte à 1/50 000. En fonction de leur nature et de leur contexte géologique, les gîtes et indices se répartissent de la façon suivante :

- dans le socle varisque : 34 gîtes et 33 indices filoniens, encaissés dans divers types de roches, et 1 indice de disthène, encaissé dans des migmatites ;
- dans des sédiments stéphaniens : 13 gîtes stratiformes de houille plus fréquente sidérite ;
- dans des paléosols sidérolithiques : quatre indices « stratiformes » d'hydroxydes de fer (goethite, limonite).

### *MINÉRALISATIONS FILONIENNES ENCAISSÉES DANS LE SOCLE HERCYNIEN*

Les 34 gîtes et 33 indices filoniens encaissés dans le socle varisque sont d'importance très variable et concernent les substances suivantes :

**Améthyste.** Les gîtes et indices recensés correspondent à des filons encaissés dans des migmatites et/ou des monzogranites ou leucogranites, dans la moitié nord de la carte (quadrangles 2 à 4) en grande majorité.

<b>Substance(s)</b>	<b>Gîtes</b>	<b>Indices</b>
Améthyste	11	2
Améthyste, barytine		3
Barytine		12
Barytine, fluorine, Pb		1
Barytine, Pb, (Zn)	11	3
Barytine, Zn, Cu		1
Barytine, Sb, Pb	1	
Barytine, Sb, As, (Pb)	2	1
Pb	2	
Cu	1	
U	2	1
As		5
As, Au	1	
As, barytine	4	1
Pyrite		1
<b>Total</b>	<b>34</b>	<b>33</b>

**Tabl. 3 - Statistiques sur les gîtes et indices**

Les données économiques du fichier BSS (tabl. 2 en annexe) indiquent que les filons d'améthyste recensés n'ont probablement plus aucun intérêt économique dans la conjoncture actuelle. Les trois principaux gîtes sont ceux de Genestine, Bansat et la Croix, dans le quadrangle 2.

Le filon de Genestine (2-4002) se trouve sur la commune de Saint-Étienne-sur-Usson, au sein d'un massif de diatexite (M2). La caisse filonienne, à gangue de quartz, de direction NE (?) et de puissance métrique ou plus, renfermait des veines d'améthyste plus mispickel accessoire, d'une puissance de 10 cm au maximum, présentes uniquement dans les parties amincies et les apophyses. Il a été exploité au XVII<sup>e</sup> siècle, puis repris et exploité jusqu'en 1974, par puits et tranchées. En dehors de quelques tranchées, ces travaux anciens sont actuellement éboulés ou remblayés.

Le gîte de Bansat (2-4003) consiste en deux filons parallèles, de direction W-E et de longueur kilométrique, encaissés dans un massif de leucogranite. L'un se situe en rive droite du ruisseau de Bansat et l'autre à 600 m au Nord-Est dans le bois de Bédoulin, à l'Est de la borne Z = 654. L'extraction a commencé en 1911, mais a probablement été faible et arrêtée en 1914.

Le filon de la Croix (2-4010) est l'un des derniers et le plus intensément exploités. Il se trouve à environ 2 km à l'WNW du bourg de Champagnat-le-Jeune, dans un massif de monzogranite porphyroïde et à peu près dans le prolongement ESE du filon de quartz figuré sur la carte. Situées dans une caisse filonienne à gangue de quartz, de puissance métrique ou plus, les veines d'améthyste exploitées à ciel ouvert ou par puits avaient une puissance de 10 cm au maximum. Actuellement les anciens travaux sont éboulés, noyés ou remblayés et les réserves possibles sont faibles et de qualité médiocre.

**Améthyste plus barytine.** Ces deux minéraux sont associés dans les filons quartzeux des indices de Guéry (2-4009), Escolges (6-4007) et Vézézoux (6-4021). Le filon de Guéry a une direction N80 et une puissance de 0,6 à 1 m ; il se trouve dans une zone de contact entre des migmatites, un monzogranite porphyroïde et un filon de leucogranite. Le filon d'Escolges a un intérêt économique probablement faible. D'après la position donnée dans le fichier BSS, le filon de Vézézoux est encaissé dans un leucogranite, mais cet indice est à rechercher et étudier.

**Barytine seule.** Le fichier BSS mentionne l'existence de 12 indices filoniens de barytine seule, dans une gangue de quartz. Comme le montre le tableau 2 en annexe, ces indices sont pour la plupart mal voire très mal connus et ne semblent pas avoir d'intérêt économique dans la conjoncture actuelle.

**Barytine, fluorine, galène.** L'indice de Ceilloux (7-4004), sur la commune de Valz-sous-Châteauneuf, se singularise par la présence de fluorine, associée à de la barytine et de la galène, dans une gangue de quartz. Il se situe à 600 m au Sud-Ouest du hameau de Ceilloux, en bordure de la D24. Le filon de direction NW-SE recoupe un contact entre un massif de leucogranite et une diatexite et aurait un allongement relativement important ( $\geq 400$  m ?) mais restant à vérifier. D'après sa position il se situe à peu près dans le prolongement SE de la zone de cisaillement à chlorite qui figure dans ce secteur sur la présente carte géologique à 1/50 000. En 1913-14 la société des Mines de cuivre de Pégut a reconnu le filon par deux galeries à flanc de coteau.

**Barytine, galène plus parfois blende.** Dix gîtes et trois indices filoniens consistent en de la barytine accompagnée de galène plus parfois de blende, dans une gangue de quartz. Les gîtes se trouvent dans les quadrangles 6 et 7 (6 et 4 gîtes, respectivement) et correspondent à des filons encaissés dans des migmatites, paragneiss, monzogranite ou leucogranite.

Dans le quadrangle 6 les gîtes sont mal connus et à revoir, notamment ceux de l'Aubette (6-4010), de le Garde (6-4016) et de Marnac (6-4020), qui correspondent à de longues structures (jusqu'à 2,5 km pour Marnac) dont l'aval-pendage est mal connu voire totalement inconnu. Au XIX<sup>e</sup> siècle ces gîtes ont fait l'objet de travaux de reconnaissance et/ou de petites exploitations par puits,

galeries, tranchées. Dans le filon de Serlande (gîte 6-4002) la paragenèse comprend de la blende, du mispickel et de la pyrite.

Dans le quadrangle 7 le principal faisceau filonien est celui de Taix (Teix), sur la commune de Champagnac-le-Vieux, qui comprend les gîtes de barytine plus galène et pyromorphite de Taix (7-4003), Durbiat (7-4015) et les Cluzelles (7-4016), encaissés dans le massif leucogranitique de Champagnac-le-Vieux.

Le filon de Taix a une direction WNW-ESE, une longueur de 1,5 m, un pendage de 45 à 70° vers le Nord, et est minéralisé en barytine sur une puissance de 40 à 60 cm, au sein d'une caisse de 0,70 à 1,30 m d'épaisseur. Le filon de Durbiat est un filon croiseur de celui de Taix. Il a une direction moyenne W-E, une longueur de 300 m, et est minéralisé en barytine sur une puissance de 15 à 80 cm, au sein d'une caisse qui a jusqu'à 1 m d'épaisseur. Ces deux filons ont été exploités au XIX<sup>e</sup> siècle avec une production de quelques milliers de tonnes de barytine, mais le gîte est probablement épuisé actuellement.

Le filon subvertical des Cluzelles une longueur de 300 à 350 m, une direction W-E et se raccorde du côté ouest à celui de Taix. Il semble n'avoir été qu'effleuré.

**Barytine, blende, chalcopyrite.** Ce type de paragenèse ne se trouve que dans l'indice de Vieille-Prade (7-4005), sur la commune de Valz-sous-Châteauneuf, indice qui est à localiser précisément et à étudier.

**Barytine, stibine, mispickel plus parfois galène.** De la stibine est associée à de la barytine et du mispickel dans certains filons à gangue de quartz, tous situés dans la partie méridionale de la carte, sur la commune d'Azerat et encaissés dans des paragneiss ou des migmatites. La paragenèse minérale comprend en outre du mispickel et parfois de la galène.

De la galène est présente dans le gîte de Triozon (6-4030), qui consiste en un filon subvertical et de direction subméridienne, avec une minéralisation de faible puissance dans une caisse localement puissante. Le gîte de Jauriat (6-4031) consiste en un faisceau de filons de direction N70 à 90°E, avec un pendage allant de 45° vers le Nord à 90° et une longueur de 500 m au maximum. Ces deux gîtes ont fait l'objet d'une production très faible et sont sans intérêt pour la barytine, mais à revoir pour Sb et Pb.

**Galène seule.** D'après les données du fichier BSS, de la galène seule ou largement prédominante sur la barytine, dans une gangue de quartz, est présente dans deux gîtes et deux indices à revoir. Le gîte d'Aubiat (2-4005) consiste en un filon de quartz à galène, de direction NW-SE, encaissé dans un massif de leucogranite d'après sa position sur la présente carte géologique. Le gîte de Pelavit (7-4012) consisterait en deux filons parallèles, de direction également

NW-SE, encaissés dans des migmatites. Ces deux gîtes ont fait l'objet de travaux de recherche au XIX<sup>e</sup> siècle.

**Cuivre : cuivre gris, chalcopyrite, azurite, malachite.** Le cuivre n'est prédominant que dans le gîte de Pégut (3-4001), sur la commune de Vernet-la-Varenne. Il s'agit d'un filon de direction NW-SE, avec un pendage de 70° vers le Nord-Est et une puissance minéralisée de 0,10 à 0,40 m dans une caisse de 1,50 m d'épaisseur, constituée de quartz et d'argile. Ce filon est encaissé dans un massif de monzogranite porphyroïde et la paragenèse minérale comprend du cuivre gris, de la chalcopyrite, de la pyrite et des minéraux secondaires de cuivre tels qu'azurite et malachite. L'exploitation du gîte au XIX<sup>e</sup> siècle a donné lieu à une production de 7 à 8 t de minerai, mais l'intérêt économique est a priori faible dans la conjoncture économique actuelle.

**Uranium : pechblende, gummite.** D'après les données du fichier BSS, deux gîtes et un indice d'uranium sont connus sur le territoire de la carte Saint-Germain-Lembron.

Le principal gîte, découvert en 1962 par le CEA (Commissariat à l'énergie atomique), est celui de Chaméane (3-4002), sur la commune du même nom. Il s'agit d'un faisceau de trois filons subparallèles, de direction N110°E, de 180 à 240 m de longueur, encaissé dans un leucogranite -non figuré sur la présente carte- recoupant des migmatites. Dans une gangue de quartz plus dolomie, la paragenèse minérale est la suivante : pechblende, barytine, améthyste, pyrite, chalcopyrite, tétraédrite. La production est évaluée à 18 t de minerai à forte teneur, mais le gîte semble être épuisé. L'indice de Pouzadoux (3-4003), sur la commune de Saint-Genès-la-Tourette, se situe dans le même secteur, mais ses caractéristiques et son intérêt sont inconnus.

Le gîte de pechblende de Basset-Coudenier (2-4001) se situe sur la commune de Vernet-la-Varenne, au sein de migmatites de type diatexites (M2). D'après une information de la COGEMA, il figure sur la carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Lyon, mais ses caractéristiques et son intérêt sont inconnus.

**Mispickel.** Dans le fichier BSS sont inventoriés cinq indices filoniens de mispickel, dans une gangue plus parfois argile (6-4025). Ces indices sont à vérifier et à doser pour l'or, s'ils sont retrouvés.

**Mispickel, pyrite, or.** Une analyse chimique a montré la présence de 1 ppm d'or et 176 ppm d'argent dans le gîte d'Espeluches (7-4009), situé sur la commune de Saint-Hilaire et exploité dans une ancienne mine indiquée sur la carte topographique à 1/50 000. Ce gîte consiste en un filon de quartz de direction N160°E avec un pendage de 50° vers l'Est, minéralisé en mispickel et pyrite sur une puissance de 0,2 à 0,5 m, et encaissé dans un contact faillé entre

un leucogranite et des diatexites (M2). Pour la production d'acide arsénié, ce filon a été exploité en 1917-19, sur 160 m de longueur et 60 m de profondeur, avec une production de 600 à 800 t de minerai à 20 % As. Ce gîte est petit mais se trouve sur une longue structure et le problème de la teneur en or a été à peine abordé, de sorte qu'il pourrait être à revoir.

Par ailleurs, l'indice de pyrite de la Cusse (6-4006) sur la commune d'Auzon, consiste en un « filon de pyrite aurifère et autres métaux » qu'un particulier a déclaré en 1912 à la préfecture de Haute-Loire. Cet indice est à vérifier et à doser pour l'or s'il existe bien.

**Mispickel, barytine.** Dans le secteur des « Anciennes Mines de Rodier » (point figuré sur la carte topographique à 1/50 000), sur la commune de Saint-Martin-d'Ollières, se trouvent quatre gîtes dans lesquels de la barytine est associée à du mispickel, de la pyrite et de la chalcopryrite, dans des filons à gangue de quartz, encaissés dans des migmatites de type diatexite (M2).

Le gîte du Rodier *s.s.* (7-4002) consiste en un filon de direction proche de N-S, avec un pendage de 40 à 50° vers l'Est et une puissance minéralisée de 20 cm pour une caisse qui atteint 1 m d'épaisseur. Entre 1903 et 1910, la production a été de l'ordre de 3 000 t de minerai à 4-25 % As. Ce petit gîte d'arsenic est probablement épuisé.

Les gîtes de la Vialle (7-4006), du filon George Pousse (7-4007) et de Riol (7-4008) correspondent à des filons subparallèles à celui du Rodier *s.s.* La caisse filonienne de la Vialle a une puissance de 0,8 à 1 m, reconnue sur 400 m de longueur. Le filon George Pousse est formé de trois rubans minéralisés de 15 cm de puissance. Le filon de Riol a une direction N-S à NW-SE avec une caisse de 40 cm de puissance, reconnue sur 300 m de longueur. Ces filons n'ont vraisemblablement aucun intérêt pour l'arsenic, mais il reste à y doser l'or.

#### *AUTRES MINÉRALISATIONS ENCAISSÉES DANS LE SOCLE HERCYNIEN*

**Disthène.** Sur la commune d'Auzon, se trouve l'indice de disthène de Vaureilles ou Clémensat (6-4028). Le disthène est abondant (14 à 16 %) sur au moins 7 m de puissance, au sein de diatexites (M2).

#### *GÎTES STRATIFORMES DE HOUILLE ENCAISSÉS DANS DES SÉDIMENTS STÉPHANIENS*

Dans le bassin stéphanien de Brassac-les-Mines (63) – Sainte-Florine (43), situé à l'Ouest de la vallée de l'Allier, l'exploitation de charbon a débuté dès le

XIV<sup>e</sup> siècle, mais a surtout eu lieu du XVII<sup>e</sup> siècle jusqu'en 1978, avec une production estimée à environ 40 millions de tonnes au total et répartie ainsi :

Ensemble du Bassin de Brassac	28 300 000 t	? à 1936
	8 230 000 t	1937 à 1959
Concession de la Combelle seule	2 680 000 t	1960 à 1978

**Tabl. 4 - Production charbonnière du Bassin de Brassac**

Ces informations sont fournies dans le dossier 07425 x 4001 d'Info Terre<sup>®</sup>, qui signale en outre qu'il pourrait y avoir des réserves dans la partie orientale du bassin de Brassac-les-Mines, qui n'a été que sommairement reconnue. Par ailleurs, une étude stratigraphique et structurale de la zone située au Nord de Solignat (Bois *et al.*, 1983), sur la commune de Brassac-les-Mines, a amené à la sélection de deux zones prioritaires pour de nouvelles recherches : 1) le panneau silto-argileux de la Prade et 2) le « golfe » de Jumeaux.

En revanche, il n'y a pas eu d'exploitation dans quelques lambeaux annexes, situés à l'Est de la vallée de l'Allier : les gîtes de Jumeaux et de Fressange, dans le Puy-de-Dôme, qui semblent être sans intérêt économique.

Dans le bassin principal, le fichier BSS fait état de 11 gîtes :

- 3 gîtes situés dans le Puy-de-Dôme (63), sur la commune de Brassac-les-Mines<sup>1</sup>, dans la partie nord-ouest du bassin : la Combelle, Charbonnier et Entremonts (5-4001 à 4003) ;
- 8 gîtes situés dans le département de la Haute-Loire (43) :
  - quatre sur la commune de Sainte-Florine : Armois, Grosmenil, Fondary et Megecoste (5-4004 à 4007),
  - un sur la commune de Frugères-les-Mines : Frugères (5-4008),
  - trois sur la commune de Vergongheon : les Barthes (5-4009), la Taupe (6-4023) et Lubières (6-4024).

La série houillère, dont la puissance totale varie entre 1 400 et 2 000 m, est décrite en détail supra : h5 et h5g dans description des terrains. Elle est très tectonisée, ce qui a rendu difficile l'exploitation, et s'envoie vers le Sud sous des dépôts sédimentaires oligocènes.

**L'Assise de Combelle – Charbonnier** comprend deux faisceaux de trois couches d'anthracite : le faisceau de la Verrerie et surtout **le faisceau de la Combelle**, qui a une puissance de 7 à 15 m. Sur *la concession de la Combelle*

<sup>1</sup> C'est de 1886 que date l'ajout du qualificatif « les Mines ».

se trouve le puits Bayard dont le chevalement a été conservé et se voit depuis l'autoroute A75, à l'Ouest de Brassac-les-Mines. Sur *la concession de Charbonnier* (gîte 5-4002), l'Assise renferme de fréquentes couches de « fer carbonaté lithoïde » c'est-à-dire de sidérose, qui se trouvent très près des bancs de grès et au mur de toutes les couches de houille, mais cette sidérose n'a fait l'objet d'aucun essai d'exploitation. Vers l'Est, *la concession d'Entremonts* (gîte 5-4003) n'a permis qu'une reconnaissance sommaire de la partie orientale du Bassin de Brassac-les-Mines. En effet, le puits Sauvat 1 a recoupé des « filonnets » d'anthracite de 15 à 40 cm de puissance et une couche de quelques centimètres à 1 m de puissance, tandis que le grand travers-banc du puits Sauvat 2 n'a rencontré aucune couche exploitable.

**L'Assise d'Armois** concerne les gîtes d'Armois, de Grosménil, de Fondary et de la Taupe, situés en Haute-Loire.

*Le faisceau d'Armois* (5-4004) est constitué de quatre couches de charbon de 40 à 70 cm de puissance, totalisant au plus 2 m de houille, ce qui fait qu'il est peu exploitable ; l'exploitation la mieux conduite n'a produit que 75 000 t, en 1941-50, sur une couche de 70 cm de puissance.

*Le gîte de Grosménil* (5-4005) consiste en un amas puissant mais très irrégulier, qui a donné lieu à une production importante à partir de réserves estimées à 25 Mt en 1890. *Le gîte de la Taupe* (6-4023) avait des réserves estimées à 2 Mt en 1890 et l'extraction y a cessé en 1952. Dans ces deux gîtes, la sidérose était très abondante, en couches ou en rognons dans les grès.

*Le gîte de Fondary* (5-4006) concerne une partie pauvre dont la production a cessé en 1884.

**L'Assise de Bouxhors – la Pénide** comprend une dizaine de minces couches de houille, devenant schisteuses vers l'Est. Là aussi, la sidérose était très abondante, en couches ou en rognons dans des schistes et des grès, en particulier au toit des couches exploitées. L'exploitation concerne les petits gîtes de la Haute-Loire suivants : *Megecoste* (5-4007), *Frugères* (5-4008) et *les Barthes* (5-4009).

*Le gîte de Lubières* (6-4024), en Haute-Loire, constitue un cas particulier car il se trouve sous 212 m de recouvrement par des sédiments oligocènes, qu'a traversés le puits de Lubières avant d'atteindre trois couches de houille dont deux qui atteignent 1 m et 1,5 m de puissance. Ce gîte a été exploité en 1882-92 avec une production de 200 000 à 300 000 t, puis en 1914-21 avec une extraction de 20 t par jour.

## INDICES D'HYDROXYDES DE FER DANS DES PALÉOSOLS SIDÉROLITHIQUES

Dans le fichier BSS sont recensés quatre indices de fer -sous forme d'hydroxydes (goethite, limonite)- tous situés dans l'angle sud-ouest de la carte de Saint-Germain-Lembron et au sein de paléosols sidérolithiques.

Les indices des communes de Chambezon (5-4010) et de Léotoing (5-4011 et 4012) sont situés de façon imprécise. D'après un rapport de 1857 il s'agit de blocs ferrugineux, à gangue siliceuse, épars dans les champs.

L'indice de Lempdes (5-4013) est situé avec précision : sur la rive droite du ruisseau de la Prade, à 900 m au Sud de l'église de Lempdes-sur-Allagnon.

Ces minéralisations ferrugineuses n'ont aucun intérêt économique dans la conjoncture des années 2010.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P. (Éditeur) (1997) - Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de la France à 1/50 000. *Documents du BRGM*, 260, 255 p.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In: Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens* (Eds J. Cogné et M. Slansky). Coll. C6, p. 90-111, 26<sup>e</sup> Cong. Géol. Int., Paris.
- BARBARAND J., LUCAZEAU F., PAGEL M., SERANNE M. (2001) - Burial and exhumation history of the south-eastern Massif central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 335, p. 275-290.
- BARBARIN B. (1988) - Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint-Julien-La-Vetre monzogranite (Nord-Forez, Massif central, France). *Can. J. Earth Sci.*, 25, p. 49-59.
- BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mémoire du BRGM*, 108, p. 233-246.
- BERGER J.-P. (1999) - Redefinition of european Oligo-Miocene charophytes biozonation. *Aus. J. Bot.*, 47, p. 283-296.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) - Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin (Massif central français). *Ann. Sci. Univ. Clermont*, 55, p. 1-243.

- BOIS J.-J., avec la collaboration de BILLET C., CASTAING CH., JEAMBRUN M., MARTEAU P. (1983) - Étude stratigraphique et structurale (zone Nord Solignat). Bassin houiller de Brassac-les-Mines (Puy-de-Dôme). Rapport BRGM 83 SGN 032 AUV, 56 p.
- BOIS J.-J., BILLET C., CASTAING C., JEAMBRUN M., MARTEAU P. (1983) - Bassin Houiller de Brassac les Mines (63). Étude stratigraphique et structurale (zone Nord-Solignat). BRGM/83-SGN-032-AUV.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1987) - Fracturation et genèse des bassins stéphanien du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Geol. Nord, Lille, Fr.*, CIII, p. 187-193.
- BOUCHEZ J.-L., DELAS C., GLEIZES G., NÉDÉLEC A., CUNNEY M. (1992) - Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, p. 35-38.
- BOULANGER M.-C. (1844) - Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier, Desrosiers P.-A., Moulins, 482 p.
- BRAVARD A. (1843) - Considération sur la distribution des mammifères fossils dans le département du Puy de Dôme. Clermont-Ferrand, Thibaut-Landriot (impr.), 40 p.
- BRIOT D. (2008) - Sr isotopes of the shells of the euryhaline gastropod *Potamides lamarckii* from the Oligocene of the French Massif central and Paris Basin. A clue to its habitats. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268, p. 116-122.
- BROWN M. (1973) - The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geological Association*, 84, p. 371-382.
- BURAT A. (1833) - Description des terrains volcaniques de la France centrale. Ed. Levraut, Paris, 242 p.
- BURG J.-P., MATTE P. (1978) - A cross section through the french Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129, p. 429-460.
- BURG J.-P., VANDERHAEGHE O. (1993) - Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay Dome (French Massif central). *Journal of Structural Geology*, 15, p. 1293-1301.
- BURG J.-P., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1990) - Le Sillon Houiller du Massif central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, p. 147-152.
- BURG J.-P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) - Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif central. *Geological Society Special Publication*, 14, p. 47-61.
- BURG J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1994) - Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3, p. 33-51.

- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1981) - Age Westphalien du granite de Rocles (Cévennes, Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, p. 957-960.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) - Âge radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, p. 135-138.
- CAEN-VACHETTE M., GAY M., PETERLONGO J.-M., PITIOT P., VITEL G. (1984) - Âge radiométrique du granite syntectonique du gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien dans la série de basse pression du Pilat (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, p. 1201-1204.
- CANTAGREL J.-M. (1973) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif central français et à l'Aleskod, Sahara algérien. *Ann. Sci. Univ. Clermont*, 50 p.
- CASTRO A. (2001) - Plagioclase morphologies in assimilation experiments: implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineral. Petrol.*, 71, p. 31-49.
- CHARLES N., ROGER J., CHÈVREMONT P. (2008) - Carte géologique harmonisée du département de l'Aveyron. Notice géologique. BRGM/RP-55581-Fr, 477 p., 3 pl. hors texte.
- CHEGER L. (1996) - Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associé à un rifting continental. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 201 p.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2006) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, (sous presse).
- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI Ph. (2005a) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, 90, p. 607-618.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ROBERT M., GUERROT C. (2005b) - *In situ* U-Pb zircon dating using LA-ICPMS and a multi-ion counting system. Goldschmidt Conference, May 20-24, 2005, Moscow, Idaho, USA, A378.

- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005c) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COISY P., NICOLAS A. (1978) - Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath Massif central. *Nature*, 274, 5670, p. 429-432.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Thèse de Doctorat, 441 p., Montpellier II.
- COSTA S. (1991-1992) - East-west diachronism of the collisional stage in the french Massif central: Implications for the European Variscan Orogen. *Geodinamica Acta*, 5, p. 51-68.
- COSTA S., REY P. (1995) - Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology*, 23, p. 905-908.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1993) -  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chemical Geology*, 105, p. 339-359.
- COUREL L. (1987) - Les bassins houillers du Paléozoïque supérieur continental du Massif central français ; dynamique sédimentaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVI, p. 229-237.
- COUREL L. (2001) - Histoire Tardi-hercynienne et couverture méso-cénozoïque. *Géologues, spécial Massif central*, 130/131, p. 47-49.
- DE GOER DE HERVE A. (1972) - La planèze de Saint Flour (Massif volcanique du Cantal.) Vol I, structure et stratigraphie, 244 p. Vol II, formes et dépôts glaciaires, 204 p. *Ann. Sci. Uni. Clermont-Ferrand*, n° 47-48.
- DE SAINT BLANQUAT M., HORSMAN E., HABERT G., MORGAN S., VANDERHAEGHE O., LAW R., TIKOFF B. (2011) - Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, p. 20-33.
- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 1833-1838.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique antéstéphanienne du Massif central. Mémoires pour Servir à l'explication de la Carte Géologique détaillée de la France, 259 p., 2 cartes h.t.
- DERCOURT J., RICOU L.-E., VRIELYNCK B. (Eds) (1993) - Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gautier-Villars, Paris, 307, 14 maps.

- DESCHAMPS M. (1973) - Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du Centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés (Thèse, Paris, 1270 p.)
- DIDIER J., BARBARIN B. (1991) - Enclaves and Granite Petrology, Amsterdam, The Netherlands.
- DINI A., ROCCHI S., WESTERMAN D.-S. (2004) - Reaction microtextures of REE-Y-Th-U accessory minerals in the Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): a possible indicator of hybridization processes. *Lithos*, 78, p. 101-118.
- DORHLAC J. (1862) - Étude des filons barytiques et plombifères des environs de Brioude, accompagnée de considérations sur leur direction, leur âge, leur origine et leur composition, et sur leurs soulèvements et les accidents des dépôts houillers de Brassac et de Langeac. *Bull. Soc. industr. min.*, VIII, p. 273-348, p. 377-468.
- DOWNES H., DUPUY C., LEYRELOUP A.-F. (1990) - Crustal evolution of the hercynian belt of western Europe: evidence from lower crustal xenoliths (French Massif central). *Chemical Geology*, 83, p. 209-231.
- DUCREUX J.-L. (1982) - Recherche de concentrations métallifères en domaine paralique et limnique. Le cas des formations du Crétacé supérieur gardois, du Paléogène de Manosque-Forcalquier (Alpes-de-Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plains (Puy-de-Dôme), Thèse 3<sup>e</sup> cycle 1137, Université Claude-Bernard, Lyon.
- DUCROT J., LANCELOT J.-R., MARCHAND J. (1983) - Datation U-Pb sur zircons de l'éclotite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, p. 385-394.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structure d'ensemble et évolution géologique. *Bulletin du BRGM*, série « Géologie de la France » : p. 73-88.
- DUTHOU J.-L. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granites d'un segment de la chaîne varisque, relation avec le métamorphisme, le Nord Limousin (Massif central français). *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 63, p. 1-294.
- 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 the Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) - Âge Rb-Sr Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, p. 791-796.
- DUTHOU J.-L., PIBOULE M., GAY M., DUFOUR E. (1981) - Datations radiométriques Rb-Sr sur les ortho-granulites des Monts du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, p. 749-7526.

- ETLICHER M. (1985) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse doct. d'État, géographie, Univ. Saint-Étienne. Éd. Centre d'Études Foréziennes, 682 p.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. *C. R. Geoscience* 341, p. 202-213.
- FAURE M., BÉMÉZÈME E., COCHERIE A., ROSSI P., CHEMENDA A., BOUTELIER D. (1998) - Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif central and Massif armoricain. *Tectonics*, Vol. 27, TC2005, doi:10.1029/2007TC002115.
- FAURE M. (1995) - Late Carboniferous extension in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, 14, p. 132-153.
- FEIST M., ANADON P., CABRERA L., CHOI S.-J., COLOMBO F., SAEZ M. (1994) - Upper Eocene lowermost Oligocene charophyte succession in the Ebro basin (Spain). Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsletter on Stratigraphy*, 30, p. 1-32.
- FORESTIER F.-H. (1963) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte Géol Fr.*, 271 p.
- FRANKE W. (1989) - Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, p. 221-228.
- GARDIEN V., VANDERHAEGHE O., ARNAUD N., COCHERIE A., GRANGE M., LÉCUYER C. (2011) - Thermal maturation and exhumation of a middle orogenic crust in the Livradois area (French Massif Central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 182, p. 5-24.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.-M., LEDRU P., ALLEMAND P., GUILLOT S. (1997) - Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the French Variscan belt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, p. 271-286.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.-M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) - Crust-mantle relationships in the French Variscan chain: the example of the southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif central). *Journal of Metamorphic Geology*, 8, p. 477-492.
- GAY M., PETERLONGO J.-M., CAEN-VACHETTE M. (1981) - Âge radiométrique des granites allongés et en feuillets minces syn-tectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, p. 993-996.
- GEBELIN A. (2004) - Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (plateau de Millevaches, Massif central). Ph.D, Montpellier.
- GERVAIS P. (1848) - Zoologie et paléontologie françaises, l'éd. Paris, 1848-52, p. 261.

- GIRAUD J. (1902) - Études géologiques de la Limagne. Béranger, Paris, 410 p.
- GORIN G. (1974) - Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). Thèse Fac. Sci. Univ. Genève, 314 p.
- GRANET M., WILSON M., ACHAUER U. (1995) - Imaging a mantle plume beneath the French Massif central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, p. 281-296.
- GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) - L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif central français. *In: XXIII International Geological Congress*, vol. 1, pp. 107-116, Prague.
- GRUA B. (1989) - Évolution dynamique du fossé Paléogène des Limagnes méridionales (Massif central français) d'après l'analyse sédimentologique et morphostructurale. Mém. Géologue. IGAL, Paris, 137 p.
- HUGENEY 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. Mem. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, 21, p. 417-430.*
- KIEFFER G. (1967) - Nouvelles observations sur la région de Perrier et le Nord-Est du Cézallier. *Rev. d'Auvergne, Clermont-Ferrand*, t. 81, n° 2, p. 137-151.
- LAGARDE J.-L., DALLAIN C., LEDRU P., COURRIOUX G. (1994) - Strain pattern within the Variscan granite dome of Velay, French Massif central. *Journal of Structural Geology*, 16, p. 839-852.
- LAGARIGUE J.-L., (1982) - Contribution à une valorisation géotechnique et environnementale de la carte géologique Firminy. Géol. Ingén. (ENSMP).
- LARDEAUX J.-M., LEDRU P., DANIEL I., DUCHENE S. (2001) - The Variscan French Massif central a new addition to the ultra-high pressure metamorphic "club": exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 332, p. 143-167.
- LASNIER B., MARCHAND J. (1982) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Brioude (766), BRGM, Orléans.
- LAUNAY (de) L. (1892-93) - Étude sur le plateau central. I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 30, p. 289-328.
- LAVOCAT R. (1952) - Révision de la Faune des Mammifères oligocènes d'Auvergne et du Velay (Thèse Doct.), Sciences et Avenir, Paris, p. 1-153.
- LECOQ H. (1867) - Les époques géologiques de l'Auvergne. Baillière, Paris, II, 582 p.
- LEDRU P., CALVEZ J.-Y. (1988) - Implications géodynamiques de la datation du complexe leptyno-amphibolique de Vergonzac (Limousin, Massif central français) par la méthode d'évaporation des mono-zircons ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Cartographie géol. de la France. Principaux résultats scientifiques du BRGM.

- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) - L'édification de la chaîne Varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argenta à la limite Limousin-Millevalches. *In: Prog. Géol. Profonde de la France (Ed BRGM), Doc. du BRGM, 140, p. 51-81, Orléans.*
- 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*, 342, p. 207-237.
- 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. Fr.*, 8, p. 605-618.
- LUDWIG K.-R. (1999) - ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. *U.S. Geol. Survey Open-file Rept.*, p. 1-42.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub.*, n° 4, 70 p.
- LY M.-H. (1982) - Le Plateau de Perrier et la Limagne du Sud : études volcanologiques et chronologiques des produits montdoriciens (Massif central français). Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Clermont Ferrand, 180 p.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990) - Collapse of a thickened Variscan crust in the French Massif central: Mont-Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MASSOUBRE M. (1986) - Approche géologique de la Limagne bourbonnaise. *Mém. Géol. IGAL*, 38, 95 p. (non publié).
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MATTE P. (2002) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MEHNERT K.-R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, London, New-York, 405 p.
- MÉNARD G., MOLNAR P. (1988) - Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a Late Palaeozoic European Basin and Range Province. *Nature*, 334, p. 235-237.
- MERCIER L., LARDEAUX J.-M., DAVY P. (1990) - On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the French Massif central. *Tectonics*, 10, p. 131-140.
- MERCIER L., VAN ROERMUND H.-L.-M., LARDEAUX J.-M. (1991) - Comparison of PTt paths in allocthonous high pressure metamorphic terrains from the Scandinavian Caledonides and the French Massif central: contrasted thermal structures during uplift. *Geologische Rundschau*, 80, p. 333-348.

- 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. 81-89.
- MICHEL-LÉVY A., MUNIER-CHALMAS E. (1889) - Étude sur les environs d'Issoire. BSGF, 3<sup>e</sup> S., t. XVII, p. 267.
- MICHON L. (2000) - Dynamique de l'extension continentale. Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif central. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 266 p.
- MORANGE A., HERITIER F., VILLEMEN J. (1971) - Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne dans le Massif central. Symposium J. Jung, Plein air service, Edition Sciences, p. 295-308.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif central). *European Journal of Mineralogy*, p. 141-156.
- PASTRE J.-F. (2004) - The Perrier Plateau: A Plio-Pleistocene long fluvial record in the river Allier Basin, French Massif central, France. *Quaternaire*, 15 (1-2), p. 87-101.
- PASTRE J.-F., CANTAGREL J.-M. (2001) - Tephrostratigraphie du Mont-Dore (Massif central, France). *Quaternaire*, 12, p. 249-267.
- PASTRE J.-F. (1987) - Les formations plio-quaternaires du bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif central français). Thèse de doctorat de l'Université Curie (Paris VI). 733 p.
- PASTRE J.-F. (2005) - Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif central, France). Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire*, 16, p. 153-175.
- PATERSON S.-R., VERNON R.-H., TOBISCH O.-T. (1989) - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11, p. 349-363.
- PERRIER G., RUEGG J.-C. (1973) - Structure profonde du Massif central français. *Ann. Géoph.*, 29, p. 435.
- PICOT F. (1997) - Environnements lacustres et fluviatiles et incursion marines dans l'Oligocène du rift de Limagne: approches paléobiologiques et géochimiques. DEA Pal et Sed, Université de Lyon, 50 p.
- PIN C., DUTHOU J.-L. (1990) - Sources of Hercynian granitoids from the french Massif central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology*, 83, p. 281-296.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) - U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and of its further metamorphic evolution. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 79, p. 1-12.

- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série II, p. 461-469.
- PIN C., VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan Median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, p. 47-74.
- PIN C. (1990) - Variscan oceans: Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, p. 215-227.
- PISSIS A. (1838) - Mémoire sur les formations stratifiées du Midi de l'Auvergne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1, 3, 3, 15 p.
- POIDEVIN J.-L. (2003) - Nouvelles données sur la géologie d'un segment du rift cénozoïque Ouest-Européen : le bassin d'Issoire (Massif central français). Rapport BRGM, service de la carte géologique.
- PROGNON F., JACQUES E., CHÈVREMONT P., ROCHER V. (2008) - Carte géologique harmonisée du département de la Haute Loire-Notice géologique.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.
- REY R. (1966) - Essais de corrélations entre les bassins oligocènes d'Europe occidentale, à l'aide des gastéropodes continentaux. Thèse, Rennes, 788 p.
- RICORDEL C. (2007) - Datations par paléomagnétisme des paléaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse École Nat. Sup. Des Mines de Paris, Paris, 172 p.
- RICORDEL-PROGNON C., LAGROIX F., MOREAU M.-G., THIRY M. (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in French Massif central: Paleomagnetic datings, *J. Geophys. Res.*, 115, B10104, doi:10.1029/2010JB007419
- RIVELINE J., BERGER J.-P., FEIST M., MARTIN-COLAS C., SCHUDACK M., SOULIE-MÄRSCH I. (1996) - European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, 3, p. 453-468.
- ROSSI F., LE STRAT P. (2003) - Carte géologique harmonisée du département de la Lozère. BRGM/RP-527714-FR, 338 p., 3 fig., 18 tabl., 1 ann., 1 pl. hors texte.
- SCHAUB S. (1925) - Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten, *Abh. schweiz. paleont. Ges.*, Bâle, Bd XLV.
- SCHLOSSER M. (1884) - Die Nager des europäischen Tertiärs nebst Betrachtungen über die Organisation und die geschichtliche Entwicklung der Nager überhaupt. *Palaeontographica*, A, 31, 3, 7: 19-162, pis 5-12.
- SCHMIDT-KITTLER N. (ed.) (1987) - International Symposium on mammalian Biostratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene. *Munscher Geowiss. Abhandlg.*, A, 10, 312 p.

- SOLGADI F., MOYEN J.-F., VANDERHAEGHE O., SAWYER E., REISBERG L. (2007) - Mantle implication in syn-orogenic granitoids from the Livradois, MCF. *Canadian Mineralogist*, 45: 581-606.
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, 12: p. 1-33.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- TOURNAIRE L.-M. (1880) - Carte géologique de la Haute-Loire.
- VANDERHAEGHE O. (2009) - Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477, p. 119-134.
- VANDERHAEGHE O., TEYSSIER C. (2001) - Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342, p. 451-472.
- VANDERHAEGHE O. (1999) - Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada. Control of regional deformation. *Tectonophysics*, 312, p. 35-55.
- VANDERHAEGHE O. (2001) - Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: The structural record from pores to orogens. Physics and Chemistry of the Earth, Part A. *Solid Earth and Geodesy*, 26, p. 213-223.
- VANDERHAEGHE O., BURG J.-P., TEYSSIER C. (1999) - Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. *Geological Society Special Publication*, p. 181-204.
- VERNON R.H. (1984) - Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, p. 438-439.
- VERNON R.-H., WILLIAMS V.-A., DARCY W.-F. (1983) - Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics* 92, p. 123-145.
- VETTER P. (1971) - Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif central. Symposium en l'honneur du Professeur Jean Jung. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, p. 169-213.
- VEYRET Y. (1981) - Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. 2 vols, 783 p. Presses universitaires de Lille.

- VINCENT P.-M. (1979) - Un repère chronologique dans la caldéra des Monts-Dore (Massif central français) : les pyroclastites du dôme de la Gacherie. *C. R. Acad. Se. Paris*, t. 289, sér. D, p. 1009-1012.
- WATTINNE A. Rapport de terrain sur la cartographie du secteur de Saint-Germain-Lembron. 22 p.
- WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WIEBE R.A. (1968) - Plagioclase stratigraphy; a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *Am. J. Sci. Geol. Bull.*, 266, p. 690-703.
- WIEBE R.-A., COLLINS W.-J. (1998) - Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *J. Struct. Geol.*, 20, p. 1273-1289.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WILLIAMS I.S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7, p. 1-35.
- WILLIAMSON B.-J., DOWNES H., THIRWALL M.-F. (1992) - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif central, France. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 83, p. 235-245.

## CARTES GÉOLOGIQUES ET NOTICES CONSULTÉES

### Carte géologique de la France à 1/50 000

- Issoire n° 718, par Saint-Joanis R., Tricot B., Bouiller R., Giot D., Jeambrun M., Orléans BRGM 1982 1 feuille, notice 53 p.
- Ambert n° 719, par Hottin A.-M., Chèvremont P., Marteau P., Etlicher B. Orléans BRGM 1998 1 feuille, notice 144 p.
- Arlanc n° 743, par Bouiller R., Kornprobst J., Andrieux P. *et al.*, Orléans BRGM 1983 1 feuille, notice 47 p.
- Saint-Etienne n° 745, par Chenevoy M., Peterlongo J.-M., Pruvost P. *et al.*, de Montjamont M. (coord.), Orléans BRGM 1970 1 feuille, notice 19 p.
- Brioude n° 766, par Lasnier B., Marchand J., Cornen G. *et al.*, Orléans BRGM 1981 1 feuille, notice 68 p.
- Craponne-sur-Arzon n° 767, par Ledru P., Vitel G., Beurrier M. *et al.*, Orléans BRGM 1994 1 feuille, notice 92 p.

– Monistrol-sur-Loire n° 768, par Vitel G., Turland M., Ledru P., Gonord H., Chafchafi A., Etlicher B. Orléans BRGM 2000 1 feuille, notice 99 p.

– Le Puy n° 791, par Girod M., Bouiller R., Weber F., Larqué P., Giot D. Orléans BRGM 1979 1 feuille, notice 31 p.

– Yssingeaux n° 792, par Feybesse J.-L., Turland M., Nehlig P. *et al.*, Orléans BRGM 1998 1 feuille, notice 145 p.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

– Brioude n° 175, 3<sup>e</sup> édition, par Lapadu-Hargues P., Paris Service de la carte géologique de France 1964 1 feuille, notice 8 p.

Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6<sup>e</sup> édition révisée Chantraine J., Autran A., Cavelier C. *et al.*, Orléans BRGM 2003 2 feuilles, notice 8 p.

**ANNEXE**



## GÉOCHIMIE

Les tableaux des analyses chimiques du leucogranite à deux micas, du monzogranite, des diatexites et des paragneiss sont consultables dans la publication de F. Solgadi *et al.* (2007).

## GÉOCHRONOLOGIE

### **Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)**

La méthode utilisée s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Les conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux nouvelles limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone  $U/Pb = f(Th/Pb)$  selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Si la composition en U et Th des grains ne varie pas favorablement ( $Th/U \sim$  constante), on peut être amené à calculer l'âge à l'aide de la pente de l'isochrone dans le diagramme  $Pb = f(Th^*)$  selon la procédure décrite dans A. Cocherie *et al.* (1998) d'après K. Suzuki et M. Adachi (1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005a) et A. Cocherie et O. Legendre (2006). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à  $2\sigma$ .

### **Datation U-Pb sur zircon : couplage laser- ICPMS-MC (NEPTUNE, BRGM)**

La méthode de datation U-Pb in situ sur zircon employée au BRGM a été décrite par A. Cocherie *et al.* (2005b). Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée sur les microsondes ioniques SHRIMP (voir par exemple : Williams, 1998) ou CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001).

Les principales différences sont les suivantes :

– la matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires O<sup>2-</sup> dans le cas des sondes ioniques ;

– pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis  $^{202}\text{Hg}$  jusqu'à  $^{238}\text{U}$  sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238) tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique ;

– la quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, dans le cas du laser, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur de  $18\ \mu\text{m}$  tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à  $2\ \mu\text{m}$ .

Les principaux points communs sont :

– dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable ;

– le diamètre du domaine analysé est similaire ( $20\ \mu\text{m}$ ) ;

– la précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas ;

– la procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu ( $1\ 065 \pm 1\ \text{Ma}$  ; Wiedenbeck *et al.*, 1995) ;

– les conditions d'ablation laser sont les suivantes : Laser UV 213 nm ; diamètre :  $20\ \mu\text{m}$  ; profondeur  $18\ \mu\text{m}$  ; énergie : 0,2 à 0,3 mJoule (95 %) ; fréquence : 12 Hz ; durée : 90 s ;

– les conditions d'analyses sont les suivantes : le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal de 30 000 à 40 000 cps sur  $^{206}\text{Pb}$  et 3 à 4 mV sur  $^{238}\text{U}$ . Un bloc de 23 cycles est enregistré.

### Calcul des âges moyens U-Pb sur zircon

Pour les zircons anciens ( $> 1\ 000\ \text{Ma}$ ), la détermination même imprécise du  $^{204}\text{Pb}$  est suffisante pour accéder à l'âge  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  avec précision ( $\pm 5$  à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, le plus souvent, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ . Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les zircons plus récents (< 1 000 Ma), l'imprécision du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972), dans lequel on porte les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du  $^{207}\text{Pb}$  et non plus par celle du  $^{204}\text{Pb}$  comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$  pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans A. Cocherie *et al.* (2005c).

Tous les calculs d'âges sont effectués ( $2\sigma$ ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95% de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$ . Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à  $1\sigma$ , tout particulièrement pour faciliter la lecture des figures.

## MÉLANODIATEXITE SGE 297

### Monazite

Les grains séparés sont gros (200  $\mu\text{m}$  à 500  $\mu\text{m}$ ) et relativement nombreux. Vingt-sept grains, montés en section polie, ont été sélectionnés pour l'analyse à la microsonde électronique, après examen au MEB (électrons rétrodiffusés). Seules de légères zonations, en relation avec des variations de teneurs en U + Th, apparaissent. Les défauts, fractures et autres inclusions sont rares. Dix analyses ont été effectuées sur 11 grains de très bonne qualité. Seules 5 analyses sur 110 n'ont pas été retenues car l'ensemble des oxydes analysés donne un total inférieur à 97 %. Le traitement statistique des 105 analyses conduit toutefois à écarter 3 analyses significativement différentes de la moyenne. Les 102 analyses restantes permettent d'obtenir une régression linéaire dans le diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb. La pente de cette droite est très proche de l'isochrone de référence calculée à l'âge moyen déterminé au barycentre de la population à 360 Ma (fig. 1). Dans la limite des erreurs sur les âges interceptes (U-Pb et Th-Pb) calculés sur les axes U/Pb et Th/Pb, ces âges sont identiques (372 + 32-35 Ma et 354 + 16-15 Ma respectivement). Ceci prouve qu'un seul événement

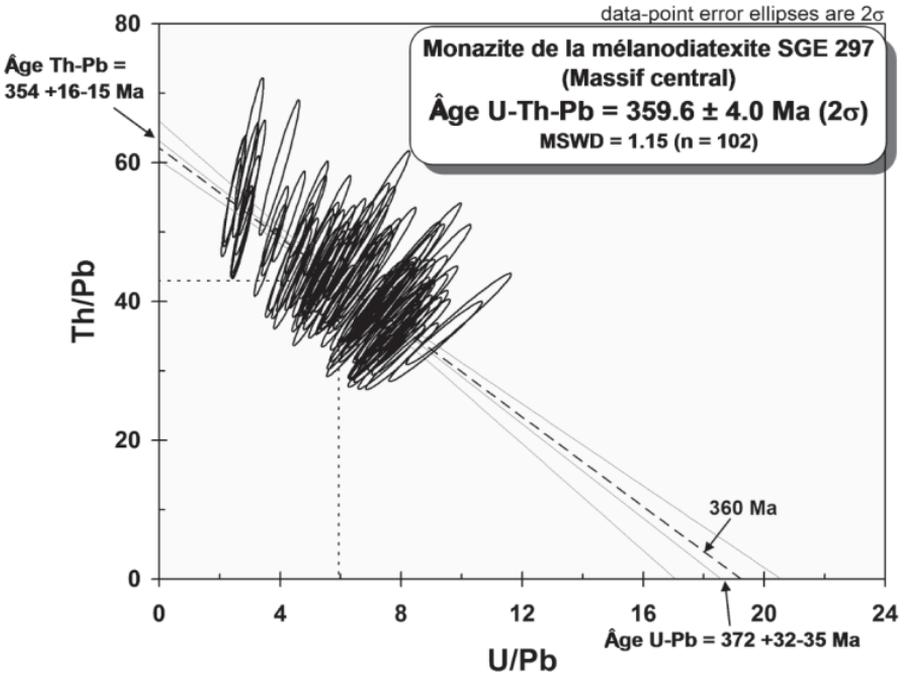


Fig. 1 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites de la mélanodiatexite (SGE 297)

a été enregistré par cette monazite. L'unicité de la population d'âges est encore renforcée par la faible valeur du MSWD à 1.15.

L'âge moyen calculé au barycentre donne un âge de  $360 \pm 4$  Ma ( $2\sigma$ ), il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite et correspond à l'âge de mise en place de la diatexite (SGE 297).

## Zircon

Les zircons de cette roche sont peu nombreux, de taille moyenne (150-300  $\mu\text{m}$ ) et généralement limpides. Environ 45 grains ont été montés en section polie. Certains grains sont en fait de mauvaise qualité, les rendant impropres pour la datation. L'étude typologique (Pupin, 1980) montre une signature de type « fusion crustale » : S2-S6 majoritaire.

Les 20 analyses (tabl. 1 et fig. 2) sont très dispersées dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg et il n'existe aucune trace de l'âge hercynien obtenu sans ambiguïté sur monazite. Cependant une bonne partie des analyses sont concordantes.

Tous les âges mis en évidence sont des témoins des origines diverses du protolithe. Les âges estimés les plus jeunes sont Ordovicien ( $484 \pm 40$  Ma, 4 analyses). Quatre autres analyses donnent des âges voisins de 611 Ma.

Pour les âges plus anciens, il est préférable d'utiliser le diagramme Concordia conventionnel, après correction du Pb commun à l'aide de la mesure du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (tabl. 2 et fig. 3). Une analyse très discordante mais dépourvue de Pb commun conduit à un âge Archéen situé entre 2 684 ou même 2 786 Ma si on fait l'hypothèse que la discordance est le résultat d'un mélange avec une composante hercynienne. La majorité des héritages se situent autour de 2 000 Ma entre  $1\,925 \pm 37$  et  $2\,056 \pm 16$  Ma.

Ainsi, la monazite a permis de dater la mise en place de cette anatexite à  $360 \pm 4$  Ma, tandis que les zircons indiquent une grande variété d'origine du protolithe (480 Ma, 610 Ma, 2,0 Ga et 2,7-2,8 Ga).

## **Monzogranite (10 03 15) référencé SGW 79 dans les tableaux 1 et 2**

Les zircons de cette roche sont assez nombreux et souvent de grande taille (200 à 500  $\mu\text{m}$ ). Ils sont parfois rosés ou « fumés » en grains bien formés et plutôt plus gros. Environ 55 grains ont été montés en section polie. Vingt-quatre points ont été analysés sur 15 grains différents après observation des photos au MEB.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total			Radiogénique		Age (Ma)		
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±
<b>Mélanodiérite (SGE 297) Massif Central</b>														
1.1	197	94	0.48	45.7	14 465	2.172	3.694	0.087	0.11346	0.00060	0.2648	0.0062	1514	32
2.1	156	79	0.51	33.9	11 130	2.608	3.883	0.100	0.11386	0.00054	0.2508	0.0065	1443	33
3.1	94	32	0.34	27.6	10 233	1.162	2.905	0.058	0.12652	0.00049	0.3402	0.0068	1888	33
4.1	306	110	0.36	22.0	3 855	0.784	12.001	0.359	0.06392	0.00070	0.0827	0.0025	512	15
5.1	210	35	0.17	19.1	4 799	0.136	9.504	0.167	0.06224	0.00031	0.1051	0.0019	644	11
6.1	77	46	0.60	6.2	745	0.351	10.569	0.202	0.06221	0.00046	0.0943	0.0018	581	11
7.1	346	87	0.25	21.0	188 137	0.682	14.062	0.567	0.06120	0.00051	0.0706	0.0028	440	17
8.1	102	35	0.34	27.6	-	8.627	3.146	0.079	0.18339	0.00102	0.2905	0.0073	1644	36
9.1	199	109	0.55	16.8	2 088	0.152	10.287	0.170	0.06101	0.00034	0.0971	0.0016	597	9
10.1	20	15	0.77	5.0	445	3.300	3.341	0.069	0.13213	0.00172	0.2894	0.0059	1639	30
11.1	176	132	0.75	53.4	4 764	0.979	2.857	0.045	0.12673	0.00063	0.3466	0.0055	1918	26
12.1	261	144	0.55	17.4	1 665	0.441	13.002	0.343	0.06017	0.00040	0.0766	0.0020	476	12
13.1	127	60	0.47	33.6	1 949	1.152	3.273	0.060	0.11488	0.00056	0.3020	0.0055	1701	27
14.1	269	133	0.49	18.1	2 724	0.338	12.698	0.329	0.05961	0.00037	0.0785	0.0020	487	12
15.1	95	157	1.66	25.8	-	1.801	3.133	0.079	0.12481	0.00040	0.3135	0.0079	1758	39
16.1	215	132	0.61	48.5	-	2.370	3.767	0.072	0.11464	0.00040	0.2592	0.0049	1486	25
17.1	213	33	0.16	46.0	5 519	2.641	3.974	0.101	0.11276	0.00045	0.2450	0.0062	1412	32
18.1	60	99	1.65	4.5	578	0.973	11.578	0.190	0.06591	0.00119	0.0855	0.0014	529	8
19.1	330	340	1.03	28.7	4 872	0.073	9.950	0.214	0.06098	0.00030	0.1004	0.0022	617	13
20.1	200	127	0.64	53.1	6 579	3.041	3.223	0.083	0.13226	0.00068	0.3008	0.0078	1695	39
<b>Granite (SGW 79)</b>														
1.1	325	6	0.02	15.9	-	0.102	17.645	0.380	0.05553	0.00033	0.0566	0.0012	355	7
1.2	159	8	0.05	10.8	-	0.106	12.734	0.186	0.06077	0.00038	0.0784	0.0011	487	7
2.1	363	123	0.34	32.8	2362	0.283	9.538	0.192	0.06508	0.00056	0.1045	0.0021	641	12
2.2	152	39	0.26	13.7	-	0.040	9.551	0.196	0.06309	0.00034	0.1047	0.0021	642	12
3.1	672	75	0.11	29.7	1816	2.509	18.962	0.321	0.07495	0.00129	0.0514	0.0009	323	5
4.1	1148	180	0.16	50.0	2334	0.997	19.609	0.273	0.06275	0.00050	0.0505	0.0007	318	4
4.2	284	121	0.43	24.8	-	-	9.907	0.286	0.06203	0.00057	0.1009	0.0029	620	17
4.3	1168	172	0.15	49.5	770	2.200	19.880	0.322	0.07245	0.00089	0.0492	0.0008	310	5
5.1	202	42	0.21	46.0	58706	-	3.740	0.086	0.16402	0.00101	0.2673	0.0062	1527	31
5.2	1074	65	0.06	50.4	8501	-	18.391	0.265	0.05420	0.00028	0.0544	0.0008	341	5
6.1	2383	770	0.32	102.2	2010	0.732	19.900	0.296	0.06061	0.00059	0.0499	0.0007	314	5
7.1	1155	383	0.33	51.4	1458	0.854	19.157	0.308	0.06159	0.00153	0.0518	0.0008	325	5
8.1	1297	180	0.14	50.9	668	2.278	21.448	0.444	0.07308	0.00137	0.0456	0.0009	287	6
9.1	1819	457	0.25	78.3	1858	0.670	19.856	0.299	0.05994	0.00065	0.0500	0.0008	315	5
9.2	1658	470	0.28	72.5	2702	0.486	19.593	0.273	0.05863	0.00059	0.0508	0.0007	319	4
10.1	348	211	0.61	15.1	4428	0.285	19.697	0.350	0.05700	0.00071	0.0506	0.0009	318	6
10.2	423	229	0.54	17.8	1135	1.147	20.064	0.261	0.06395	0.00094	0.0493	0.0006	310	4
11.1	1352	363	0.27	56.6	1521	1.128	20.342	0.277	0.06380	0.00091	0.0486	0.0007	306	4
11.2	1411	349	0.25	63.3	2103	0.646	19.122	0.312	0.05992	0.00095	0.0520	0.0008	327	5
12.1	1790	438	0.24	74.9	3434	0.412	20.512	0.268	0.05803	0.00038	0.0486	0.0006	306	4
13.1	835	271	0.32	36.6	2745	0.394	19.528	0.282	0.05788	0.00054	0.0510	0.0007	321	5
14.1	2233	1020	0.46	96.0	739	2.180	19.220	0.645	0.07229	0.00094	0.0509	0.0017	320	10
15.1	250	67	0.27	11.1	587	2.548	18.818	0.495	0.07526	0.00336	0.0518	0.0014	325	8
15.2	2992	359	0.12	122.9	570	3.003	20.317	0.323	0.07894	0.00144	0.0477	0.0008	301	5
<b>Leucogranite (SG 26.06.03)</b>														
1.1	789	93	0.12	35.3	3142	0.182	19.339	0.485	0.05380	0.00030	0.0516	0.0013	324	8
1.2	952	121	0.13	39.2	235184	0.128	21.040	0.335	0.05336	0.00028	0.0475	0.0008	299	5
2.1	393	319	0.81	30.5	1156	1.214	11.115	0.349	0.06982	0.00086	0.0889	0.0028	549	17
3.1	681	90	0.13	30.0	846	1.543	19.396	0.362	0.06471	0.00106	0.0508	0.0009	319	6
4.1	380	100	0.26	15.2	378	3.680	20.875	0.577	0.08184	0.00278	0.0461	0.0013	291	8
5.1	292	66	0.23	13.9	-	0.127	18.172	0.398	0.05573	0.00040	0.0550	0.0012	345	7
5.2	460	52	0.11	20.0	133	13.980	16.976	0.270	0.16752	0.00796	0.0507	0.0008	319	5
6.1	978	149	0.15	41.8	596	3.092	19.669	0.342	0.07713	0.00081	0.0493	0.0009	310	5
7.1	918	302	0.33	33.7	401	4.091	22.512	0.552	0.08514	0.00124	0.0426	0.0010	269	6
8.1	661	456	0.69	30.9	137	13.099	16.061	0.347	0.16041	0.00751	0.0541	0.0012	340	7
10.1	347	95	0.27	42.1	448	0.812	6.611	0.151	0.13016	0.00374	0.1500	0.0034	901	19
10.2	433	71	0.16	60.4	136	1.168	5.182	0.357	0.20726	0.01091	0.1907	0.0131	1125	71
11.1	332	88	0.27	22.8	2242	0.169	12.493	0.328	0.05859	0.00030	0.0799	0.0021	496	13
12.1	224	111	0.49	13.7	611	2.854	13.540	0.357	0.07773	0.00147	0.0717	0.0019	447	11
14.1	257	69	0.27	64.9	1285	0.134	3.379	0.061	0.19802	0.00090	0.2956	0.0054	1669	27
15.1	387	29	0.08	19.7	1787	2.043	16.813	0.279	0.07119	0.00125	0.0583	0.0010	365	6
16.1	241	95	0.39	13.3	1303	0.361	15.608	0.282	0.05761	0.00056	0.0638	0.0012	399	7
17.1	208	46	0.22	18.3	405	4.163	9.424	0.285	0.09393	0.00344	0.1017	0.0031	624	18

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons (carte Saint-Germain)**

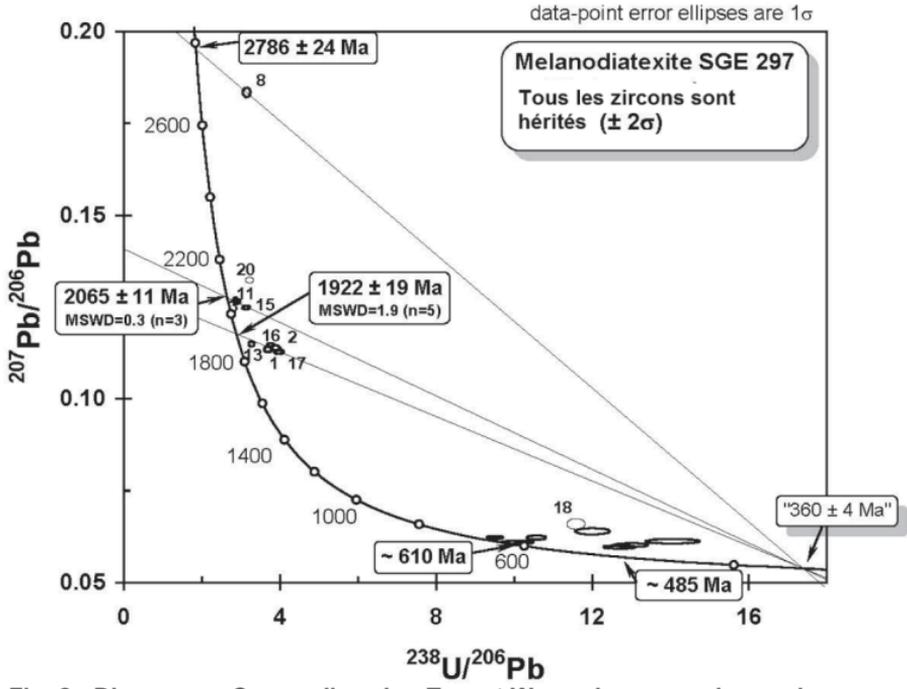


Fig. 2 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de la mélanodiatexite (SGE 297)

Grain. point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)						% Disc	
							<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	ρ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±					
<b>Mélanodiabxite (SGE 297)</b>																				
1.1	197	94	0.48	45.7	14465	0.110	0.2704	0.0063	4.195	0.106	0.1125	0.0011	0.927	1543	32	1673	21	1840	17	84
2.1	156	79	0.51	33.9	11130	0.143	0.2572	0.0067	3.994	0.111	0.1126	0.0011	0.931	1475	34	1633	22	1842	18	80
3.1	94	32	0.34	27.6	10233	0.148	0.3437	0.0069	5.934	0.146	0.1252	0.0018	0.815	1904	33	1966	21	2032	25	94
4.1	306	110	0.36	22.0	3855	0.466	0.0829	0.0025	0.688	0.036	0.0601	0.0025	0.577	514	15	531	21	609	89	84
5.1	210	35	0.17	19.1	4799	0.371	0.1048	0.0018	0.856	0.030	0.0592	0.0018	0.498	643	11	628	16	575	65	112
7.1	346	87	0.25	21.0	188137	0.010	0.0711	0.0029	0.599	0.025	0.0611	0.0005	0.977	443	17	477	16	644	19	69
8.1	102	35	0.34	27.6	-	-	0.3179	0.0079	8.038	0.206	0.1834	0.0010	0.976	1779	39	2235	23	2684	9	66
9.1	199	109	0.55	16.8	2088	0.861	0.0964	0.0016	0.717	0.052	0.0540	0.0038	0.229	593	9	549	30	371	151	160
10.1	20	15	0.77	5.0	445	3.349	0.2893	0.0059	4.047	0.669	0.1015	0.0166	0.124	1638	30	1644	126	1651	277	99
11.1	176	132	0.75	53.4	4764	0.317	0.3489	0.0055	5.961	0.135	0.1239	0.0020	0.695	1929	26	1970	20	2014	29	96
13.1	127	60	0.47	33.6	1949	0.797	0.3031	0.0055	4.509	0.187	0.1079	0.0040	0.439	1707	27	1733	34	1764	67	97
14.1	269	133	0.49	18.1	2724	0.666	0.0782	0.0020	0.585	0.036	0.0542	0.0030	0.421	486	12	468	23	380	121	128
15.1	95	157	1.66	25.8	-	-	0.3192	0.0081	5.493	0.140	0.1248	0.0004	0.992	1786	39	1899	22	2026	6	88
16.1	215	132	0.61	48.5	-	-	0.2655	0.0051	4.197	0.081	0.1146	0.0004	0.984	1518	26	1673	16	1874	6	81
17.1	213	33	1.16	46.0	5519	0.288	0.2509	0.0064	3.815	0.113	0.1103	0.0017	0.859	1443	33	1596	24	1804	27	80
19.1	330	340	1.03	28.7	4872	0.365	0.1001	0.0022	0.801	0.030	0.0580	0.0018	0.574	615	13	597	17	529	66	116
20.1	200	127	0.64	53.1	6579	0.260	0.3096	0.0080	5.559	0.161	0.1302	0.0017	0.896	1739	39	1910	25	2101	22	83
<b>Granite (SGW 79)</b>																				
1.1	325	6	0.02	16	-	-	0.0567	0.0012	0.434	0.010	0.0555	0.0003	0.964	355	7	366	7	433	13	82
2.1	363	123	0.34	33	2362	0.746	0.1041	0.0021	0.845	0.054	0.0589	0.0036	0.313	638	12	622	29	564	127	113
2.2	152	39	0.26	14	-	-	0.1047	0.0021	0.911	0.019	0.0631	0.0003	0.968	642	12	657	10	711	11	90
4.1	1148	180	0.16	50	2334	0.777	0.0506	0.0007	0.394	0.026	0.0565	0.0036	0.214	318	4	337	18	472	134	67
4.2	284	121	0.43	25	-	-	0.1009	0.0029	0.863	0.026	0.0620	0.0006	0.952	620	17	632	14	675	20	92
4.3	1168	172	0.15	49	770	2.357	0.0491	0.0008	0.362	0.069	0.0534	0.0102	0.085	309	5	313	50	346	382	89
5.1	202	42	0.21	46	58706	0.024	0.2673	0.0062	6.037	0.145	0.1638	0.0011	0.959	1527	31	1981	21	2495	11	61
5.2	1074	65	0.06	50	8501	0.213	0.0543	0.0008	0.393	0.010	0.0525	0.0011	0.554	341	5	336	7	306	49	111
<b>Leucogranite (SG 26.06.03)</b>																				
1.2	952	121	0.13	39	235184	0.008	0.0475	0.0008	0.349	0.006	0.0533	0.0003	0.941	299	5	304	4	342	13	88
2.1	393	319	0.81	30	1156	1.539	0.0886	0.0028	0.699	0.088	0.0572	0.0070	0.248	547	16	538	52	499	249	110
5.1	292	66	0.23	14	-	-	0.0550	0.0012	0.423	0.010	0.0557	0.0004	0.951	345	7	358	7	441	16	78
5.2	460	52	0.11	20	133	13.600	0.0509	0.0008	0.409	0.182	0.0582	0.0259	0.036	320	5	348	123	539	756	59
6.1	978	149	0.15	42	596	3.075	0.0493	0.0009	0.357	0.081	0.0525	0.0120	0.076	310	5	310	59	306	450	101
8.1	661	456	0.69	31	137	13.283	0.0540	0.0012	0.394	0.073	0.0530	0.0097	0.117	339	7	338	52	328	369	103
10.1	347	95	0.27	42	448	3.376	0.1462	0.0033	2.006	0.317	0.0995	0.0156	0.144	879	19	1117	102	1615	266	54
10.2	433	71	0.16	60	136	9.882	0.1739	0.0120	2.646	0.532	0.1104	0.0208	0.343	1034	65	1314	138	1805	309	57
12.1	224	111	0.49	14	611	2.968	0.0717	0.0019	0.531	0.129	0.0538	0.0130	0.108	446	11	433	82	361	470	124
14.1	257	69	0.27	65	1285	1.044	0.2929	0.0053	7.616	0.184	0.1886	0.0030	0.750	1656	26	2187	21	2730	26	61
15.1	387	29	0.08	20	1787	1.015	0.0589	0.0010	0.512	0.043	0.0631	0.0052	0.198	369	6	420	28	711	165	52
17.1	208	46	0.22	18	405	4.397	0.1014	0.0031	0.810	0.117	0.0579	0.0082	0.209	623	18	602	64	526	283	118

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  3. La correction du Pb commun utilise le rapport <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.
  4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

**Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons anciens et zircons plus récents présentant peu de Pb commun**

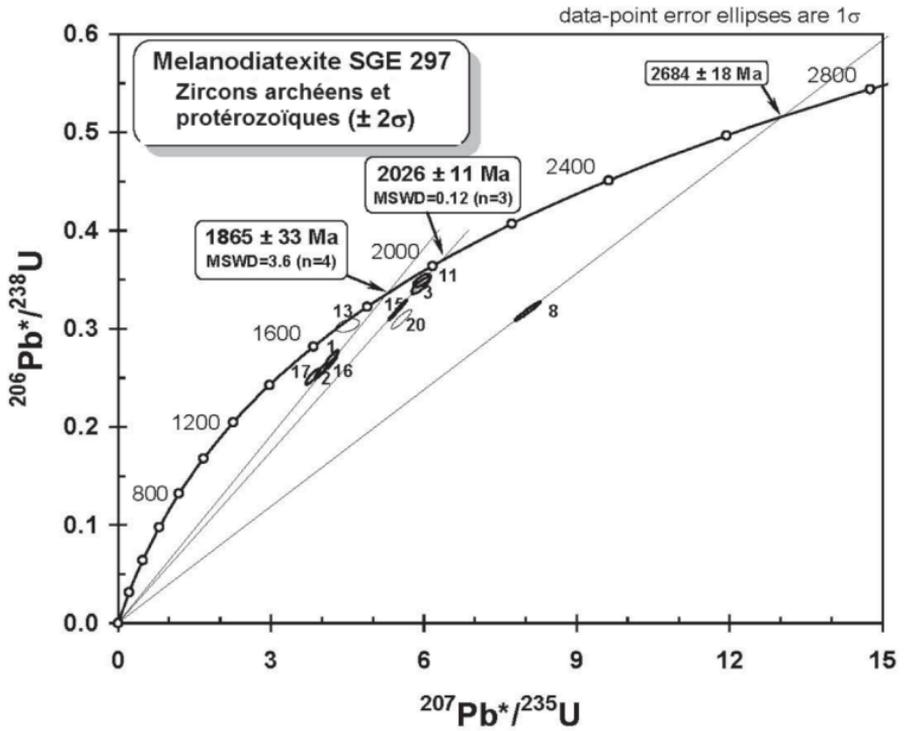


Fig. 3 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de la mélanodiablastite (SGE 297) (après correction du Pb commun par la méthode du 204Pb)

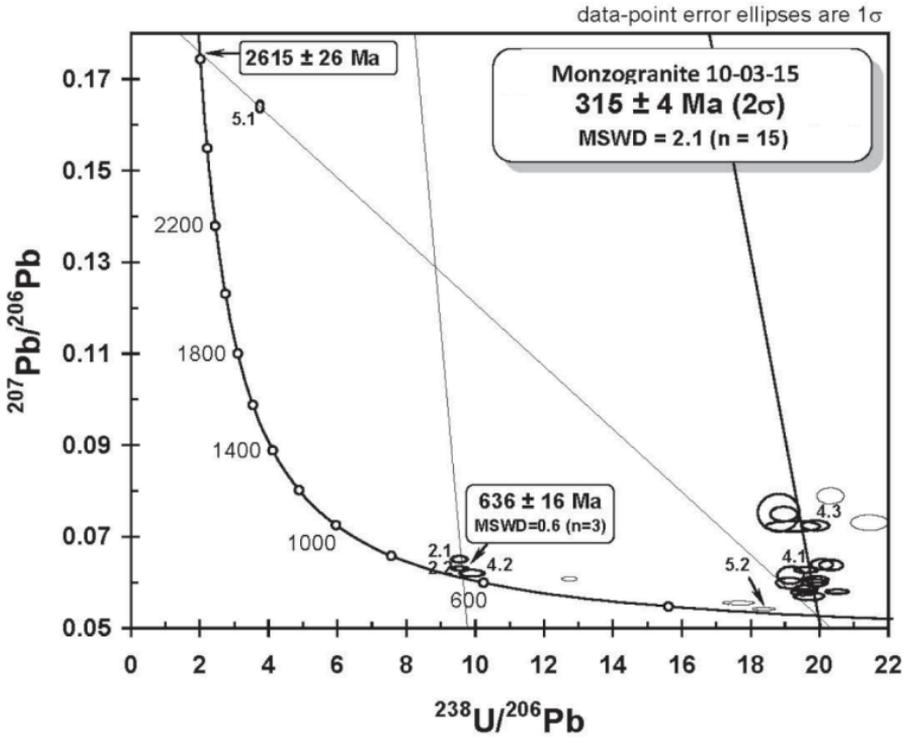


Fig. 4 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite SGW 79a

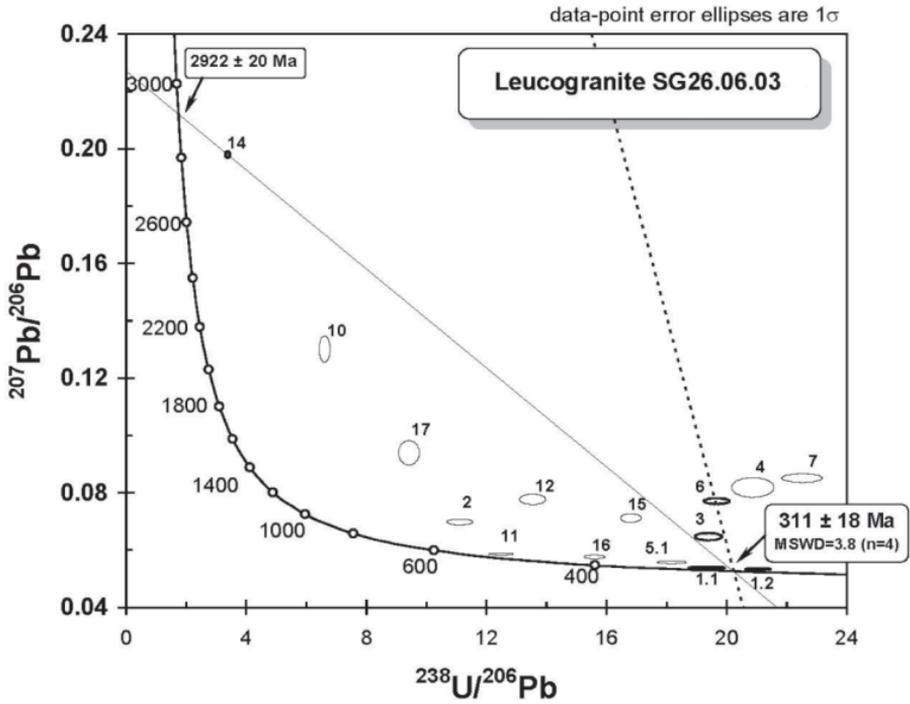


Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du leucogranite SG 26.06.03

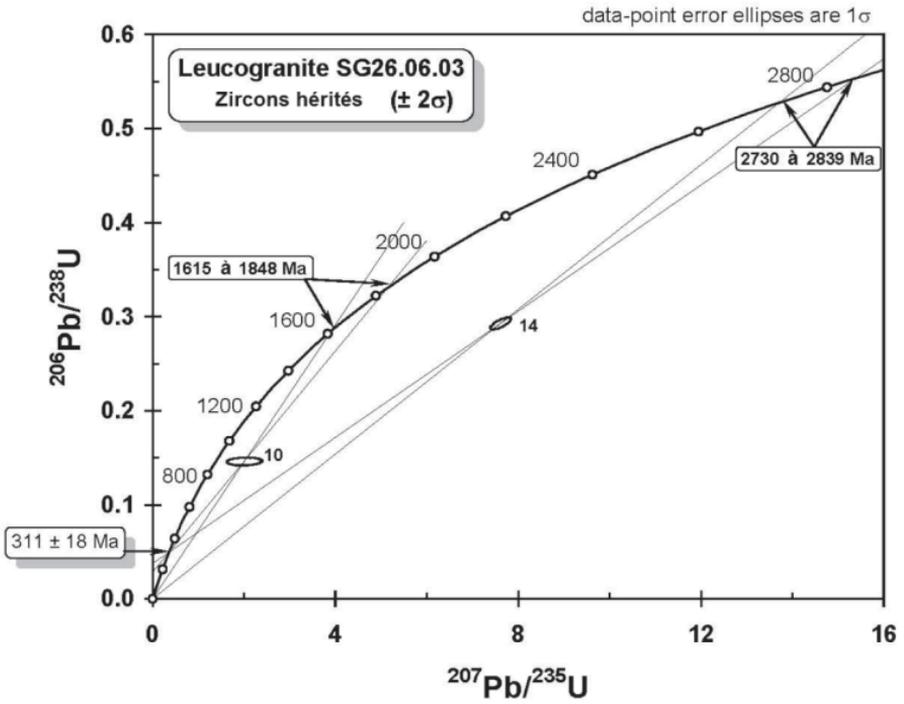


Fig. 6 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du leucogranite SG 26.06.03 (après correction du Pb commun par la méthode du  $^{204}\text{Pb}$ )

Les 24 analyses (tabl. 1 et fig. 4) sont majoritairement regroupées dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg quoique souvent discordants. Un âge hercynien est obtenu sur une population de 15 analyses souvent affectées d'une quantité significative de Pb commun (fig. 4). Un âge moyen à  $315 \pm 4$  Ma a été calculé par extrapolation depuis la composition du Pb commun à cette époque. On interprète l'âge de cristallisation de la majorité des zircons comme celui de la mise en place à  $315 \pm 4$  Ma du monzogranite 10 03 15.

### **Leucogranite (SG26.06.03)**

Les zircons de cette roche sont peu nombreux et de petite taille (300-500  $\mu\text{m}$ ). Quelques grains sont incolores, limpides et souvent bien cristallisés. La plupart des rares grains indexés se situent dans le domaine S1-S2 de l'anatexie crustale (Pupin, 1980). Environ 50 grains ont été montés en section polie. Dix-huit analyses ont été effectuées sur 15 grains différents. Les analyses sont très dispersées dans le diagramme (fig. 5) pour trois raisons :

- 1 - les héritages sont multiples
- 2 - le Pb commun est présent dans beaucoup de cas et ;
- 3 - des pertes de Pb radiogénique sont très probables.

À la lumière de ces résultats on peut simplement estimer l'âge de cristallisation (recristallisation ?) de certains grains vers  $311 \pm 18$  Ma, calculé sur 4 analyses seulement (fig. 5)

Les âges hérités sont nombreux (fig. 6). Certains se situent entre 450 et 600 Ma (grains 12, 2 et 17) et un âge archéen est clairement mis en évidence à partir du grain 14, pourtant très discordant (entre 2 730 et 2 839 Ma, fig. 6 et tabl. 2).

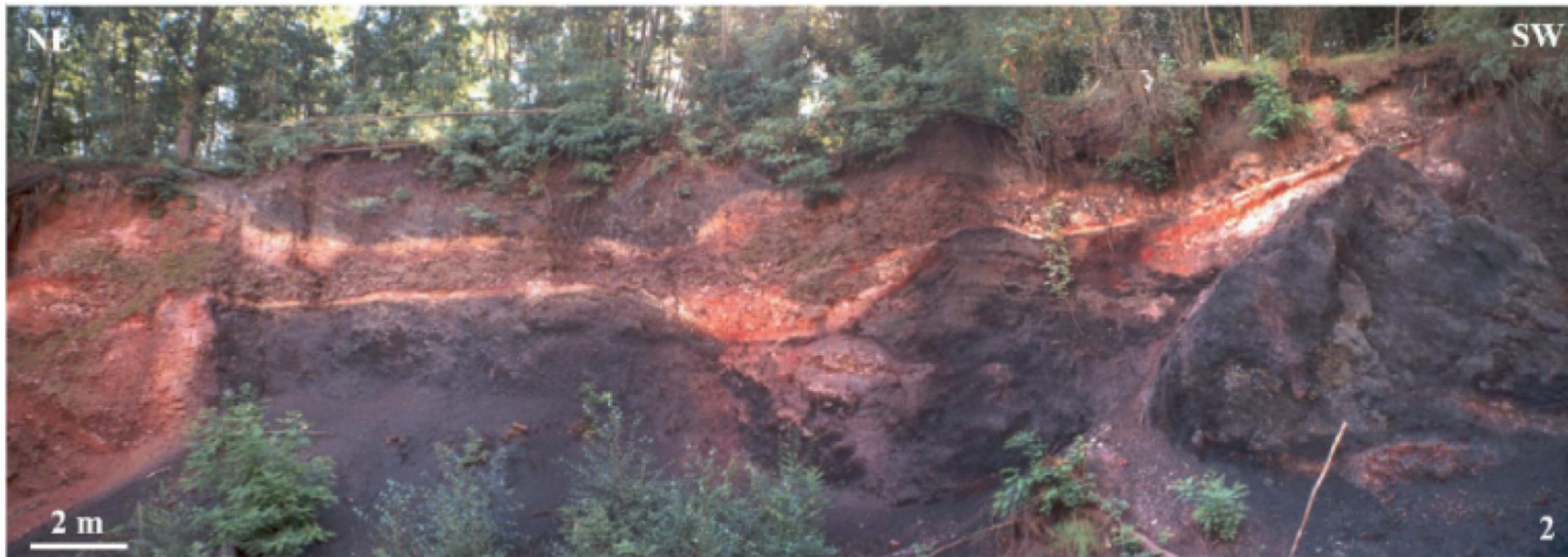


Fig. 5 - Dépôts stéphanien, site de la Taupe, faciès proximaux. La surface supérieure des dépôts est incisée par des faciès chenalissant. Cliché : A. Wattinne



Fig. 6 - Faciès sidérolithique, vallée des saints, région de Boudes à quelques km à l'ouest de Saint-Germain Lembron (cliché A. Wattinne)



**Fig. 8 - Basanite à enclaves de péridotite (Suc de Chabanon). Échantillon de 10 cm de diamètre**



**Fig. 9 - Altération poussée des roches hercyniennes (horizon feuilleté). Suc de Genestoux (surface de la photographie 1m<sup>2</sup>)**



**Fig. 11 - Sablière plio-pléistocène, à strates obliques entrecroisées, orientées N-S. D35, champs rouges, moyenne terrasse de l'Allagnon. Cliché : A. Wattinne**



**Fig. 12 - Nappe de blocs surmontant les altérites post-hercyniennes (Suc de Genestoux)**

n° d'archivage BSS	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	Gisement	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique	Observations
07421X4001	LE SAUT-DU-LOUP	Indice	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Diatexite	reste à localiser précisément, pas ou peu d'intérêt économique
07422X4001	BASSET-COUDENIER	Gîte	U	Filon	Pechblende		Diatexite	indice de la carte des gîtes minéraux à 1/500000, caractéristiques et intérêt inconnus
07422X4002	GENESTINE	Gîte	am	Filon	Améthyste, mispickel	Quartz	Diatexite	fin de l'exploitation en 1975, ne présente plus d'intérêt économique
07422X4003	BANSAT	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Leucogranite	extraction faible, arrêtée en 1914, ne présente plus d'intérêt économique
07422X4004	MONTGROS	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Leucogranite	reste à localiser précisément, ne présente plus d'intérêt économique
07422X4005	AUBIAT	Gîte	Pb	Filon	Galène	Quartz	Leucogranite	production et réserve inconnus, gîte mal situé, à rechercher et étudier
07422X4006	PLANTE-POMMIER	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Leucogranite	production et réserve inconnus, gîte mal situé, à rechercher et étudier
07422X4007	LES-MARTRES	Indice	am	Filon	Améthyste	Quartz	Monzogranite porphyroïde	probablement sans intérêt économique
07422X4008	LA-BARRE	Indice	am	Filon	Améthyste	Quartz	Monzogranite porphyroïde	probablement sans intérêt économique
07422X4009	GUERY	Indice	Ba, am	Filon	Barytine, améthyste	Quartz	Contact migmatites/leucogranite/granite	sans intérêt pour la barytine, à voir pour l'améthyste
07422X4010	LA CROIX	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Monzogranite porphyroïde	l'un des derniers et plus intensément exploités des filons d'améthyste, ne présente plus d'intérêt économique
07423X4001	PEGUT-CUIVRE	Gîte	Cu	Filon	Cu gris, chalcopryrite, pyrite, azurite, malachite	Quartz, argile, granite	Monzogranite porphyroïde	travaux insuffisants, mais faible intérêt économique <i>a priori</i>
07423X4002	CHAMEANE	Gîte	U	Champ filonien	Barytine, améthyste, pechblende, pyrite, chalcopryrite, tétraédrite	Quartz, dolomie	Leucogranite recoupant des diatexites	production = environ 18 t, à forte teneur, petit gîte épuisé
07423X4003	POUZADOUX	Indice	U	Filon	Gummite		Leucogranite recoupant des diatexites	indice de la carte des gîtes minéraux à 1/500000, caractéristiques et intérêt inconnus
07423X4004	LES CLAUSTRÉS	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Monzogranite porphyroïde	ancienne exploitation ayant été reprise sans succès
07423X4005	LA REYNERIE	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Contact diatexite/monzogranite	ancien puits d'extraction, ne présente plus d'intérêt économique
07423X4006	PEGUT	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Monzogranite porphyroïde	très ancienne exploitation avec de belles géodes d'après A. Lacroix, ne présente plus d'intérêt économique
07423X4007	ESCOUT	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Contact monzogranite/leucogranite	très ancienne exploitation, ne présente plus d'intérêt économique
07423X4008	SAINTE-CATHERINE	Indice	Pb	Champ filonien	Galène	Quartz, barytine	Contact monzogranite/leucogranite	indices cités dans un rapport de Laizer 1824), à rechercher et étudier
07424X4001	LA BESSIERE	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Leucogranite	ancienne exploitation ayant été reprise sans succès, ne présente plus d'intérêt économique
07424X4002	LADOUX	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Leucogranite	ne présente plus d'intérêt économique
07424X4003	LAIR	Gîte	am	Filon	Améthyste	Quartz	Leucogranite	ne présente plus d'intérêt économique
07425X4001	BRASSAC-LA-COMBELLE	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	gisement moyen avec de possibles réserves importantes prioritairement à l'E (J.-J. Bois, rapport 83SGN032AUV)
07425X4002	BRASSAC-CHARBONNIER	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4003	BRASSAC-ENTREMONT	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4004	BRASSAC-ARMOIS-STE-FLORINE	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4005	BRASSAC-GROSMENIL	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4006	BRASSAC-FONDARY	Gîte	cha	Stratiforme	Houille	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001

Tabl. 2 - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)

n° d'archivage BSS	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	Gisement	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique	Observations
07425X4007	BRASSAC-MEGECOSTE	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4008	BRASSAC-FRUGERES	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4009	BRASSAC-LES-BARTHES	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07425X4010	CHAMBEZON	Indice	Fe	Stratiforme	Goethite, limonite	Sable, argile	Paléosol sidérolithique	ne présente plus d'intérêt économique
07425X4011	TOURETTE	Indice	Fe	Stratiforme	Goethite, limonite	Sable, argile	Paléosol sidérolithique	cf. 5x4012
07425X4012	RECOULES	Indice	Fe	Stratiforme	Goethite, limonite	Sable, argile	Paléosol sidérolithique	ne présente plus qu'un intérêt historique
07425X4013	LEMPDES	Indice	Fe	Stratiforme	Goethite, limonite	Sable, argile	Paléosol sidérolithique	cf. 5x4010, 4011 et 4012
07426X4001	VALLAGER (COTES DE VALLAGEIX)	Gîte	Ba, Pb	Champ filonien	Barytine, galène	Quartz	Diatexite	gisement mal connu, à revoir
07426X4002	SERLANDE	Gîte	Ba, Pb, Zn	Champ filonien	Barytine, galène, blende	Quartz	Leucogranite, diatexite	sans intérêt économique apparent, mais à revoir
07426X4004	RISOLLES (AUZON)	Indice	As	Filon	Mispickel	Quartz	Métatexite	or à doser
07426X4005	PLANCHE-DE-LA-BRUGERE	Gîte	Ba, Pb	Champ filonien	Barytine, galène, mispickel, blende, pyrite	Quartz	Diatexite	peu d'intérêt économique
07426X4006	CHAZELLE	Indice	Ba , Sb, As	Filon	Barytine, stibine, mispickel		Diatexite	à vérifier, mais intérêt probablement minime
07426X4007	ESCOLGES	Indice	Ba, am	Filon	Barytine, améthyste	Quartz	Leucogranite, métatexite	intérêt économique probablement faible
07426X4008	JUMEAUX	Gîte	cha	Stratiforme	Houille	Schistes, grès	Petit lambeau houiller/diatexite	sans intérêt économique
07426X4009	BOIS-DU-ROI	Indice	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Métatexite	intérêt économique ? à revoir ?
07426X4010	L'AUBETTE (COMBELANGES)	Gîte	Ba, Pb	Inconnu	Barytine, galène	Quartz	Métatexite à l'Ouest, diatexite à l'Est	vaste structure mal connue, à revoir
07426X4011	RIOUVEIX	Indice	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Diatexite	probablement sans intérêt économique
07426X4012	BRENAT	Indice	Ba	Champ filonien	Barytine	Quartz	Leucogranite au Nord, diatexite au Sud	faisceau de 3 filons, à vérifier et étudier
07426X4013	COURTIAL	Indice	Ba	Filon	Barytine	Quartz	Leucogranite, diatexite	non connu, à vérifier
07426X4014	LA CHAUX	Indice	Ba	Filon	Barytine	Quartz	Leucogranite, diatexite	non connu, à vérifier
07426X4015	MORISSANGES	Indice	Ba	Champ filonien	Barytine	Quartz	Diatexite	intérêt économique à peu près inconnu ; à revoir
07426X4016	LA GARDE	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Leucogranite	structure reconnue sur environ 2 km, évolution aval peu connue, à revoir
07426X4017	MOULIN-BAS	Indice	Ba	Filon	Barytine	Quartz	Contact métatexite/diatexite/leucogranite	intérêt économique à peu près inconnu ; à revoir
07426X4018	GOURDINE	Indice	Pb	Filon	Galène	Quartz	Métatexite	à revoir
07426X4019	FRESSANGE	Gîte	cha	Stratiforme	Houille	Schistes, grès	Petit lambeau houiller encadré par 2 failles NW-SE	sans intérêt économique
07426X4020	MARNAC	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène, améthyste	Quartz	Métatexite/diatexite	longue structure (2,5 km) dont l'aval pendage est totalement inconnu
07426X4021	VEZEZOUX	Indice	Ba, am	Filon	Barytine, améthyste	Quartz	Leucogranite	indice à rechercher et vérifier
07426X4022	LE-SAY	Indice	Ba	Filon	Barytine	Quartz	Métatexite	indice à localiser, avec peu d'intrêt a priori

Tabl. 2 (suite) - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)

n° d'archivage BSS	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	Gisement	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique	Observations
07426X4023	BRASSAC-LA-TAUPE	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Bassin houiller de Brassac-les-Mines	partie du gisement de Brassac : cf. 5x4001
07426X4024	LUBIERES	Gîte	cha	Stratiforme	Houille, sidérite	Schistes, grès	Extension du Bassin houiller de Brassac-les-Mines sous Oligocène	gîte insuffisamment reconnu, au sud de Brassac s.s.
07426X4025	LES TRONCHERES (LES TRONCHARSES)	Indice	As	Champ filonien	Mispickel	Quartz, argile	Leucogranite, diatexite	plusieurs structure parallèles, décrites par Pousse en 1904, à vérifier
07426X4026	LA CUSSE	Indice	FeS <sub>2</sub>	Filon	Pyrite		Métatexite	indice à vérifier et à doser pour l'or s'il existe bien
07426X4027	LE-CHANTIER (L'USINE)	Indice	As	Filon	Mispickel		Métatexite	indice à vérifier et à doser pour l'or s'il existe bien
07426X4028	VAUREILLES (CLEMENSAT)	Indice	dis	Disséminé	Disthène		Diatexite	abondance de disthène sur au moins 7 m de puissance ; à développer
07426X4029	COURTILLES	Indice	Ba, As	Filon	Mispickel, pyrite, barytine	Quartz	Diatexite	5 filons parallèles déclarés par Cubaret en 1912
07426X4030	TRIOZON	Gîte	Ba, Sb ,Pb	Filon	Barytine, galène, mispickel, stibine	Quartz	Diatexite	production très faible ; sans intérêt pour la barytine, mais Sb et Pb à revoir
07426X4031	JAURIAT (CHAZELLE NE.)	Gîte	Ba	Champ filonien	Barytine, stibine, mispickel	Quartz	Diatexite	fiasceau de plusieurs filons, à production faible, sans intérêt pour Ba ; aval pendage inconnu ; à revoir
07426X4032	PIED-BOUDRY (AZERAT)	Indice	Ba	Filon	Barytine		Diatexite	à 50 m à l'W du filon de Jauriat (6x4031) ; intérêt minime
07427X4001	ESTROUPIAS	Indice	As	Filon	Mispickel	Quartz, barytine	Métatexite	très mal connu ; à revoir
07427X4002	LE RODIER	Gîte	As, Ba	Filon	Mispickel, pyrite, chalcopryrite, barytine	Quartz	Contact faillé leucogranite/diatexite	production de l'ordre de 3000 t de minerai à 4-25 % de barytine, très pauvre en As ; très petit gîte probablement épuisé
07427X4003	TEIX (TEIX-LES-CLUZELLES)	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, pyromorphite, galène	Quartz	Leucogranite de Champagnac	petite production (qq milliers de t) au XIX <sup>e</sup> siècle ; petit gîte, épuisé pour l'essentiel
07427X4004	CEILLOUX (CHAMBREFAITE)	Indice	Ba, F, Pb	Filon	Barytine, fluorine, galène	Quartz	Contact leucogranite/métatexite	la carte géologique mentionne un filon d'allongement assez important, mias restant à étudier
07427X4005	VIEILLE-PRADE (VALZ)	Indice	Ba, Zn, Cu	Filon	Barytine, blende, chalcopryrite	Quartz	Contact leucogranite/métatexite	indice à localiser précisément et étudier
07427X4006	LA VIALLE	Gîte	As, Ba	Filon	Mispickel, pyrite, chalcopryrite, barytine	Quartz	Contact leucogranite/diatexite	filon subparallèle et comparable à celui du Rodier (7x4002), reconnu sur 400 m à l'affleurement, à doser pour l'or
07427X4007	FILON-GEORGE-POUSSE	Gîte	As, Ba	Filon	Mispickel, pyrite, chalcopryrite, barytine	Quartz	Contact leucogranite/diatexite	parallèle et comparable à celui du Rodier (7x4002), à doser pour l'or
07427X4008	RIOL	Gîte	As, Ba	Filon	Mispickel, pyrite, chalcopryrite, barytine	Quartz	Leucogranite, diatexite	filon subparallèle et comparable à celui du Rodier (7x4002), reconnu sur 300 m à l'affleurement, à doser pour l'or
07427X4009	ESPELUCHES	Gîte	As, Au	Filon	Mispickel, pyrite, or, argent	Quartz	Contact faillé leucogranite/diatexite	production de 600 à 800 t de minerai à 20 % ; très petit gîte mais longue structure ; à revoir ?
07427X4010	CHASTRETTE	Indice	Ba	Filon	Barytine		Leucogranite	indice très mal connu, cité par Dorlhac et correspondant au filon NW de la carte géol.
07427X4011	LA ROUYEYRE (LES CALLES DE DUMAS)	Indice	As	Champ filonien	Mispickel		Leucogranite, diatexite	à localiser, vérifier et doser pour l'or
07427X4012	PELAVIT	Gîte	Pb	Filon	Galène	Quartz, barytine	Diatexite	2 filons parallèles, mentionnés par Dorlhac ; observation de vieux travaux par Barrier (1971) ; à revoir
07427X4013	LA RABIDE	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène	Quartz	Leucogranite, diatexite	production très faible, indice peu connu pour la barytine et pas du tout pour la galène ; à revoir
07427X4014	LES VIDAUX (DREINS)	Indice	Ba	Champ filonien	Barytine		Mélatexite	3 filons parallèles non signalés par Dorlhac et non vérifiés sur le terrain ; intérêt économique ? À revoir
07427X4015	DURBIAT	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène, pyromorphite, oxydes de fer	Quartz	Leucogranite arénisé et argilisé	filon croiseur de celui de Teix (7x4003), production de qq milliers de t
07427X4016	LES CLUZELLES	Gîte	Ba, Pb	Filon	Barytine, galène, pyromorphite		Leucogranite de Champagnac	filon faisant partie de l'ensemble du Teix (7x4003) ; production probablement nulle
07427X4017	BOIS-DU-FAUX (LES GAFAROTTES)	Indice	Ba	Filon	Barytine		Diatexite	petit filon sans intérêt économique
07428X4001	CHAMPAGNAC-PLAN-D'EAU	Indice	Ba	Filon	Barytine, oxydes de fer		Leucogranite de Champagnac	chapeau de fer ? extension orientale du filon du Teix (7x4003), sans intérêt économique
07428X4002	SAINT-VERT	Indice	Ba	Filon	Barytine		Diatexite	alignement de la carte géol., à revoir

Tabl. 2 (fin) - Caractéristiques des gîtes et indices minéraux de la carte Saint-Germain-Lembron (742)

*Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.*

*Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.*

**Échelle 1/50 000**

