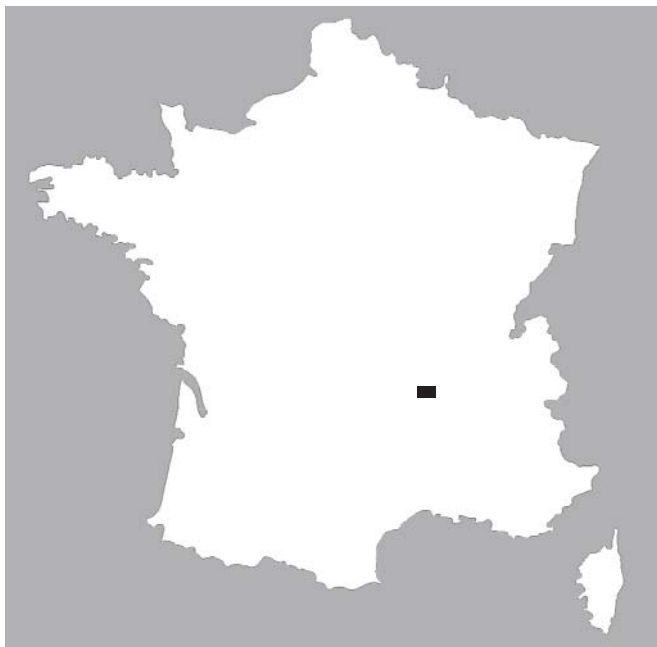


**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

FIRMINY

par

B. BARBARIN, M.-C. GERBE, G. VITEL,
H. GONORD, F. COUETTE, P. LEBRET



FIRMINY

La carte géologique à 1/50 000
FIRMINY est recouverte
par les coupures
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord : MONTBRISON (N° 167)
au Sud : MONISTROL (N° 176)

Ambert	Montbrison	Saint-Symphorien-sur-Cosse
Arlanc	FIRMINY	Saint-Étienne
Craponne-sur-Arzon	Monistrol-sur-Loire	Annonay

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
FIRMINY À 1/50 000**

par

**B. BARBARIN, M.-C. GERBE, G. VITEL, H. GONORD,
F. COUETTE, P. LEBRET**

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* : BARBARIN B., GONORD H., VITEL G., COUETTE F., GERBE M.-C., BECQ-GIRAUDON J.-F., LAGARIGUE J.-L. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Firminy (744). Orléans : BRGM. Notice explicative Barbarin B., Gerbe M.-C., Vitel G., Gonord H., Couette F., Lebret P., 129 p.

– *pour la notice* : BARBARIN B., GERBE M.-C., VITEL G., GONORD H., COUETTE F., LEBRET P. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Firminy (744). Orléans : BRGM, 129 p. Carte géologique par Barbarin B., Gonord H., Vitel G., Couette F., Gerbe M.-C., Becq-Giraudon J.-F., Lagarigue J.-L. (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 : 978-2-7159-1744-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	7
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ÉLÉMENTS DE MORPHOLOGIE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	13
<i>LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE</i>	16
Formations métamorphiques	16
Différentes unités granitiques	16
Bassin houiller de Saint-Étienne	18
Ensembles sédimentaires et volcaniques tertiaires	18
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	19
DESCRIPTIONS DES TERRAINS	21
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	21
Formations métamorphiques	21
Formations magmatiques	25
Terminaison occidentale du Bassin de Saint-Étienne :	
Stéphanien supérieur	36
Filons	38
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	38
Formations sédimentaires tertiaires	38
Formations volcaniques tertiaires	52
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	59
Altérites	60
Dépôts de versants	61
Formations alluviales	63
PRINCIPAUX ACCIDENTS ET ÉVOLUTION TECTONIQUE	71
<i>CISAILLEMENT DUCTILE DE LA RIVOIRE – CHÉNIEUX</i>	71
<i>ACCIDENTS CASSANTS</i>	71
<i>ANALYSE DE LA DÉFORMATION RÉGIONALE</i>	75
ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE DU SOCLE	77
FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN HOULLER DE SAINT-ÉTIENNE	81

ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE ET VOLCANISME CÉNOZOÏQUES	83
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	86
ÉVOLUTION QUATERNAIRE – PALÉOHYDROGRAPHIE	89
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE	91
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	94
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	94
Hydrographie	94
Ressources en eau souterraine	95
Eaux minérales	95
<i>OCCUPATION DES SOLS</i>	96
<i>MOUVEMENTS DE TERRAIN</i>	97
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	97
Houiller productif	97
Filons de quartz minéralisé	97
Autres substances minérales	99
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	99
Sables et alluvions	99
Argiles	99
Pierres de taille	100
Granulats	100
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	101
<i>SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	101
Série du Pilat	101
Granites porphyroïdes	103
Complexe anatactique du Velay	103
Leucogranites	104
Zone broyée de la Loire	105
Dépôts du bassin houiller de Saint-Étienne	106
Formations tertiaires	106
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	107
AUTEURS DE LA NOTICE	117
ANNEXES	119

<i>ANNEXE I - LOCALISATIONS ET BRÈVES DESCRIPTIONS DES PRINCIPALES ROCHES DONT LES ANALYSES CHIMIQUES SONT PRÉSENTÉES DANS L'ANNEXE II</i>	121
<i>ANNEXE II - COMPOSITION CHIMIQUE DES PRINCIPALES ROCHES PRÉSENTES SUR LA FEUILLE FIRMINY</i>	122
<i>ANNEXE III - RÉSULTATS DES DATATIONS U-Pb (LASER-ICPMS-MC) SUR ZIRCONS ET U-Th-Pb SUR MONAZITES DES PRINCIPAUX GRANITES DE LA FEUILLE FIRMINY (COCHERIE, 2007)</i>	128
<i>ANNEXE IV - RÉSULTATS DES DATATIONS K/AR SUR ROCHES TOTALES DE CINQ ÉCHANTILLONS DE ROCHES VOLCANIQUES DE LA FEUILLE FIRMINY (BELLON, 2003)</i>	129

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Réseau hydrographique drainant la feuille Firminy	12
Fig. 2 - Localisation des pointements volcaniques tertiaires sur le versant oriental des Monts du Forez (Vitel, 2001)	14
Fig. 3 - Corrélation entre les différents forages réalisés par le CEA dans le Sud du bassin du Forez	40
Fig. 4 - Log synthétique de la carrière des Plantées (Ech-Cherif El-Khetani, 1996, modifié)	41
Fig. 5 - Carte détaillée du secteur de Montclaret (Gerbe <i>et al.</i> , 2000, modifiée)	54
Fig. 6 - Log synthétique du complexe volcano-sédimentaire de Montclaret (Gerbe <i>et al.</i> , 2000, modifié)	55
Fig. 7 - Édification polyphasée du complexe volcanique de Montclaret	58
Fig. 8 - Etagement des terrasses alluviales de la Loire en aval du barrage de Grangent	64
Fig. 9 - Localisation des principaux accidents cassants présents sur la feuille Firminy	70
Fig. 10 - Trajets P-T-temps pour les roches métamorphiques de la feuille Firminy avec les géothermes relatifs, respectivement, à l'épisode de métamorphisme BP-HT et de migmatisation D3 de l'unité inférieure des gneiss (hachures verticales) et à l'anatexie vellave D4 (pointillés) (Vitel <i>et al.</i> , 2000, d'après Montel <i>et al.</i> , 1992)	78
Fig. 11 - Colonne lithostratigraphique synthétique (sans échelle) des dépôts tertiaires de la partie méridionale de la plaine du Forez	82

Fig. 12 - Paléotracés de la Loire (Couette, 2000)	88
Fig. 13 - Place des événements ayant affectés les différentes entités géologiques de la feuille Firminy dans le cadre général de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du Massif central	90
Fig. 14 - Localisation géographique des sites remarquables de l'itinéraire géologique	102

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Localisations et caractéristiques des gisements volcaniques de la carte de Firminy	50-51
Tabl. 2 - Résumé des principaux événements néovarisques observés sur la feuille Firminy	74
Tabl. 3 - Localisations des principales carrières en activité ou hors d'activité, situées sur la feuille Firminy	98

RÉSUMÉ

Situé au Nord-Est du Massif central et à l'Ouest de l'agglomération de Saint-Étienne, le territoire correspondant à la carte Firminy recouvre la bordure orientale des Monts du Forez, la partie méridionale du bassin tertiaire du Forez et l'extrémité occidentale du bassin houiller de Saint-Étienne.

Les gorges de la Loire découpent le secteur en deux entités morphologiques bien distinctes. À l'Ouest, une succession de plateaux permet de descendre régulièrement du plateau du Haut-Forez vers la Loire et vers la plaine du Forez. À l'Est, un plateau au relief assez peu contrasté sépare la plaine du Forez au Nord et le bassin houiller au Sud.

Cette région est dominée géologiquement par les granites et les migmatites de l'imposant et vaste complexe anatectique du Velay. Les granites couvrent la majeure partie de la feuille. Les migmatites occupent la zone centrale de la feuille et deviennent de plus en plus abondantes en allant vers le Nord. De vastes enclaves parfois plurikilométriques de granites porphyroïdes (Gumières) sont dispersées dans le complexe du Velay.

Plusieurs lambeaux de la série métamorphique du Pilat sont présents en rive droite de la Loire. Cette série renferme des lentilles de granites à deux micas cisailés (la Rivoire). Elle constitue également l'encaissant de granite porphyroïde fortement cataclasé (Saint-Just-sur-Loire – la Gampille). L'épais sill de granite à deux micas de Chambles, puis les granites à grain fin filoniens terminent l'histoire plutonique de la feuille Firminy.

Le socle varisque est fortement fracturé. La fracturation est intense au niveau des gorges de la Loire (zone broyée de la Loire) et sur le plateau situé en rive droite de la Loire où d'importantes zones mylonitiques se développent. Dans ce secteur, les grands décrochements dextres néovarisques conduisent à la formation du bassin houiller de Saint-Étienne.

Au Tertiaire s'individualise le bassin d'effondrement de la plaine du Forez qui s'emplit progressivement de sédiments détritiques. Ces sédiments sont largement masqués par de nombreuses terrasses alluviales quaternaires superposées. Contemporain de la formation et du remplissage de la plaine du Forez, le volcanisme oligo-miocène est représenté par les restes de petits appareils dispersés essentiellement sur le flanc oriental des Monts du Forez.

ABSTRACT

Building of the Variscan belt is now considered as resulting of a continent-continent collision. The Velay anatectic complex which appears

as a huge dome, the youngest and the largest (about 7.000 km²) of the major Variscan granitoids of the Massif central, was formed during the last periods of the upper Carboniferous convergence, near by 300 Ma. In the area of the map, attention is focused not only on the Velay granites and migmatites, but also on the others granitic bodies, the Pilat series and the Tertiary sediments and volcanic rocks.

The Pilat series

The Pilat series is composed by a pile of peraluminous micaschists and gneisses, mainly derived from pelites and grauwackes. This unit includes some lenses of quartzo-feldspathic gneiss (leptynites), of early Paleozoic age, derived from acidic volcanites, and larger lenses of sheared two-mica granites (la Rivoire). The oldest Gt-St-Bi paragenesis reveals an early intermediate pressure-temperature metamorphic stage. It has been followed by a retrogression stage characterized by And-Si-Bt-Cd paragenesis under low P and high T conditions. Metamorphic rocks and included granite of the Pilat series display a strong ductile shearing which can be related to a main ductile extensional fault located on the margin of the Velay anatectic complex (Malavieille *et al.*, 1990). The Pilat series belongs to the so-called Lower Gneissic Unit of the Massif central (Ledru *et al.*, 1989).

The most striking phase of folding which can be seen in the micaschistes and gneisses is evidenced by the deformation of their foliation. Thus, these metamorphic rocks exhibit axial surface broadly striking NE-SW. A superimposed phase of folding D4 striking N-S to NNW-SSE with associated vertical crenulation is accompanied by a new schistosity, bearing a chlorite and muscovite retrogressive assemblage in shear-zones. This D4 tectono-metamorphic phase is connected with the Velay emplacement which is responsible for an extension phase and the main ductile fault located on the margin of the anatectic complex.

The porphyritic granites

The Pilat series hosts the Saint-Just-sur-Loire and la Gampille porphyritic granites. These two Bt-bearing granites are very similar and both display a strong brittle deformation. They probably formed a unique pluton disrupted by a dextral transcurrent fault. They are more or less contemporary of the Velay granites.

The latter host older porphyritic granites which occur as metric to kilometric enclaves. The Gumieres porphyritic granite differs from the porphyritic granites which are intrusive in the Pilat series because it consists of a amphibole-bearing rock and displays a magmatic fabric underlined by the mafic minerals and dioritic enclaves, and no strong brittle deformation.

The Velay anatectic complex

The Variscan Velay anatectic complex was built up by 300 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982). It consists of Bt- and Cd-bearing monzogranites and migmatites. These rocks contain numerous and contrasted types of enclaves of various size (Didier, 1964). The enclaves of porphyritic granites described above, appear as dismembered pieces of earlier intrusive bodies. Large panels of metamorphic rocks (migmatites, leptynites, orthogneisses) also are xenoliths. Some of them can show evidence of partial melting and assimilation. Other enclaves, composed of mafic Bt- and Hb-bearing plutonic rocks (the so-called vaugnerites), result from mingling between felsic Velay monzogranite or migmatite, and mantle-derived magmas (along the D5 road, north of Marols). The present-day mineralogy of these enclaves is not the primary one. Nevertheless, equilibration between these enclaves and their host was not complete.

The Velay monzogranites constitute the major part of the complex. Several granite subtypes may be defined accordingly to their structure, their mineralogy and their chemistry:

- the most abundant subtype consists of a heterogeneous, medium to coarse grained rock ranging from syenogranite to monzogranite. Generally intermediate to dark, the color of this rock depends on the variable proportion of biotite and/or cordierite (Leignecq, Tortorel) ;
- the second subtype consists of a localized, felsic, medium grained and cordierite-rich rock. This rock displays neat flow figures underlined by alignments of biotite and of large (1 to 5 cm) cordierite dots (Pierrot, West of Estivareilles). Abundant and various enclaves are common in this subtype ;
- locally, the monzogranite is medium to fine grained, cordierite-free and yields small K-spar phenocrysts (about 2 to 3 centimetre long) ;
- the last subtype is a banded monzogranite in which cordierite is variably present. This rock generally occurs between the anatectic monzogranite and the migmatite.

The migmatites, generally scattered in the Velay complex, are largely exposed in the central and northern part of the area under study, between the Haut-Forez plateau and the Forez graben. Contact between migmatites and monzogranites are generally progressive, and frequently underlined by the banded monzogranite. Cordierite may occur as small or large clots in the migmatites. However, the distribution of the cordierite clots is extremely irregular.

The two-micas granites

Three generations of two-mica granites can be distinguished on the Firminy map:

- the oldest two-mica granite (la Rivoire) is 322 Ma old. It forms large lenses in the peraluminous micaschistes and gneisses of the Pilat series. Like its host, this rock displays evidence of strong ductile shearing ;
- the second generation of two-mica granite forms a thin laccolith (Chambles). It is 289 Ma old. This coarse grained two-mica granite contains large muscovite flakes and show only brittle deformation along the majors faults ;
- the last generation of two-mica granite occurs as dikes which follow a broad Nord-South orientation. These dykes which crosscut the monzogranites and migmatites of the Velay complex, form a network which extends largely outside the map, to the North and to the South. This fine grained two-mica granite might be about 260 Ma old.

Permo-carboniferous sediments of the Saint-Étienne basin

The Saint-Étienne Basin is a N45°E southward-dipping half graben. To the north, it unconformably overlies the Monts du Lyonnais metamorphic series, and to the south it is in contact with gneiss and granites of the Pilat series at the northern edge of the Velay complex. The opening of the basin was governed by normal shear movement of the Pilat Fault to the south during the episode of crustal thinning that marked the Stephanian-Autunian period in the inner Variscan zones. The basin was filled with siliciclastic and continental sediments accompanied by episodes of felsic volcanism.

Tertiary sediments and volcanic rocks

Tertiary sediments fill up the Forez graben located to the north-east corner of the map and which extends northwards. This small basin is bounded by normal faults which consist of reworked late-Variscan transcurrent faults. Sediments are mostly detritic with sands, more or less enriched in clay minerals, and frequently conglomerates. The sedimentary sequence begins during early Eocene with sands and red clays which indicate a period of pedogenic alteration. Then, discontinuous tectonic movements result in alternative deposits of either coarse grained or clay-rich sediments. During the periods of relative tectonic calm, limestone locally forms thin lenses within argillaceous sands. One of these carbonate deposits, which contains an abundant fossil fauna, is of great stratigraphic interest because it indicates an upper Priabonian age.

Volcanic activity expanded during Oligocene and Miocene (between 29 Ma à 13 Ma: Bellon et Hernandez, 1979 ; Gerbe *et al.*, 1998 ; Lenoir *et al.*, 2000). The olivine-rich basanites occur as small necks, dykes or flows, which now are located on the top of some hills. Small analcime crystals could be locally observed (Montsupt). These volcanic rocks belong to the alkaline, dominantly sodic, and undersaturated Forez volcanic province. They are scattered mainly on the Variscan basement.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ÉLÉMENTS DE MORPHOLOGIE

Le territoire couvert par la feuille Firminy est situé à l'Est du Massif central, presque entièrement dans le département de la Loire. Quelques communes des départements de la Haute-Loire et du Puy-de-Dôme sont cependant présentes sur la feuille, respectivement sur sa bordure sud et sa bordure ouest.

Une succession de plateaux disposés en marches plus ou moins régulières et entaillés par de profondes vallées permet de descendre des Monts du Forez (1 000-1 200 m) qui bordent la feuille à l'Ouest, vers les agglomérations de la plaine du Forez (370-380 m), ou vers celles de Firminy et de Saint-Étienne (500-700 m) qui occupent la bordure orientale de la feuille et s'étale sur la feuille voisine de Saint-Étienne. La Loire qui traverse la partie orientale de la feuille, creuse des gorges atteignant des profondeurs parfois de près de 400 m jusqu'au barrage de Grangent avant de se jeter dans la plaine du Forez. Ces gorges constituent une barrière importante au développement de la zone urbaine de Firminy vers l'Ouest. Au Sud, le territoire couvert par la feuille Firminy se rattache au plateau du Velay (750-850 m), également largement entaillé par la Loire (feuille de Monistrol).

Le réseau hydrographique de la feuille Firminy (fig. 1) est nettement dominé par la Loire. Tous les cours d'eau appartiennent au bassin versant de la Loire. Trois directions principales d'écoulement des eaux peuvent être distinguées sur la rive gauche de la Loire. La Mare suit alternativement ces trois directions (Gourgaud, 1973) : son cours supérieur (à la limite entre les feuilles Arlanc et Firminy) est grossièrement nord-sud avant d'obliquer vers le Nord-Est ; son cours moyen entre Gumières et Saint-Marcellin suit une direction ENE-WSW ; puis, elle s'oriente SE-NW avant de redevenir grossièrement nord-sud en arrivant dans la Plaine du Forez. La Loire dont la direction nord-est est largement dominante sur la feuille Monistrol et au Sud de la feuille Firminy, s'infléchit brusquement vers le Nord au niveau du Pertuiset. L'Andrable, à l'Ouest de la feuille comme l'Ance qui draine la feuille voisine d'Arlanc présentent également une orientation subméridienne. Le Bonson, ses affluents et la grande majorité des ruisseaux de la feuille suivent surtout la direction SW-NE, mais également les deux autres directions dominantes. Sur la rive droite de la Loire, au Sud du barrage de Grangent, une direction grossièrement E-W vient s'ajouter aux précédentes. Le réseau hydrographique épouse ainsi parfaitement les grandes directions structurales de la région, délimitant les grands panneaux de socle qui descendent en marche d'escalier tout le versant oriental des Monts du Forez.

La géomorphologie du secteur est non seulement contrainte par la tectonique cassante, mais également par la nature et l'altération des roches. Les grands

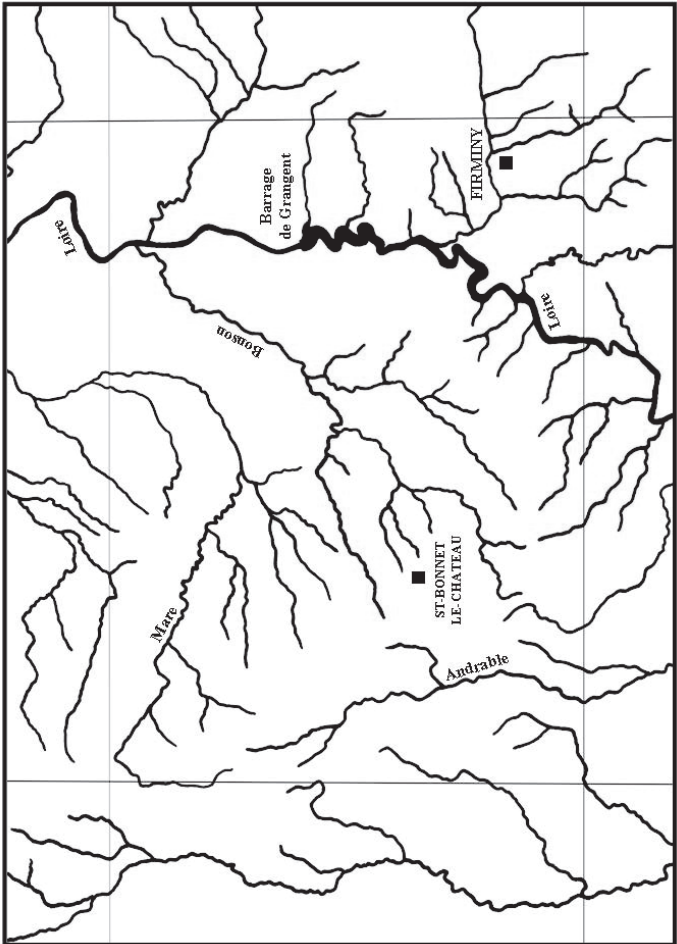


Fig. 1 - Réseau hydrographique drainant la feuille de Firminy

plateaux de la feuille Firminy où l'arénisation des roches est intense, sont accidentés de buttes plus ou moins boisées correspondant à des tors ou à des chaos granitiques. Les buttes plus importantes (souvent appelées « suc ») sont armées soit par des filons de granite à grain fin dans la région de Saint-Bonnet-le-Château et de Montarcher (Ouest de la carte), soit par des culots, des filons ou des fragments de coulées basaltiques (bordure septentrionale de la carte). Dans le cas des buttes allongées, les filons grossièrement orientés nord-sud donnent des morphologies variées en fonction de leur inclinaison. Le plus souvent proches de la verticale, ces filons peuvent être inclinés comme à Saint-Bonnet-le-Château ou horizontaux comme à Montarcher. Dans le coin nord-ouest de la feuille, une nette dépression correspond au granite porphyroïde sombre de Gumières. Les reliefs qui entourent cette dépression sont constitués de granite du Velay. Cette morphologie résulte de l'altération différentielle, plus prononcée du granite porphyroïde à biotite par rapport à celle des granites plus clairs.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La carte de Firminy est située à la charnière entre le complexe granito-anatectique du Velay qui s'étale largement vers le Sud jusqu'en Ardèche, et les Monts du Forez, prolongement de ce complexe vers le NNW jusqu'à Chalmazel. Les granites et les migmatites associées occupent ainsi la plus grande partie de la feuille Firminy. Le vaste complexe granito-anatectique du Velay qui affleure sur près de 7 000 km², est considéré comme un diapir plutonique immature (Dupraz et Didier, 1988) ou comme un dôme gneissique fortement anatectique, plus ou moins équivalent de la zone axiale de la Montagne Noire. Daté du Carbonifère supérieur, il marque la fin de l'épisode de collision à l'origine de la chaîne varisque édiflée en Europe occidentale du Dévonien au Carbonifère (entre 420 et 280 Ma). L'évolution de cette chaîne est présentée comme le résultat de la collision de deux plaques continentales (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 1997 ; Lardeaux *et al.*, 2008). Il ne subsiste plus de ce socle paléozoïque, largement érodé et pénéplané, que ses zones profondes.

Le granite du Velay et les granites varisques associés occupent la majeure partie de la carte de Firminy. Ils sont prépondérants sur une grande moitié ouest de la carte. Sur la rive droite de la Loire, ils sont associés avec les formations paléozoïques caractéristiques de la bordure orientale du Massif central. Ainsi, les grands panneaux de roches métamorphiques qui affleurent dans les coins nord-est et sud-est de la feuille Firminy correspondent à la terminaison ouest de la série métamorphique du Pilat. À l'Est, l'extrémité occidentale du bassin houiller de Saint-Étienne recouvre une grande partie de la rive droite de la Loire. Ce fleuve a par ailleurs creusé ses gorges dans un large couloir de forte déformation sub-méridienne.

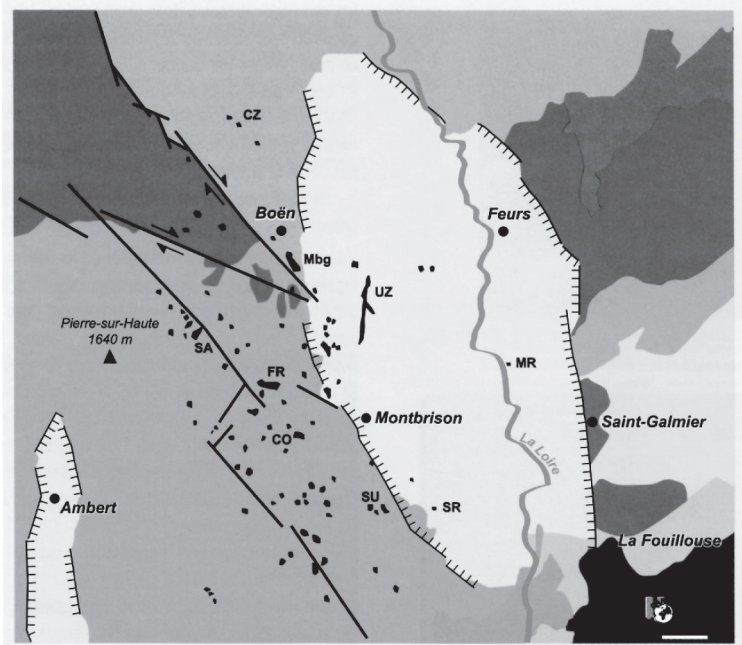


Fig. 2 - Localisation des pointements volcaniques tertiaires sur le versant oriental des Monts du Forez (Vitel, 2001)

Faisant suite à l'orogénèse varisque, le bassin houiller de Saint-Étienne, comme de nombreux autres bassins de même nature dispersés dans le Massif central, s'ouvre au Stéphaniens (entre 305 et 295 Ma). Ce bassin limnique, typiquement intramontagneux, va recueillir les produits de démantèlement des reliefs créés par la surrection de la chaîne varisque. Les dépôts sont essentiellement détritiques, parfois très grossiers et mal calibrés (brèches de La Fouillouse) et caractéristiques de milieux torrentiels ou fluviaux et palustres.

La plaine du Forez, également appelée bassin de Feurs – Montbrison, est un bassin d'effondrement qui s'étend entre les reliefs des Monts du Forez et des Monts du Lyonnais. Comme les bassins du même type présents à l'Est du Massif central (limagnes de Clermont-Ferrand et d'Ambert à l'Ouest, fossés du Rhône et de la Bresse à l'Est), ce fossé tectonique tertiaire allongé NNW-SSE est l'un des éléments du rift ouest européen ouvert à l'Éocène et individualisé à l'Oligocène. Ce rift a disloqué le domaine varisque après une longue période d'aplanissement durant tout le Mésozoïque (Caire, 1977 ; Bergerat, 1980 ; Michon, 2000). Le contenu sédimentaire du bassin forézien est continental avec dominance de faciès conglomératiques et sableux grossiers sur les bordures actuelles et dans la partie nord du fossé alors que des dépôts d'argilites et de marnes en occupent les parties centrale et sud. Ces sédiments correspondent à des dépôts de plaine d'inondation ou à des dépôts lacustres (Duclos, 1967 ; Larqué et Weber, 1969 ; Ech-Cherif El Khetani, 1996). Pendant longtemps, seule une attribution générique oligo-miocène a été retenue pour les différents termes de la série, alors qu'actuellement l'Éocène supérieur et le Miocène inférieur à moyen sont clairement identifiés et différenciés. Dans le quart nord-est de la feuille, les sédiments essentiellement détritiques (sables, sables argileux et argiles plus ou moins sableuses) se sont déposés de l'Éocène supérieur au Miocène.

À l'exception des basaltes de Marcoux âgés de plus de 60 Ma, le volcanisme du Forez est toujours syn- à post-rifting. Il est représenté par une centaine d'occurrences dispersées sur tout le versant oriental des Monts du Forez et plus ponctuellement dans la plaine du Forez (fig. 2). Sur la feuille Firminy, les plus importants affleurements de roches volcaniques sont localisés sur la bordure nord (Lavieu, Montsupt, Montclaret). Le volcanisme du Forez est daté de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (entre 29 et 13 Ma) (Bellon et Hernandez, 1979 ; Gerbe *et al.*, 1998, 2000 ; Lenoir *et al.*, 2000 ; Bellon, 2003).

La plaine du Forez, comme le bassin de Roanne qui la prolonge plus au Nord, est drainée par la Loire depuis le Quaternaire ancien. Sur la feuille Firminy, ce fleuve a déposé dans la plaine du Forez de grandes quantités d'alluvions (plusieurs terrasses alluviales superposées) qui masquent presque entièrement les formations sédimentaires tertiaires.

LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE

Les formations rencontrées sur la feuille Firminy sont pour l'essentiel des granites et des roches métamorphiques de différents types : ils constituent le socle varisque. Les formations sédimentaires sont présentes dans le bassin carbonifère de Saint-Étienne et dans le bassin tertiaire du Forez. Les roches volcaniques forment des pointements dispersés dans le quart nord-ouest de la feuille.

Formations métamorphiques

Les formations métamorphiques de la carte de Firminy sont attribuées à l'unité inférieure des gneiss (Ledru *et al.*, 1989). Elles sont représentées par trois ensembles bien distincts :

- les panneaux de micaschistes et de paragneiss alumineux affleurent à l'Est de la Loire, dans le coin sud-est de la carte, et autour du pluton granitique de Saint-Just-sur-Loire. Ils représentent la terminaison ouest de la série métamorphique du Pilat qui occupe une grande partie de la feuille de Saint-Étienne ;
- les migmatites à biotite et sillimanite sont largement exposées entre les crêtes du Forez et la plaine du Forez (zone s'étalant de Saint-Jean-Soleymieux à Saint-Marcellin-en-Forez). Elles apparaissent également sous la forme de panneaux kilométriques au sein du granite du Velay. Ces migmatites sont toujours très fortement altérées. Comme le granite du Velay, elles sont très hétérogènes et peuvent contenir par endroit des enclaves variées, et plus exceptionnellement présenter quelques nodules de cordiérite. Les relations entre ces migmatites et le granite du Velay sont presque toujours diffuses et le passage progressif se fait souvent par l'intermédiaire d'un granite rubané assez clair et qui peut localement être riche en enclaves. Ces migmatites et les granites rubanés appartiennent au complexe granito-anatectique du Velay ;
- des panneaux de taille kilométrique, de gneiss, parfois à grain fin, et de très nombreuses enclaves de roches métamorphiques, de taille variable allant du centimètre au mètre, sont éparpillés dans le granite du Velay. Ces roches métamorphiques représentent en grande majorité des xénolithes, mais certaines de ces enclaves très riches en biotite et parfois en sillimanite sont des résidus de fusion.

Différentes unités granitiques

Les roches granitiques sont variées. Elles occupent près des trois quarts de la surface de la feuille Firminy. Parmi elles, on distingue : le granite du Velay qui affleure sur la majorité de la feuille, des granites porphyroïdes et des granites à deux micas ou leucogranites.

Le granite du Velay est un granite d'origine anatectique. Extrêmement hétérogène, il peut se décliner sous de nombreux aspects. Ce granite à grain moyen peut localement être particulièrement sombre et pauvre en enclaves (Leignecq), plus classiquement gris (Tortorel) ou franchement leucocrate et alors associé à de nombreuses enclaves de toutes tailles et de toutes natures (D498 à l'Ouest d'Estivareilles ou D5 au Nord de Marols). La cordiérite est omniprésente sous forme de nodules centimétriques. Toutefois, l'abondance de ces nodules et leur taille varient considérablement d'un affleurement à l'autre. Localement, le granite du Velay peut également présenter un aspect plus porphyroïde en s'enrichissant en tablettes de feldspath alcalin de plusieurs centimètres de long. Une des principales caractéristiques du granite du Velay est de contenir des enclaves de nature variée, dispersées dans sa masse. Les plus courantes sont des xénolithes sous forme de grands panneaux de gneiss, et les résidus de fusion surmicacés. Le granite du Velay contient également de nombreuses enclaves magmatiques sombres de composition intermédiaires (diorites, syéno-diorites ou « vaugnérites »). Il renferme plus rarement des enclaves métriques à pluri-métriques de granite porphyroïde (D5 au Nord de Marols ou petit sommet au-dessus du lieu-dit le Fraisse au SSW de Marols).

Les granites porphyroïdes forment soit une enclave lenticulaire plurikilométrique dans le granite du Velay comme le granite de Gumières (dans le coin nord-ouest de la feuille), soit des plutons plurikilométriques bien individualisés comme le granite de Saint-Just-sur-Loire (zone nord-est de la feuille) et le granite de la Gampille (bordure sud-est de la feuille). Le granite de Gumières (ou granite de la Croix de l'Homme mort) est souvent porphyroïde, riche en mégacristaux de feldspath alcalin (souvent supérieur à 5 cm de long), et sombre, riche en biotite. Il contient lui-même des enclaves magmatiques sombres de taille parfois supérieure au mètre. Sur de nombreux affleurements, le granite porphyroïde sombre est associé à un granite plus clair, non porphyroïde. Le granite porphyroïde de Gumières présente souvent une forte orientation magmatique (structure fluidale) avec par endroits des traces de déformation ductile. Les granites porphyroïdes de Saint-Just-sur-Loire et de la Gampille, situés sur la bordure orientale du complexe du Velay, en sont différents tant du point de vue âge que du point de vue structural. Ils sont en contact avec des granites à deux micas (Chambles ou la Rivoire) et les formations métamorphiques de la série du Pilat. Ces granites porphyroïdes orientaux sont intensément mylonitisés dans toute leur masse.

Les granites à deux micas sont représentés par le pluton de Chambles, et par un dense réseau de filons plus ou moins verticaux, ainsi que par des lames cisailées, incluses dans la zone de cisaillement de la Rivoire, à l'Est de la carte. Au Centre-Est de la feuille, le granite circonscrit de Chambles occupe une aire importante du plateau situé en rive gauche de la Loire mais une surface plus réduite en rive droite. Un important réseau filonien de granite à deux micas à grain fin se développe à l'Ouest du granite de Chambles. Il s'étend du Nord au

Sud, de Margerie-Chantagret à Saint-Hilaire-Cusson-la-Valmitte, et se poursuit sur les cartes voisines de Montbrison au Nord et de Monistrol-sur-Loire au Sud. Saint-Bonnet-le-Château et Montarcher sont construits sur ces filons.

Le granite à deux micas de la Rivoire forme des lentilles subhorizontales dans les formations métamorphiques de la série du Pilat. Il coiffe les reliefs de Chénieux à la Rivoire. Il est fortement déformé de manière ductile.

Bassin houiller de Saint-Étienne

Le bassin houiller de Saint-Étienne est, par sa superficie, le plus vaste bassin houiller du Massif central. Une réinterprétation des données disponibles et de nouvelles études de terrain, dans le cadre de révisions de la carte géologique de la France à 1/50 000 (Becq-Giraudon *et al.*, 1996), permet désormais de proposer une évolution de ce bassin en trois temps :

- au Stéphanien B (vers 304 Ma) : ouverture d'un bassin limnique en pull-apart sur décrochement dextre, à l'Est, à partir du seuil de Givors, ce bassin correspond géographiquement au bassin actuel ;
- au Stéphanien supérieur, une activité tectonique accompagnée de volcanisme provoque une rupture dans le cours de la sédimentation (discordance angulaire entre le Stéphanien A et B) et induit le déplacement des aires de dépôts vers le Sud ;
- au Permien inférieur (à partir de 299 Ma) et durant l'Autunien (299-295 Ma), après des phases de réajustements, la région revient vers un état d'équilibre suite à une tectonique qui a entraîné le glissement en masse de la partie productive du bassin selon des failles listriques.

Ensembles sédimentaires et volcaniques tertiaires

Les sédiments tertiaires de la partie sud du bassin du Forez sont essentiellement détritiques, conglomératiques et sableux (sables, sables argileux et argiles plus ou moins sableuses). La sédimentation s'est opérée de l'Éocène au Miocène, comme démontré par des arguments paléontologiques et radiométriques. La présence de galets de basalte dans les formations de bordure situées près de Bazourge indique que cette sédimentation de bordure a perduré au moins jusqu'au Miocène inférieur à moyen (Gerbe *et al.*, 1998). La variabilité des faciès suggère également la variation des flux sédimentaires au cours du temps.

Le volcanisme oligo-miocène du Forez est peu important par son volume. Il est cependant caractéristique par la diversité des dynamismes éruptifs et des produits émis. Toutes les roches appartiennent à la famille des basaltes

déficitaires en silice, de type basanite à feldspathoïdes ou basanitoïdes, et témoignent d'une série alcaline sodique (Hernandez, 1971).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La zone couverte par la feuille Firminy au 1/50 000 occupe le quart nord-est de la carte au 1/80 000 de Monistrol-sur-Loire (n° 176) et une étroite bande sur la bordure sud de la carte au 1/80 000 de Montbrison (n° 167). La première édition de la carte au 1/80 000 de Monistrol-sur-Loire a été réalisée par M. Tournaire en 1881 et révisée par A. Demay en 1943. La première édition de la carte au 1/80 000 de Montbrison a été réalisée par U. Le Verrier en 1889 et révisée par J. Jung en 1941. Sur ces deux cartes, épuisées depuis longtemps, les principales unités géologiques sont déjà clairement distinguées. Le bassin houiller de Saint-Étienne et le bassin tertiaire du Forez sont bien délimités. La majorité des pointements volcaniques tertiaires sont également répertoriés. La cartographie des granites et des roches « cristallophylliennes » demeurent cependant assez sommaires. Les granites comme celui de la Gampille ou de Chambles sont assez bien individualisés, alors que le complexe granito-anatectique du Velay est représenté comme un ensemble indifférencié. Aucun détail n'est non plus apporté sur tout le plateau coïncé entre les gorges de la Loire et le bassin houiller. Enfin l'importante fracturation qui affecte une grande partie de la feuille Firminy est complètement ignorée sur les cartes au 1/80 000.

Ces travaux ont ensuite été complétés par des levés plus détaillés. R. Charre (1969) propose une cartographie de toute la zone située en rive droite de la Loire. A. Gourgaud (1973) s'intéresse plus particulièrement aux relations entre les granites et les migmatites affleurant sur toute la zone située à l'Ouest de la Loire. Les travaux de R. Charre ont servi à l'établissement de la carte de Lyon au 1/250 000 (1979). J.-Y. Roig et M. Faure (1995) se sont intéressés plus précisément à la structure et à la déformation du granite de Chambles. Les travaux inédits de R. Bouiller sur la Plaine du Forez ont servi à l'établissement de la carte au 1/50 000 de Montbrison. Dans son mémoire de maîtrise, F. Couette (2000) détaille les relations cartographiques et structurales entre l'ensemble des formations situées dans la zone étudiée auparavant par R. Charre (1969). Elle fournit également une description exhaustive des formations alluviales quaternaires de ce secteur.

Les levés de la carte Firminy ont été réalisés au 1/25 000 par :

- B. Barbarin (laboratoire magmas et volcans, université Blaise Pascal et CNRS, Clermont-Ferrand II) pour la partie occidentale de la carte ;
- G. Vitel (université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour la partie centrale de la carte ;

- F. Couette (université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour la partie orientale de la carte ;
- H. Gonord (université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour le fossé tertiaire et la fracturation ;
- M.-C. Gerbe (laboratoire magmas et volcans, université Jean Monnet et CNRS, Saint-Étienne) pour les formations volcaniques et sédimentaires tertiaires ;
- J.F. Becq-Giraudon (BRGM, Orléans) pour le bassin houiller de Saint-Étienne ;
- J.-L. Lagarigue (École des Mines de Paris) pour les formations superficielles de la moitié orientale de la feuille.

Les levés se sont déroulés en 1996 pour le bassin houiller de Saint-Étienne, et de 2000 à 2007 pour le reste de la carte. Une première version a été remise au service géologique national en 2007. Par rapport aux travaux antérieurs, les principaux apports sont d'ordre structural, géochimique, pétrologique, volcanologique, sédimentologique et géochronologique.

Les nouveaux levés ont permis de mettre en évidence une importante fracturation qui affecte le socle cristallin et le bassin stéphanien. Les fractures, particulièrement denses le long des gorges de la Loire, constituent le couloir de déformation de la Loire, et affectent tout le plateau situé en rive droite de la Loire. Dans tout le complexe du Velay, elles limitent fréquemment les panneaux des différents types de roches. Le relevé systématique des filons de granites à grain fin, aussi bien à proximité du granite de Chambles que dans la zone de Saint-Bonnet-le-Château – Montarcher, permet de souligner le lien étroit entre la fracturation tardi-varisque et le magmatisme permien représenté par des filons de leucogranite. L'étude photogéologique de ces filons montre clairement qu'ils ont des inclinaisons différant d'une localité à l'autre (par exemple, filon incliné à 45° vers l'Ouest à Saint-Bonnet-le-Château, filon subhorizontal à Montarcher).

Les levés cartographiques ont permis de distinguer, au sein du complexe du Velay, de nombreux types granitiques et des roches métamorphiques variées. Les relations réciproques entre ces différentes roches et leur étude conduisent à préciser l'organisation, la formation et l'évolution pétrologique de ce vaste complexe. Les précisions apportées sur les contours du granite à deux micas de Chambles et sa comparaison avec les filons de granite à grain fin du secteur de Saint-Bonnet-le-Château ou du granite fortement déformé de la Rivoire – Chénieux, ont permis de mettre en évidence trois épisodes magmatiques distincts au sein des granites hyperalumineux. L'établissement de la carte de Firminy contribue également à mieux comprendre la zone charnière coincée entre le complexe du Velay, le bassin houiller de Saint-Étienne et le bassin tertiaire de Feurs – Montbrison. Une nouvelle interprétation est aussi proposée pour la série métamorphique traversée par le Furan dans le secteur de

Saint-Just-sur-Loire. La comparaison avec la carte de Saint-Symphorien-sur-Coise (Feybesse *et al.*, 1995 et 1996) fournit un excellent argument pour rattacher ces formations métamorphiques à la série du Pilat et donc à l'unité inférieure des gneiss.

Des datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites des principaux granitoïdes de la feuille Firminy (Cocherie, 2007) ont permis d'établir une chronologie des événements magmatiques clairement identifiés et de préciser l'évolution tectono-magmatique de ce secteur du Massif central dans le cadre géodynamique général de la chaîne varisque.

Des datations et une cartographie très détaillée de certains appareils volcaniques (Montclaret par exemple) apportent de nouvelles contraintes sur l'édification de ces appareils, mais aussi sur leur place dans l'histoire du bassin tertiaire. Une attention particulière a été apportée à la représentation des formations superficielles, aussi bien le long des ruisseaux que le long de la Loire et dans la Plaine du Forez. De nombreuses terrasses alluviales ont ainsi été distinguées.

Les correspondances avec les feuilles au 1/50 000 adjacentes sont satisfaisantes pour les feuilles récentes (Arlanc, 1984 ; Monistrol-sur-Loire, 2000), mais posent plus de problèmes pour les feuilles plus anciennes (Saint-Étienne, 1970 ; Montbrison, 1974).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Formations métamorphiques

P_{ζ-ξ}. Micaschistes et paragneiss alumineux de la série du Pilat. La série du Pilat comprend des micaschistes alumineux, à deux micas et/ou à andalousite, des paragneiss alumineux, à deux micas et albite-oligoclase ou à biotite et sillimanite, avec localement de la cordiérite ou du grenat, et des gneiss leptynitiques. Dans ces roches métamorphiques sont souvent intercalés des sills de leucogranites boudinés (granite à deux micas de la Rivoire), ainsi que de nombreuses lentilles de quartz également boudinées. Toutes les roches constituant la série du Pilat sont intensément déformées. La déformation d'abord ductile, puis cassante de ces roches sera décrite après l'inventaire détaillé de toutes les lithologies et leur description. La série du Pilat est présente uniquement en rive droite de la Loire, dans trois secteurs bien définis de la feuille Firminy : au Sud de la faille du Pilat bordant le bassin houiller de Saint-Étienne, dans la région de la Rivoire à mi-chemin entre Aurec et Firminy, et autour du granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire.

Les roches métamorphiques qui occupent le coin sud-est de la carte, appartiennent à la terminaison sud-ouest de la série du Pilat qui prend toute son extension sur la carte Saint-Étienne et qui s'arrête sur la carte Monistrol-sur-Loire. Les micaschistes et gneiss alumineux peuvent être observés le long de la D500 au départ de Firminy, où ils pendent régulièrement vers le NNE. Ils sont gris à gris beige, à grain très fin, infra-millimétrique. Ils sont riches en biotite, et contiennent peu de muscovite. Les lits micacés souvent minces alternent avec des lits de quartz plus épais ou formant des niveaux lenticulaires toujours déformés, plissés et boudinés. De nombreuses lentilles de quartz y sont également abondantes. Le quartz est généralement déformé et recristallisé en fins cristaux. Les gneiss sont plus rares mais également à grain fin. Au Sud du barrage de l'Échappre (étymologiquement « les chapres » signifiant « les chèvres ») et à proximité du petit filon de leucogranite, les gneiss présentent des zones plus riches en quartz et en feldspath. Ils contiennent de grands cristaux d'andalousite à inclusions de stautotide et parfois du feldspath potassique et de la cordiérite. L'andalousite se présente en grands porphyroclastes à structure rotationnelle contenant de fines inclusions de quartz et de biotite alignées parallèlement. Des queues de recristallisation apparaissent aux extrémités de ces porphyroclastes. La stautotide assez rare apparaît sous forme de fragments inclus dans l'andalousite. Le feldspath potassique est perthitique et réparti au sein d'une matrice gneissique banale à quartz, plagioclase et biotite. Il peut aussi former des lentilles différenciées. La cordiérite, jaune, est en grandes sections poecilites qui englobent des fibres de sillimanite et de petits prismes de biotite. Sa couleur jaune est due à la pinitisation qui n'affecte que très peu les cœurs des cristaux. La sillimanite souvent en inclusions dans la cordiérite, peut aussi se présenter sous forme de fibres dans les lits riches en biotite brun rouge.

L'ensemble de roches métamorphiques qui entoure le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire, au Nord-Est de la carte, est également rattaché à la série du Pilat. Cette interprétation basée sur les données pétrographiques et structurales est en parfait accord avec les résultats de J.-L. Feybesse *et al.* (1995, 1996), M. Mattauer et P. Matte (1998), P. Ledru *et al.* (1989) et de M. Faure *et al.* (2008). Dans cet ensemble sont rassemblés des micaschistes « lamelleux » à biotite, muscovite et grenat, ainsi que des gneiss à deux micas, dans lesquels sont intercalés des filons plus ou moins boudinés et des lentilles de quartz. Les micaschistes « lamelleux » se caractérisent dans ce secteur par leur richesse en muscovite qui donne un aspect argenté aux surfaces affleurantes, et par un intense plissement disharmonique. Une enclave hectométrique de micaschiste gris dans le granite du Velay est visible dans le fossé de la D32 au Sud de Chichivieux. Les gneiss alumineux à deux micas sont caractérisés par la présence constante de porphyroclastes d'albite-oligoclase millimétriques (en « grains de riz »), ou de lentilles de plagioclases et de quartz recristallisés. Le quartz se dispose en rubans, matérialisant une foliation. Il est également présent en inclusions aplaties et orientés dans les porphyroclastes globulaires, poecilites et parfois bien maclés d'albite-oligoclase, à texture

micropegmatitique. La structure rotationnelle du plagioclase traduit l'aptitude de ce minéral à réorganiser son réseau cristallin au fur et à mesure des déformations, en englobant d'autres minéraux antérieurement cristallisés. L'albite-oligoclase est donc ici un minéral contemporain à postérieur à la foliation régionale. La biotite bien que chloritisée est encore reconnaissable. Lorsque la sillimanite (fibrolite) est présente dans ces gneiss plagioclasiques, elle est étroitement associée à la biotite. Les micaschistes et gneiss à deux micas peuvent ponctuellement contenir du grenat, de l'andalousite ou de la staurotide. Le grenat est particulièrement abondant et parfois de grande taille (diamètre de 8 mm) au Crêt Pendu (près D12) dans la région de Collonges. Dans ces gneiss à grain fin et finement rubanés, le grenat, apparaît dans les lits plagioclasiques, en porphyroclastes poecilites, en sections squelettiques (texture en écume) ou en très petits cristaux engrenés. Sur la D2, entre Chativet et les Vorzes, des porphyroclastes d'andalousite et de staurotide viennent s'ajouter au grenat. Au niveau des dômes de l'Etrat ou du Crêt Bizet-le-Fayet, des panneaux avec alternances d'amphibolites, de gneiss amphibolitiques et parfois de leptynites, des panneaux de gneiss et d'orthogneiss (Bois de la Roa) et des métaquartzites sont intercalés dans ces roches métamorphiques.

Les mêmes micaschistes et gneiss alumineux de la série du Pilat sont présents plus au Sud, dans le secteur de la Rivoire. Dans ce secteur, les lentilles de granite à deux micas intercalées dans les roches métamorphiques sont particulièrement abondantes.

Les différentes roches décrites dans la série du Pilat (Chenevoy, 1964) sont présentes sur la feuille Firminy. La zonalité NNW-SSE proposée par M. Chenevoy (1964) y est cependant beaucoup moins nette. Les micaschistes et paragneiss alumineux qui affleurent au Sud de Firminy, de part et d'autre du granite porphyroïde de la Gampille, ou les gneiss du secteur de la Rivoire s'apparentent ainsi aux « gneiss » de M. Chenevoy (1964). L'ensemble des micaschistes et rares paragneiss qui borde le massif de granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire, dans le coin nord-est de la carte pourraient ainsi s'apparenter aux « micaschistes » de M. Chenevoy (1964). Les gneiss veinés de la Semène correspondraient alors aux « anatexites à cordiérite » de M. Chenevoy (1964).

Toutes les roches de la série du Pilat sont intensément déformées et systématiquement mylonitisées. La déformation cassante apparaît au contact des nombreuses failles présentes sur toute la rive droite de la Loire et qui développent d'importantes zones broyées. Les micaschistes et gneiss alumineux de la série du Pilat sont ainsi très fortement mylonitisés au contact des failles qui limitent au Sud le bassin houiller de Saint-Étienne (entre Marcoux et le Moulin des Brosses, au SSE de Firminy ; au SW de Chazeau ; au Nord et à l'Est des Fraisses). Dans les roches mylonitisées, tous les minéraux sont cataclasés et les microfractures sont remplies de chlorite, de séricite ou d'hématite.

Toutes les roches de la série du Pilat présentent également des plans C/S, témoins d'une déformation ductile au sein d'étroits couloirs de cisaillement. Les quartz en rubans sinueux souvent finement recristallisés, les amas allongés de fragments de feldspath et les minéraux phylliteux soulignent les plans C/S. Dans les surfaces de cisaillement, les recristallisations sont générales avec le développement d'une paragenèse secondaire à quartz, biotite secondaire, séricite, chlorite et opaques. Cette déformation ductile très hétérogène a été attribuée à une phase distensive (Gardien, 1990).

ζ. **Gneiss veiné de la Semène.** Dans le lit inférieur de la Semène, dans les grandes falaises entre la Côte et Rotte, les rochers arrondis sont constitués soit de granite du Velay, soit de gneiss veiné. Dans ce dernier, la foliation bien marquée et replissée, est soulignée par des niveaux blancs d'une épaisseur de quelques millimètres à plusieurs centimètres, constitués de quartz et de feldspath, largement et irrégulièrement espacés. Des filonnets de quartz sont aussi replissés. La cassure fraîche montre une roche foliée, parfois avec un aspect nébuleux, relativement sombre et constituée de minéraux infra-millimétriques. Les plans de foliation sont tapissés de très nombreux petits cristaux de biotite. La quantité de quartz et de feldspath est assez variable. Au microscope, la foliation, bien marquée par les niveaux micacés presque exclusivement constitués de biotite particulièrement fraîche, est affectée par quelques plis isoclinaux très serrés. Les cristaux de quartz sont petits, à extinction onduleuse. Le feldspath alcalin est assez abondant et les plagioclases sont rares. Les plages quartzo-feldspathiques en amandes sont entourées de micas.

Le panneau de gneiss veiné de la Semène est coincé entre les micaschistes et les gneiss du Pilat qui le surmontent, et le granite du Velay, au dessous. Au lieu-dit « la grotte à Mandrin », sur la bordure occidentale du panneau, une falaise d'une dizaine de mètres permet de voir que le gneiss de la Semène et le granite du Velay sont étroitement imbriqués. Le début de ségrégation de leucosomes parallèlement à la foliation principale dans le gneiss veiné et le développement de la cordiérite au contact et dans les zones de cisaillement traduisent les effets de l'anatexie vellave. Toutefois, le taux de fusion demeure faible. Le gneiss veiné de la Semène forme une énorme enclave partiellement migmatisée du granite du Velay. La question se pose de savoir si le panneau de gneiss de la Semène appartient ou non à la série du Pilat.

M. **Migmatites à biotite ± cordiérite.** Les migmatites à biotite occupent le centre de la feuille. Elles forment un vaste panneau plurikilométrique au Sud (entre Rozier-Côtes-d'Aurec et Périgneux) et vers le Nord, une large bande qui sépare le granite anatectique des crêtes du Forez à l'Ouest et le bassin sédimentaire du Forez à l'Est. Ces migmatites à biotite s'étalent sur une grande partie de la feuille de Montbrison plus au Nord.

Ces migmatites sont plutôt homogènes loin du contact (bord nord de la feuille). Elles peuvent être observées sur le talus de la D5 au Nord-Est de Soleymieux. Ces roches métamorphiques présentent une foliation soulignée par l'alternance de niveaux riches en biotite et de bandes quartzo-feldspathiques. Localement, ces bandes peuvent recouper les niveaux riches en biotite.

Bien qu'aucun contact entre les migmatites et le granite d'anatexie ne soit visible sur le terrain, les migmatites sont envahies par des filons et des filonnets à bord diffus de granite anatectique, des veines leucocrates à tendance pegmatitique parfois riches en nodules de cordiérite et semblent ainsi plaquées sur le granite d'anatexie du Velay et séparé de ce dernier par le granite rubané. De plus, dans le centre nord de la feuille (région de Chazelles à Soleymieux), les nodules de cordiérite apparaissent irrégulièrement et indifféremment dans le granite d'anatexie et dans les migmatites. Les migmatites peuvent aussi être localement riches en enclaves comme les granites.

Formations magmatiques

Formations anté-anatexie vellave

^LYR. **Leucogranite cisailé de la Rivoire.** Le leucogranite de la Rivoire forme des lentilles hectométriques avec une épaisseur d'une cinquantaine de mètres dans les micaschistes et les gneiss alumineux de la Série du Pilat. Des lentilles de leucogranite à structure plano-linéaire identiques ont été décrites dans toute la série du Pilat (Ravier et Chenevov, 1966).

Le leucogranite de la Rivoire est un granite à deux micas à grain fin, généralement inférieur au millimètre. Seules les paillettes de biotite peuvent atteindre 2 mm, en particulier dans les rares endroits où la déformation semble absente et où le grain est un peu moins fin (les côtes de Semène où le type a été pris ; colline qui domine la Rivoire ; colline de Sainte-Agathe, au Sud-Est du plateau de la Danse). La muscovite est aussi abondante que la biotite, mais en paillettes plus discrètes et dispersées dans la masse quartzo-feldspathique beige à légèrement rosée. Les micas soulignent généralement la forte orientation. Dans le secteur de la Rivoire où la plupart des anciennes maisons sont construites en leucogranite, ce dernier peut, localement, apparaître fortement arénisé.

Le leucogranite de la Rivoire occupe des surfaces assez réduites (7 à 8 km² à la Rivoire et environ 2 km² autour de Chénieux) sur les sommets et les plateaux situés en rive droite de la Loire. Les affleurements forment une bande discontinue qui s'étend du sud du ruisseau de Grangent, autour de Chénieux, jusque dans le secteur de la Rivoire, sur le bord inférieur de la feuille. Cette bande est décalée par la faille de Cornillon et recoupée par le bassin houiller de Saint-Étienne.

À la Rivoire, le leucogranite généralement peu déformé présente une orientation 90N20 soulignée par les micas noirs essentiellement. Partout ailleurs, cette roche présente une déformation cisailante plus ou moins intense, avec un débit en plaquettes subhorizontales porteuses de stries parallèles. Les plans C et S parfois assez discrets sur le terrain à cause de la finesse du grain, sont nets au microscope. La déformation ductile se traduit également par une recristallisation du quartz en amas de petits grains engrenés et par la fragmentation plus ou moins importante des feldspaths. La muscovite primaire forme des lamelles fibreuses pluri-millimétriques, souvent tordues et flexueuses à extinction onduleuse, à structure sigmoïde (poisson). Associée à la séricite et à la chlorite, elle forme les épaisses cloisons micacées matérialisant souvent les surfaces C. La déformation ductile est très hétérogène car des zones peu cisillées ou des couloirs très fortement cisillées vont séparer des amandes métriques à décimétriques où la déformation est faible à nulle (tranchée de la N88 entre Firminy et Saint-Ferréol-d'Auroure ; deuxième tunnel de la D46 à la base du Mont Fyn).

Le leucogranite subit également une forte déformation cataclastique à proximité des grands accidents comme ceux limitant le bassin houiller. Au Nord-Est de la Rivoire ainsi qu'au Nord-Est du Mont Fyn, se développe une mylonite brun rougeâtre constituée par un broyat de cristaux difficilement identifiables. La déformation cisailante ou la déformation cataclastique affectent à la fois le leucogranite et les micaschistes et les gneiss de la série du Pilat. Il est ainsi souvent impossible de savoir si les mylonites brun rougeâtre qui apparaissent au bord de la Loire se sont formées à partir du leucogranite cisillé ou des roches métamorphiques.

Le leucogranite de la Rivoire et les roches métamorphiques de la série du Pilat sont impliqués dans une zone de cisaillement ductile sub-horizontale et peu épaisse (environ 100 m) où ils apparaissent respectivement, sous forme de niveaux clairs ou de niveaux sombres. Localement, les proportions des deux constituants peuvent varier considérablement et les niveaux métamorphiques peuvent aussi être boudinés. La déformation cisailante plus ou moins intense est cependant plus marquée dans le leucogranite plus homogène au départ. Les plans C du leucogranite portent des stries dont l'orientation est comprise entre N35 et N50. Cette mince lame de roches cisillées qui coiffe la plupart des plateaux entre le ruisseau de Grangent et le secteur de la Rivoire, est pratiquement horizontale. Les faibles pendages, différents d'un secteur à l'autre peuvent être expliqués par des basculements liés au jeu des nombreuses failles qui affectent cette partie de la carte. Il est ainsi difficile de préciser si cette lame marque un chevauchement ou une faille normale ductile. L'hypothèse retenue est celle d'une faille normale ductile affectant la bordure du dôme du Velay, déjà décrite dans la série du Pilat (e.g. Mattauer *et al.*, 1988 ; Gardien, 1990) et reprise dans la plupart des modèles géodynamiques proposés pour le Massif central (e.g. Faure *et al.*, 2008).

La lame de roches cisailées présente systématiquement des contacts tectoniques avec le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire, le granite anatectique du Velay ou le granite à deux micas de Chambles. Au Sud, elle surmonte le granite du Velay. Au niveau du plateau de la Danse, elle est également au-dessus du granite du Velay, mais elle est sous le granite de Chambles. À Chénieux, elle est sur le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire au Nord et sur le granite de Chambles au Sud. Dans le village de Chénieux, des filons équants du granite à deux micas de Chambles recoupent nettement la lame cisailée constituée de leucogranite et de micaschistes. Les données de terrain montrent ainsi clairement que le leucogranite de la Rivoire, fortement cisailé, ne peut être confondu avec le leucogranite de Chambles, équant et beaucoup plus jeune.

pYGU. **Granite porphyroïde à biotite de Gumières.** Le granite porphyroïde de Gumières apparaît dans le coin nord-ouest de la feuille sous la forme d'un petit massif orienté NW-SE. Ce massif s'étend sur la feuille voisine de Montbrison jusqu'au col de la Croix-de-l'Homme-Mort : il porte ainsi parfois le nom de granite porphyroïde de la Croix-de-l'Homme-Mort. Le granite porphyroïde de Gumières forme une enclave plurikilométrique dans le granite anatectique à biotite et cordiérite du Velay. Les rares contacts (par exemple D44 à l'Est du cimetière de Gumières), la présence de filons de granite d'apatite dans le granite porphyroïde (D102 au Nord de Gumières) et de petites enclaves anguleuses pluridécimétriques de granite porphyroïde sombre dans le granite anatectique (hameau de Prolanges 2 km au Sud de Gumières) confirment la postériorité du granite du Velay par rapport au granite de Gumières. Quelques enclaves métriques ou plurimétriques du même granite porphyroïde sombre apparaissent également plusieurs kilomètres plus au Sud-Sud-Est (le Fraissee, ou D5 à 1 km au Nord de Marols).

Le granite porphyroïde sombre riche en mégacristaux de feldspath alcalin constitue le faciès le plus commun. Il est souvent associé à un faciès non porphyroïde plus clair qui forme souvent des bandes parallèles à l'orientation magmatique extrêmement marquée qui affecte l'ensemble de la masse granitique. Aucun contact franc n'apparaît entre ces deux roches qui affleurent sur la D44 immédiatement au Sud-Ouest de Gumières ou tout au long de la D102 au Nord de Gumières. Sur ce dernier affleurement, le granite porphyroïde de Gumières contient lui-même des enclaves magmatiques sombres non porphyroïdes qui sont également étirées, parfois sur plus d'un mètre, parallèlement à l'orientation générale du massif. Par endroit, le granite porphyroïde sombre de Gumières est traversé par des filonnets leucocrates qui proviennent probablement du granite anatectique du Velay. La distinction entre ces filonnets et les bandes de granite clair non porphyroïde n'est pas toujours très aisée.

Le granite sombre présente une texture grenue franchement porphyroïde. Le feldspath alcalin est concentré dans les grands mégacristaux légèrement perthitiques et pœcilitiques avec des inclusions de grains de quartz, de petits prismes de plagioclase et de paillettes de biotite. Le reste de la roche est constitué par un assemblage de quartz en plages xénomorphes, de plagioclase en cristaux à tendance automorphes, d'abondantes paillettes de biotite et de la hornblende verte.

*p*YSJ. **Granite porphyroïde à biotite de Saint-Just-sur-Loire.** Le granite de Saint-Just-sur-Loire est intrusif dans les micaschistes à deux micas de la série du Pilat. Il est aussi en contact souvent par faille avec ces roches métamorphiques, ou recoupé par le granite à deux micas de Chambles qui le borde à l'Ouest. Le granite de Cizeron qui forme au Sud-Est un petit pointement coincé entre les micaschistes et la bordure du bassin houiller est à rattacher au granite de Saint-Just-sur-Loire (Charre, 1969 ; Couette, 2000).

Le granite de Saint-Just-sur-Loire présente une texture équante à grain plutôt moyen, irrégulièrement porphyroïde. Il est gris à rosé avec des mégacristaux de feldspath alcalin rosés pouvant atteindre 10 cm de long. Le quartz est assez abondant dans ce monzogranite à biotite où les quantités de plagioclase (An₃₀₋₄₀) et de feldspath alcalin sont pratiquement équivalentes. La biotite est totalement remplacée par de la chlorite. La muscovite est absente. La roche est fortement et uniformément cataclasée et altérée : tous les minéraux sont brisés, écrasés, fissurés, tordus. Les gros cristaux de quartz à extinction roulante sont entourés d'une matrice granuloblastique riche en fins cristaux de quartz secondaire en mosaïque.

*p*YGa. **Granite porphyroïde à biotite de la Gampille.** Dans le coin sud-est de la feuille, le granite porphyroïde de la Gampille forme un petit pointement kilométrique à cheval sur les cartes de Firminy et de Monistrol. Ce granite est en tout point comparable au granite de Saint-Just-sur-Loire. Il est limité au Nord par les formations du bassin houiller de Saint-Étienne. Il est coincé entre les micaschistes du Pilat à l'Est dans lesquels il est intrusif, et les leucogranites de la Rivoire à l'Ouest dont il est séparé par une faille subverticale.

Le granite de la Gampille présente une texture équante à gros grain, typiquement porphyroïde. Il est très fortement mylonitisé comme les roches encaissantes : ce granite présente un fond constitué de petits cristaux provenant de la recristallisation sous contrainte des minéraux préexistants. La composition minéralogique primaire de ce granite comprend : quartz, feldspath alcalin, oligoclase, biotite, apatite et zircon. Le quartz forme soit des cristaux globuleux, opalescents, à extinction roulante, soit des rubans recoupant les autres minéraux. Les mégacristaux sont faits de feldspath alcalin perthitique en sections subautomorphes, à petites inclusions de biotite et légèrement altérée en séricitité. Le plagioclase, rendu verdâtre par un début d'altération en produits argileux, est

un oligoclase (An_{26-28}). La biotite est en larges lamelles de couleur verte, ponctuées de zircons à auréoles pléochroïques ; elle est presque entièrement transformée en chlorite, et ses clivages sont remplis d'oxydes ferrotitanés. Apatite et zircon sont les minéraux accessoires qui complètent cette paragenèse primaire.

Une paragenèse secondaire (chlorite, calcite en petits filonnets, quartz secondaire en mosaïque, séricite, et leucoxène) oblitère fortement la paragenèse magmatique primaire. Elle témoigne de la mylonitisation tardive de la roche consolidée en conditions hydrothermales.

Granites anatectiques du Velay (305-300 Ma)

Le complexe granito-anatectique du Velay (305-300 Ma) est constitué par un ensemble de roches très hétérogènes qui ne sont pas très faciles à distinguer les unes des autres. Des granites anatectiques homogènes par endroit, hétérogènes à d'autres, parfois assez sombres, parfois leucocrates, laissent la place progressivement à des granites non orientés ou rubanés, puis à des migmatites plus ou moins franches. Sur les affleurements sans cassure fraîche (débit en boules par exemple), il n'est pas toujours très évident de savoir de quel type de roches il s'agit. Toutes ces roches contiennent pratiquement les mêmes minéraux mais dans des proportions très variables. Chimiquement, elles ont des compositions en éléments majeurs assez proches mais se distinguent par leurs teneurs en éléments en traces. De plus, granites anatectiques et migmatites contiennent des enclaves variées et avec une distribution extrêmement irrégulière, en essais composites par endroits et presque totalement absentes par ailleurs.

Sur les deux tiers ouest de la feuille Firminy, les vastes plateaux se caractérisent par des zones aplanies, couvertes de prairies ou de cultures, où les arènes granitiques affleurent, et d'où émergent çà et là de petits monticules isolés, souvent boisés, généralement armés par des boules empilées ou des tors granitiques.

γc. Granite hétérogène à biotite et nodules de cordiérite. Le granite hétérogène à biotite et nodules de cordiérite est le granite type du Velay. Cette roche est dominante sur toute la feuille Firminy. Certains auteurs comme A. Gourgaud (1973) par exemple, proposent de distinguer un granite hétérogène à biotite et à cordiérite, un granite leucocrate également hétérogène à gros nodules de cordiérite et un granite à biotite seule. Le plus souvent, l'état des affleurements ne permet pas de distinguer sur le terrain ces trois types, ni parfois de les distinguer des roches rubanées ou plus franchement métamorphiques comme les migmatites. Le granite leucocrate constitue en fait des variations locales et très limitées dans l'espace et qui n'ont pas une taille cartographiable.

Le granite hétérogène à biotite et cordiérite est de couleur gris-bleuté. Il est constellé de nodules de cordiérite tantôt verdâtres, tantôt rouille lorsque la cordiérite est altérée. Ce granite forme des petites falaises sur le bord de la D14 à Tortorel. Un granite à grain plus gros, plus sombre et plus riche en biotite, avec des nodules de cordiérite bien développés forme le promontoire sur lequel est construit le village de Leignecq.

L'hétérogénéité est due à la fois à la taille des minéraux et aux proportions relatives des principaux constituants (28 à 35 % de quartz, 30 à 40 % de feldspath alcalin, 13 à 26 % de plagioclase, 4 à 17 % de biotite et de 0 à 10 % de cordiérite). Le granite hétérogène à biotite et/ou cordiérite a ainsi une composition de monzogranite ou de syénogranite. L'aspect hétérogène est accentué par une distribution extrêmement aléatoire d'innombrables enclaves de taille, de forme (arrondie à fusiforme) et de composition variée (restites hyperalumineuses en amandes, souvent de quelques centimètres seulement, xénolithes plus ou moins anguleux, parfois en larges panneaux de gneiss ou de migmatites, boules de vaugnérites ou d'autres types de roches magmatiques). Localement, des bandes de granite clair plus riche en cordiérite et des bandes de granite sombre plus riche en biotite peuvent alterner et accentuer ainsi l'aspect hétérogène de cette formation. Dans ce granite, la cordiérite, là où elle apparaît, se présente soit en tâches rares et dispersées, soit en amas. Elle est de taille variable (1 à 5 cm) et est distribuée tantôt de façon purement aléatoire, tantôt en formant des alignements irréguliers. Comme d'autres granites d'anatexie, le granite hétérogène à biotite et cordiérite n'est pas seulement caractérisé par l'abondance des enclaves et en particulier des restites surmicacées, mais également par l'aspect de ses plagioclases sub-automorphes, « en grains de riz », et par la présence de gros mégacristaux (plusieurs centimètres) de feldspath alcalin tronçonnés (Didier, 1964).

Au microscope, les minéraux se présentent de la manière suivante :

- quartz en grains ou en plages interstitielles xénomorphes, à extinction onduleuse ;
- plagioclase à composition d'oligoclase andésine (An_{12-35}), soit en cristaux subautomorphes de plusieurs millimètres, souvent zonés et pouvant inclure des bourgeons de myrmékites, soit en petits cristaux inframillimétriques non zonés ;
- feldspath potassique (Or_{67-83}) perthitique et pœcilitique, généralement en mégacristaux (< 5 cm) non maclés et cassés, contenant des inclusions de biotite alignées sur les fronts de croissance du minéral ;
- biotite brun-rouge ($Fe/(Fe+Mg) = 0,55$ à $0,59$), fréquemment transformée en chlorite, en grains isolés sans orientation ou en agrégats allongés (cloisons) ;
- cordiérite en nodules constituées par l'association de monocristaux de cordiérite plus ou moins altérée en pinite et en micas blancs, et de quartz, pouvant contenir des inclusions de sillimanite (fibrolite) et de grenat. La cordiérite se présente plus rarement en petits grains automorphes de quelques

millimètres. L'altération en phyllites et en pinite est localisée en bordure des cristaux ou le long des clivages et des micro-fractures ;

– micas blancs d'origine secondaire de type séricite ou muscovite provenant principalement de l'altération deutérique des minéraux ci-dessus ;

– phases accessoires comprenant : zircon à halo pléochroïque inclus dans la biotite ; monazite également entourée d'un halo pléochroïque et incluse dans la biotite et la cordiérite ; apatite en grains trapus (jusqu'à 5 mm) ; sillimanite sous forme de cristaux isolés ou en aiguilles (fibrolite) incluses dans la biotite et le quartz, occasionnellement dans la cordiérite ; illménite (54 % TiO_2 , 43 % FeO , 4 % MnO) en grains xénomorphes atteignant 1 mm et souvent associée à la biotite.

Le granite clair à cordiérite apparaît de façon sporadique un peu partout dans le complexe anatectique. Cette roche claire (leucocrate) à très claire (hololeucocrate), de teinte blanc-laiteux est à grain moyen. Les alignements de nodules de cordiérite gris-vert et de schlierens de biotite soulignent sur le fond clair une structure fluidale et donnent à la roche une ébauche de fabrique. Les nodules de cordiérite verte sont souvent entourés par une auréole hololeucocrate parfois d'un centimètre d'épaisseur. De petits cristaux automorphes de cordiérite sont présents occasionnellement. Ces granites leucocrates contiennent généralement de grandes enclaves de nature variée (D 498 à l'Ouest d'Estivareilles ; D5 au Nord de Marols). Le granite clair peut aussi former une auréole de plusieurs dizaines de centimètres de large dans le granite hétérogène autour des enclaves ou des filons. Ainsi, il passe progressivement au granite hétérogène par endroit et le recoupe à d'autres.

Ce granite a une composition de monzogranite à quartz (30 à 36 %), feldspath alcalin (24 à 45 %), plagioclase (25 à 35 %), cordiérite (jusqu'à 10 %) et biotite (moins de 5 %). Il a une matrice essentiellement quartzo-feldspathique à texture équante, constellée de nodules monocristallins de cordiérite gris-vert, de taille variable (1 à 5 cm), toujours plus ou moins altérée, où sont dispersées quelques petites lamelles de biotite. Le quartz a les mêmes caractères pétrographiques que dans le granite hétérogène (en grains ou en plages interstitielles xénomorphes, à extinction onduleuse). Le plagioclase, en sections automorphes (1 à 4 mm), est principalement de l'oligoclase. Le feldspath alcalin (Or_{82-87}) est perthitique, poëcilitique et rarement maclé. Il contient de nombreuses inclusions de plagioclase, de quartz et de biotite. La biotite ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,47$ à $0,60$) est rare et de petite taille (inférieure à 2 mm) et peut se rassembler en agrégats. La cordiérite, de même composition que celle du granite hétérogène, est en petits prismes automorphes ou en grands nodules centimétriques (pouvant atteindre 10 cm). Les deux formes cristallines sont parfois présentes dans la même roche. La cordiérite est poëcilitique, avec inclusions de quartz dans les deux formes. Dans les nodules, les inclusions sont plus variées : feldspath potassique, biotite,

sillimanite et grenat. Les principaux minéraux accessoires sont l'ilménite et la sillimanite.

γ. Granite à biotite riche en feldspath alcalin. Ce granite de composition monzogranitique se caractérise par un aspect homogène et la présence de tablettes centimétriques d'orthose, parfois maclées. Ces mégacristsaux de feldspath alcalin présentent une fabrique qui donne à la roche une orientation plus ou moins prononcée. Ce granite comporte du quartz isogranulaire, des plagioclases automorphes sous forme de petits prismes plurimillimétriques et essentiellement de la biotite. La cordiérite est généralement discrète. Les nodules sont de petite taille (< 2 cm) et dispersés dans la roche.

Ce granite légèrement à sub-porphyroïde n'apparaît que localement en différents endroits de la feuille Firminy, en particulier sur les crêtes du Forez. Des boules de ce granite sont disséminées dans les bois dominant Gumières à l'Ouest.

Seule la présence des tablettes d'orthose permet de distinguer ce type du granite hétérogène commun. Toutes les autres caractéristiques minéralogiques sont identiques.

δ. Granite rubané clair. Dans la partie nord de la feuille, le passage du granite type du Velay aux migmatites se fait souvent brutalement à la faveur de failles. Il peut aussi se faire par l'intermédiaire d'un granite rubané. Le caractère rubané est lié au fait que le granite est parcouru par des schlierens. Sur le terrain, ces alignements de biotite permettent de le distinguer aussi bien du granite type que des migmatites à biotite. Ce granite rubané est plus pauvre en biotite, donc beaucoup plus clair que les migmatites à biotite. Il rappelle le granite clair à cordiérite mais s'en distingue parce que les nodules de cordiérite n'apparaissent que sporadiquement. Comme dans les migmatites à biotite, les nodules sont généralement plus petits que dans le granite type ou que dans le granite leucocrate à cordiérite et très rarement en essaims. En revanche, les enclaves assez abondantes les rapprochent des autres types de granites du complexe du Velay.

Les différents types de granite du complexe granito-anatectique du Velay ont des compositions chimiques très proches malgré une grande hétérogénéité d'aspect. Seul le granite leucocrate à cordiérite est globalement plus pauvre en Fe, Mg et Ca que les autres granites du complexe. Chimiquement, les différents types de granites sont non seulement assez proches les uns des autres, mais ils sont également identiques aux migmatites à biotite. Leurs compositions chimiques et minéralogiques en font des monzogranites et des monzogranodiorites. Le caractère toujours alumineux des biotites permet de préciser qu'ils se rangent dans une lignée alumino-potassique, comparable au type Guéret. De façon plus générale, ces granites appartiennent aux granites S

de B. Chappell et A.-J.-R. White (1974) ou à la grande famille des monzogranites et granodiorites hyperalumineux à biotite et cordiérite (CPG) de B. Barbarin (1999).

Une des principales caractéristiques du complexe granitique du Velay est de contenir de très nombreuses enclaves (Didier, 1964). Elles sont plus particulièrement abondantes dans le granite hétérogène à biotite et cordiérite et seulement fréquentes dans le granite rubané clair.

Les enclaves les plus répandues sont essentiellement gneissiques, avec une taille variable allant de l'échelle centimétrique à pluridécamétrique; certaines formant même des panneaux plurihectométriques à kilométriques (talus de la D102 à l'Ouest de Margerie-Chantagret; talus de la D3 à Ampérieux et Peyreneyre; talus de la D105 dans la descente de Périgneux, à 1 km au Nord du village). Ces roches alumineuses, souvent déformées ou boudinées, sont des gneiss et des micaschistes, calco-magnésiens, à biotite et sillimanite qui dérivent probablement de sédiments marneux. Les amphibolites d'origine probablement orthodérivée, sont beaucoup plus rares. Les orthogneiss sont issus de la transformation d'anciens granites porphyroïdes. La plupart de ces enclaves, également appelées xénolithes, ont des limites nettes et des contours anguleux. Seuls quelques paragneiss alumineux peuvent former des enclaves à limites diffuses qui témoignent d'un processus de fusion partielle. Dans le granite à cordiérite du Velay, les enclaves de roches métamorphiques, même lorsqu'elles sont abondantes, ne se trouvent pas dans leur position d'origine (talus de la D498 à l'Ouest d'Estivareilles ou de la D14 au Nord-Ouest de La Chapelle-en-Lafaye).

Les enclaves surmicacées ou restites forment de petites loupes centimétriques de teinte noire nettement visibles dans le granite clair. Ces enclaves très riches en biotite contiennent fréquemment des petits amas de sillimanite fibreuse. Par endroit, des schlierens riches en biotite donnent au granite du Velay un aspect rubané soulignant une fluidalité.

Les enclaves de roches magmatiques sombres sont représentées par des roches dioritiques qui sont souvent des vaugnérites. Ces enclaves généralement arrondies sont de taille décimétrique à métrique.

Sous le terme de « vaugnérites » (Lacroix, 1917) sont rassemblées ici des diorites et des syéno-diorites de teinte sombre à grain moyen à fin, à texture grenue, parfois orientées, riches en biotite, avec ou sans amphibole. H. Sabatier (1980) a précisé la nature et la pétrologie de ces roches connues depuis longtemps dans le Massif central (Drian, 1849). Aux trois phases principales (biotite, actinote magnésienne et plagioclase andésine) peuvent s'ajouter clinopyroxène, quartz et feldspath alcalin. L'apatite est l'accessoire typique. Les vaugnérites se présentent toujours sous forme d'enclaves contrastant avec leur

encaissant de teinte claire. A l’affleurement, elles forment généralement des enclaves métriques à décimétriques dispersées au sein du granite du Velay, soit isolées, soit en essaims (talus de la D14, au Nord-Ouest de La Chapelle-en-Lafaye), et parfois associées avec des enclaves de granite porphyroïde (type Gumières) comme à Fontmalard (talus nord de la D102), et en quelques points du granite du Velay, des petites enclaves isolées à grain fin, à biotite seule et à structure orientée. Les vaugnérîtes en stocks à texture grenue sont à biotite et amphibole et de composition gabbro-dioritique, alors que les vaugnérîtes en enclaves de petite taille, à texture finement grenue, ne contiennent que de la biotite et ont une composition syéno-dioritique. Dans le talus de la D14 au Nord-Ouest de La Chapelle-en-Lafaye, de minces niveaux lenticulaires de vaugnérîtes à gros grain et à structure équante sont intercalés dans les panneaux de vaugnérîtes à grain fin, à biotite et à structure foliée prononcée. De minces filets quartzo-feldspathiques subparallèles à la foliation soulignent également l’orientation de l’ensemble qui présente un pendage Nord-Ouest. Le granite clair du Velay se propage dans cet ensemble de vaugnérîtes soit de façon diffuse sous forme d’apophyses et de filonnets envahissant la trame « gneissique », soit par l’intermédiaire d’un épais filon sécant sur la foliation de l’encaissant. Ce phénomène est accompagné, comme partout dans le complexe du Velay, par le développement de cloisons et d’amas biotitiques au contact granite-vaugnérîte. Les relations structurales entre les vaugnérîtes et les granites montrent que les vaugnérîtes sont synchrones des granites porphyroïdes (type Gumières) et antérieures au granite du Velay.

Ces différentes enclaves sont souvent isolées mais peuvent aussi être associées pour former des essaims constitués d’enclaves de taille et de nature variées (D498 à l’Ouest d’Estivareilles, D14 au Nord-Ouest de La Chapelle-en-Lafaye ; D102, à l’Ouest de Margeride-Chantagret).

γb. Granite tardimigmatite à biotite. Le terme de granites tardimigmatitiques (Didier, 1964 ; Montel & Abdelgafar, 1993) désigne les granites tardi anatexie vellave. Il s’agit d’un granite sombre, équant, à grain fin, à biotite et à plagioclases automorphes. Un seul affleurement de granite de ce type a été répertorié sur la feuille Firminy, en rive droite de la Loire. Le plateau de la Danse est constitué par une lame de granite tardimigmatitique surmontant le granite de Chambles, lui-même reposant sur le granite de la Rivoire et sur le granite hétérogène du Velay.

Formations post-vellaves

γc. Leucogranite à deux micas de Chambles. Le leucogranite de Chambles forme un pluton à contour nettement circonscrit, d’environ 10 km par 4 km, de grand axe orienté ENE-WSW. Il est franchement intrusif dans le granite du Velay à l’Ouest et dans le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire à l’Est. Il présente également des contacts tectoniques avec les dépôts houillers du bassin de Saint-Étienne et les dépôts tertiaires du bassin d’effondrement de la

plaine du Forez. Le leucogranite de Chambles est découpé par un réseau de failles NNE-SSW et NNW-SSE. Un ensemble de failles ENE-WSW souligne son axe d'allongement principal. À l'affleurement, il est également caractérisé par un réseau régulier de diaclases particulièrement bien exprimé dans les talus des routes (D105 au Nord de Périgneux ; D108 entre Laborie et le barrage de Grangent) et dans les anciennes carrières de Périgneux.

Le leucogranite à deux micas de Chambles est peu déformé et peu altéré. Il est caractérisé dans sa partie orientale en bordure de la Loire par une texture grenue, à grain moyen à gros, et des teintes claires dans les tons beige à rosé, avec des tâches rougeâtres localisées à proximité des failles. Dans sa partie occidentale, où il est dénommé « granite de Périgneux », sa texture est à grain fin à moyen. Le leucogranite de Chambles est riche en quartz, feldspath alcalin pœcilitique, relativement pauvre en plagioclase et contient de la biotite chloritisée et de la muscovite automorphe en égale abondance. Les minéraux accessoires sont représentés essentiellement par l'apatite et le zircon. Le granite de Périgneux contient les mêmes minéraux et a exactement la même composition minéralogique et chimique que le leucogranite de Chambles dont il ne se distingue que par une taille de grain plus fine.

Une datation sur monocristaux de zircon fournit un âge permien inférieur (289 ± 6 Ma) pour le leucogranite de Chambles. Cet âge est en parfaite conformité avec le caractère tardif dans l'histoire magmatique locale des leucogranites à deux micas plus largement répandus dans le complexe du Velay sous forme de filons, parfois kilométriques (voir feuille Monistrol-sur-Loire).

^LYbm. **Leucogranites filoniens à biotite et muscovite (290-280 Ma).**

Les leucogranites filoniens sont cantonnés dans la moitié ouest de la carte. Le réseau filonien est le plus dense entre Périgneux (terminaison occidentale du pluton de Chambles) et une ligne joignant Saint-Hilaire-Cusson-la-Valmitte à Montarcher. Les filons sont le plus souvent rectilignes, parfois arqués, d'extension longitudinale, plurihectométriques à plurikilométriques. Ces filons sont fréquemment en relief par rapport au granite du Velay. Le plus souvent verticaux, ils peuvent également être inclinés (Saint-Bonnet-le-Château) ou pratiquement horizontaux (Montarcher). Ils s'organisent suivant une direction structurale majeure NW-SE à NNW-SSE. Une direction NNE-SSW apparaît localement dans la région de Chénereilles. Ces directions matérialisent un ou plusieurs épisodes d'une phase de tectonique cassante, tardive dans l'histoire de ce segment de la chaîne varisque.

Les leucogranites peuvent être observés dans la carrière dominant Saint-Bonnet-le-Château (Suc de Montmie) ou à Montarcher. Ils ont une couleur généralement blanche à rose, une texture finement grenue, souvent saccharoïde, avec une taille de grain inframillimétrique à plurimillimétrique, variable d'un filon à l'autre, et parfois au sein d'un même filon. Ces leucogranites sont des

monzogranites qui contiennent du quartz (30 à 35 %), du feldspath alcalin (30 à 35 %), du plagioclase (environ 25 %), de la biotite (moins de 3 %), de la muscovite (5 à 10 %) et des minéraux accessoires (zircon, apatite). La muscovite est omniprésente et toujours plus abondante que la biotite qui peut être rare à absente. Le quartz est xénomorphe, à contours irréguliers moulant les feldspaths, en agrégats engrenés, ou en inclusions globulaires dans les feldspaths. Le feldspath potassique est perthitique, généralement en grandes plages automorphes et pœcilitiques (inclusions de quartz, plagioclase et biotite), et plus rarement en sections automorphes et maclées. Le plagioclase est de type oligoclase et le plus souvent très altéré. La biotite, peu pléochroïque, est en lamelles, souvent décolorées. La muscovite se présente soit en grandes lamelles subautomorphes, soit en petits agrégats où elle est étroitement associée à la biotite.

Terminaison occidentale du Bassin de Saint-Étienne : Stéphanien supérieur

h5Si. Silicification hydrothermale de Landuzière. Le bassin de Saint-Étienne est rempli de sédiments silicoclastiques et continentaux accompagnées d'épisodes de volcanisme rhyolitique qui sont traditionnellement associés aux silicifications hydrothermales de formations carbonifères dans la partie nord-ouest du bassin. Les silicifications se rencontrent au sein de buttes isolées (Copard *et al.*, 2002) dans deux contextes soit i) comme à Saint-Priest-en-Jarez sous forme de lits de silice massive de 3 à 4 m d'épaisseur, intercalés dans des dépôts carbonifères ; soit ii) comme à Landuzière, sous forme de silicifications postérieures aux dépôts de séquences grés-conglomératiques fluviales. À Landuzière les faciès affectés par les silicifications sont des grès quarzo-feldspathiques séricitisés, à grain fin à grossier, qui renferment de rares fragments de micaschistes et de quartzite, ainsi que des débris végétaux et quelques traces de graphite. La silice se trouve sous la forme de petits cristaux de quartz vacuolaire subautomorphes dans tous les pores du grès.

Les minéraux opaques sont rares, ce sont principalement des cristaux de pyrite dispersés qui contiennent des traces d'As et Sb. Un assemblage de petits cristaux de quartz et d'arsénopyrite (1 à 3 μm) avec des concentrations importantes de Sb (environ 1 % en poids) se rencontre uniquement dans des cavités fossiles de cellules de débris végétaux.

On estime que ces silicifications se sont produites à la fin du Carbonifère dans des conditions de température estimées entre 150 et 160 °C (Copard *et al.*, 2002).

h5m. Dépôts palustres à charbon, grès fin en remplissage de chenaux et shales carbonées à plantes et nodules. Les paléo-

environnements stéphaniens relèvent essentiellement de milieux fluvio-palustres, dans lesquels le charbon se situe en domaine «proximal» depuis des systèmes torrentiels jusqu'à des marécages à végétation autochtone. Quelques épisodes deltaïques semblent être également intervenus dans le remplissage sommital du houiller de Saint-Étienne (Autunien).

h5i. Dépôts de plaine d'inondation, grès fins en remplissage de chenaux et shales carbonées à plantes et nodules. (Dépôts de plaine d'inondation, grès fins en remplissage de chenaux et shales carbonatés à plantes et nodules). Ces roches généralement noirâtres (on trouve aussi quelques schistes rouges ou lie-de-vin) deviennent gris cendré par altération météorique. Ils sont caractérisés par un débit en lits très minces (comme des feuillets) composés d'argiles et de quartz, non visibles à l'oeil nu en raison de l'extrême finesse du grain. Leur décomposition conduit à des argilites. Ces schistes renferment de fréquentes empreintes de plantes fossiles dont des fougères vraies, des fougères à graines (Ptéridospermées) et des Calamites, des Cordaïtes dont il a été retrouvé quelques troncs en position verticale.

h5f. Dépôts fluviatiles, type réseau en tresses à dominante de grès grossier arkosique. À ces brèches ont succédé des épandages de grès granoclassés, étalés en nappes à stratifications obliques traduisant l'existence de chenaux à réseau en tresses, analogues à ceux que l'on peut observer actuellement dans les milieux fluviatiles. Ces sédiments terrigènes venaient s'accumuler dans une dépression créée par le fonctionnement de failles normales dans le socle (liées à des phénomènes tectoniques en distension). Ces apports provenaient de l'érosion de reliefs montagneux, situés au Nord du bassin en voie de comblement (à rechercher dans les actuels Monts du Lyonnais et même plus loin dans la région de Tarare d'où proviennent des végétaux du Viséen, conservés dans le poudingue mosaïque de Saint-Étienne).

h5cg. Dépôts fluvio-torrentiels à dominante de conglomérat grossier. Ces conglomérats se rencontrent dans des environnements de cône alluvial où ils sont associés à des grès.

h5e. « Brèche » de la Fouillousse : débris flow et diamicite fluvio-glaciaire, brèche de pente. Les brèches forment des bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique composés de blocs anguleux, de taille allant de 10 cm à plus de un mètre, allongés dans le sens de la pente. Ils sont inclus dans une matrice (ciment) argilo-gréseuse grossière. Ces blocs proviennent du socle immédiatement voisin : ils n'ont donc subi qu'un faible transport. Ces caractères sont ceux d'éboulis ordonnés de bas de pente qui, de nos jours, se développent dans les zones de haute altitude caractérisées par la présence de glaciers et sous l'influence de phénomènes périglaciaires. La présence de glaciers pendant la période houillère avait été reconnue dès la fin du siècle dernier (Julien, 1895).

Ces roches résultent de l'accumulation de débris rocheux (anciens galets) de dimensions centimétriques à décimétriques, pouvant dépasser le mètre cube comme à La Fouillouse, où s'entremêlent des blocs anguleux (les plus fréquents) et arrondis. Ces blocs, en majorité anguleux (ce qui vaut le nom de brèche à cette formation), sont des fragments arrachés au socle cristallin, situé plus au Nord et comprenant comme éléments : du granite, des gneiss à deux micas, des quartzites et des micaschistes à minéraux, le tout lié par un ciment siliceux.

Filons

Q. Quartz parfois minéralisé. Sur la moitié est de la feuille, des filons de quartz verticaux, d'orientation est-ouest à NW-SE et supposés d'âge permien, recoupent indifféremment toutes les formations du socle paléozoïque. Sur la moitié ouest de la feuille, ces filons sont exceptionnels à absents dans le granite du Velay et les migmatites à biotite associées. Un important filon peut être observé à la Sagne des Chaux, près de Meyrieux, au cœur du pluton de Chambles. Ces filons massifs sont constitués par un quartz d'aspect assez brêchique et riche en géodes. Ils peuvent être repris dans des failles et partiellement mylonitisés (exemple du filon au bord de la Loire sous le pont de Saint-Just-sur-Loire – Saint-Rambert). Quelques minéralisations de type BPGC peuvent être associées. Dans le secteur de la Rivoire, le filon de Pompét est exploité pour le plomb argentifère. Un peu plus au Nord, au niveau de la côte 746, un autre filon de même orientation a été entièrement exploité.

CÉNOZOÏQUE

Formations sédimentaires tertiaires

III. Formation tertiaire indifférenciée : conglomérats, sables et sables argileux du graben de la Croix de Marlet. Au Nord de Firminy, au sein des formations du bassin houiller, apparaissent des sédiments détritiques terrigènes en remplissage du petit fossé d'effondrement de la Croix de Marlet. Au contact avec le substratum sédimentaire carbonifère, sur une surface d'érosion bien marquée,affleurent des conglomérats, fortement chenalisés, à gros éléments polygéniques et hétérométriques, emballés dans une matrice argilo-sableuse à argiles rouges plastiques à montmorillonite. Au-dessus, apparaît une séquence de dépôts bien stratifiés de sables et d'argiles sableuses souvent rougeâtres, contenant des éléments rocheux noirs hérités des formations sédimentaires du Houiller. Dans cette séquence de moins de 10 m d'épaisseur, une diminution de la granulométrie des dépôts vers le haut est bien visible. Aucun argument stratigraphique ou paléontologique ne permet de préciser l'âge de ces dépôts tertiaires.

e1. Formations d'Outre l'Eau : sables, argiles sableuses rouges et paléaltérites ferrugineuses.

Au Nord-Ouest de Saint-Marcellin-en-Forez, au lieu-dit Outre l'Eau, d'anciennes carrières en partie comblées, situées à proximité du cimetière, révèlent des faciès argileux rouges lie-de-vin. Sur la coupe la plus complète, la succession stratigraphique des dépôts est la suivante :

– un à deux mètres de sables gris moyens à grossiers, mal calibrés, quartzofeldspathiques et micacés, à matrice argileuse réduite ;

– trois mètres d'une argilite rouge lie-de-vin compacte, qui présente sur la totalité de son épaisseur un réseau d'amas blanchâtres anastomosés, denticulés et irréguliers (marmorisation). Ces amas sont composés exclusivement de kaolinite alors que la partie rouge correspond à un mélange d'hématite, de kaolinite, de quartz et de muscovite (analyse diffractométrique). Ces argilites contiennent de 3 à 5 % de grains de quartz arrondis et émoussés, présents également dans le niveau sous-jacent. Le contact entre les deux niveaux est irrégulièrement progressif et diffus. Ces caractères indiquent que ce niveau correspond à un paléosol fersialitique développé sur les sables quartzofeldspathiques sous-jacents et résultant d'une altération rubéfiante sous climat hydrolysant chaud et humide, à saisons alternées, de type subtropical ou méditerranéen. Au sommet du paléosol, les marmorisations blanchâtres sont tronquées par une paléo-surface d'érosion parfaitement horizontale, qui indique une reprise d'érosion postérieurement à l'évolution pédogénétique ;

– cette surface d'érosion est surmontée par un dépôt stratifié d'argiles rougeâtres à kaolinite peu compactées et peu sableuses, épais de 5 m, à laquelle succède un niveau épais de 3 m, d'une argile sableuse compacte rouge violacé à tâches verdâtres. La kaolinite est présente en pourcentage relativement important dans ces derniers terrains ;

– cette coupe est surmontée par des alluvions quaternaires anciennes de la Mare.

Le contexte cartographique montre que le socle granitique n'est pas éloigné de ce qui permet de voir dans ces dépôts les premières manifestations de l'histoire éocène locale et sans doute régionale. L'épaisseur du paléosol résiduel (3 m) indique que la période d'altération fersialitique, certainement d'extension régionale, correspond à un intervalle temporel relativement long pendant l'Éocène. Par la suite, les conditions paléo-environnementales ayant changé, ces paléosols sont partiellement détruits et alimentent une sédimentation argilo-sableuse comblant les dépressions existantes. Au-delà d'Outre l'eau, vers le Nord, le long de la bordure de la plaine, ces niveaux d'altération éocènes ne sont plus observés à l'affleurement. Seul un forage profond (MOB71, COGEMA, 116 m), localisé en limite des feuilles de Firminy et de Montbrison (X = 741,49 ; Y = 361,67 ; Z = 395 m), a recoupé de telles argiles rouges pédogénétiques sur 5 à 6 m d'épaisseur au contact du socle granito-gneissique (fig. 3).

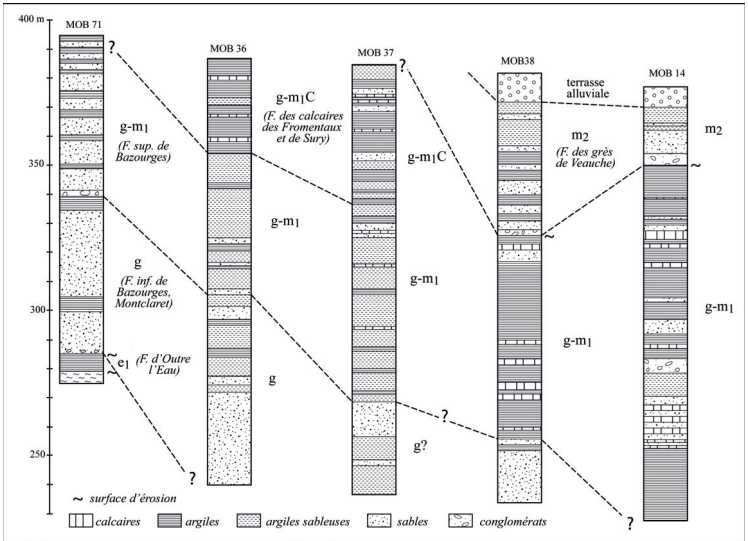


Fig. 3 - Corrélation entre les différents forages réalisés par le CEA dans le Sud du Bassin du Forez. (MOB 71 : x = 741,49 - y = 361,67 ; MOB 36 : x = 743,43 - y = 360,00 ; MOB 37 : x = 743,83 - y = 358,56 ; MOB 38 : x = 746,16 - y = 358,80 ; MOB 14 : x = 746,06 - y = 361,64)

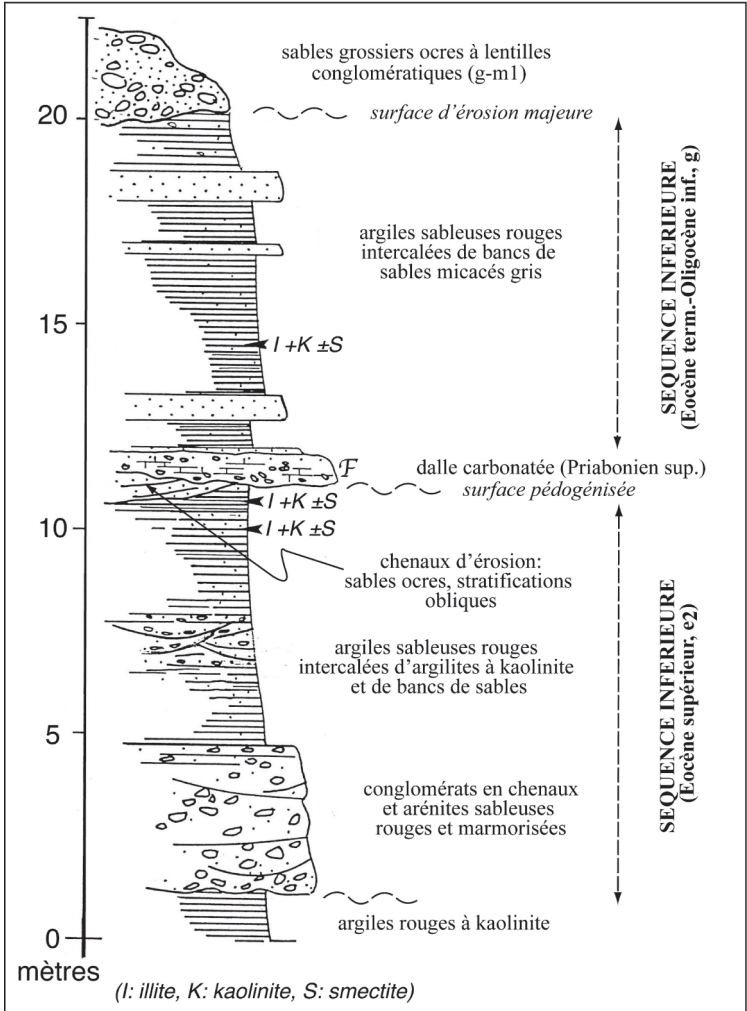


Fig. 4 - Log synthétique de la carrière des Plantées (Ech-Cherif El-Khetani, 1996, modifié)

e2. Formations de l'Orme et des Plantées : conglomérats, sables et argiles rouges. Dans un ensemble de carrières exploitées par des tuileries (carrières de l'Orme), des coupes montrent sur des épaisseurs de 20 à 30 m une succession de bancs épais de conglomérats plus ou moins chenalisés, polygéniques et hétérométriques alternant avec des argilites rouges et des sables rouges ou grisâtres. À la base des coupes, les conglomérats constituent un banc massif à ciment carbonaté plus ou moins exprimé, épais de 3 à 4 m.

Les mêmes faciès se retrouvent à la base de la séquence mise à l'affleurement dans les carrières des Plantées (2 km à l'ENE de Saint-Marcellin-en-Forez). La coupe de référence met en évidence deux séquences détritiques séparées par un horizon carbonaté discontinu (fig. 4).

Dans la séquence inférieure argilo-sableuse horizontale épaisse de 20 à 30 m, se superposent des argiles kaoliniques rouges vif, des conglomérats chenalisés à gros galets de quartz, des arénites sableuses rouges à tâches gris verdâtre, quartzueuses et micacées, des argiles sableuses de même teinte intercalées d'argilites kaoliniques rouges et des alternances de sables et d'argiles sableuses. Cette séquence inférieure est entaillée par des chenaux d'érosion de largeur et de profondeur variables. Le plus important observé a une section d'une dizaine de mètres et est profond de cinq mètres dans son axe. Ces chenaux sont comblés par des sables ocres à grisâtres, graveleux, présentant des stratifications obliques systématiques. Ce premier ensemble est tronqué et nivelé par une surface d'érosion. Cette surface porte l'empreinte d'une pédogenèse, caractérisée par des tubules verticaux calcaires (traces de racines) et des encroûtements résiduels carbonatés. Elle est recouverte par un horizon carbonaté.

Ce banc carbonaté est morphologiquement bien individualisé dans les exploitations, où il constitue un niveau repère horizontal, d'épaisseur variable, dénommé « **dalle carbonatée** » (1). Il s'agit d'une formation lenticulaire, constituée d'une succession de trois faciès lithologiques (avec de la base au sommet) : (a) des conglomérats à ciment calcitique, (b) des calcarénites à graviers et niveaux micro-conglomératiques, (c) des calcaires fins (calcmicrites). La surface supérieure de ce niveau est marquée par des traces de dessiccation. Son épaisseur varie d'un à deux mètres du Sud-Ouest au Nord-Est sur les 400 m d'affleurement mis à jour sur les fronts d'exploitation.

La séquence de dépôt supérieure surmonte la « dalle carbonatée » et correspond à une alternance régulière décimétrique à métrique de sables et d'argiles. Les sables sont micacés, beiges grisâtres à granulométrie moyenne à fine avec quelques niveaux plus grossiers. Les argiles à kaolinite, smectite et illite présentent une fraction sableuse en quantité variable et sont de couleur rouge. À peu près systématiquement, sous les sables les argiles sont marmorisées. Cette séquence supérieure est limitée par une importante surface d'érosion (Ech-Cherif El Khetani, 1996), au-dessus de laquelle apparaît un

complexe de sables grossiers argileux, ocres ou beiges, à niveaux lenticulaires discontinus de conglomérats, attribués à l'Oligo-Miocène (g-m).

La « dalle carbonatée » a livré une faune abondante et variée. La majorité des spécimens ont été dégagés des calc-micrites de la partie supérieure. Des restes de crocodiliens, tortues, oiseaux, artiodactyles et de périssodactyles dont Paleotheridae, Plagiolophus minor (biozones MP18 à MP22) et Paleotherium muehlenberg (antérieur à MP20) ont été identifiés. Cette faune place l'ensemble entre les zones MP18 et MP20, au Priabonien supérieur (détermination J.A. Rémy et J. Sudre, *comm. pers.*). Ces éléments fauniques comme le type de carbonates suggèrent un climat chaud de type subtropical. Cette bordure lacustre fréquentée par des crocodiliens, des tortues et d'autres espèces de vertébrés suggère une période où l'apport alluvial, important antérieurement, paraît diminuer en liaison avec une certaine stabilisation biostatique. Cette stabilité permet l'installation d'un milieu lacustre dont le témoin, dans le Sud de l'actuel bassin est la « dalle carbonatée ». Le dépôt de la série argilo-sableuse inférieure peut être attribué à l'Éocène supérieur. Quant à la séquence supérieure à sables et argiles kaoliniques rougeâtres, elle peut appartenir à l'Éocène supérieur comme à l'Oligocène inférieur. Dans ce dernier cas, la « dalle carbonatée » marquerait la limite Éocène-Oligocène.

Les formations éocènes sont également reconnues à l'Est et au Sud du bassin. Les argilites rouges, conglomérats et sables gris micacés se retrouvent dans le coin NE de la carte, où ces dépôts constituent la colline d'orientation NS entre Milieux et Le Brûlé. Les argiles et les argiles sableuses rougeâtres à kaolinite et smectite étaient anciennement exploitées par les potiers de Saint-Bonnet-les-Oules. Les travaux effectués lors de l'installation de la gare Floeger-SNCF ont largement entaillé le Nord de la colline sur 10 à 15 m de hauteur et fait disparaître les anciennes carrières visibles jusqu'en 1995-96 tout en révélant de nouvelles coupes. Une séquence de dépôts horizontaux y affleure. Elle est constituée d'une succession d'argiles sableuses rouges micacées (à muscovite et biotite) en couches épaisses de 1 à 2 m au plus, de sables grossiers grisâtres à ocres souvent à passées graveleuses, et de conglomérats à matrice sablo-argileuse. Dans ces conglomérats, aux éléments quartzeux et granitiques très subordonnés, s'associe une proportion notable de blocs et graviers de roches métamorphiques, d'anciennes laves, et de quartzites. La nature lithologique de la fraction détritique grossière différente dans ce secteur par rapport aux Plantées et à l'Orme, peut être corrélée à la nature lithologique du socle des Monts du Lyonnais. Dans les niveaux de sables et d'argiles apparaissent des grains ferrugineux remaniés, constitués soit d'un cortex hématitique autour d'un grain de sable, soit d'hématite cristallisée (Jannes, 2003). Les ravines qui entaillent les versants sud de la colline révèlent les mêmes faciès assurant leur extension à l'ensemble du relief. L'épaisseur minimale de la série est d'environ trente mètres.

Au Sud de Saint-Rambert, à partir du lieu-dit la Tuilerie, la coupe débute par cinq à six mètres d'argiles sableuses rouges homogènes, constituées par un fort pourcentage de kaolinite et de smectite, avec de l'illite, des micas dont la muscovite, et une fraction grossière détritique quartzeuse avec du quartz néoformé et de la tourmaline. Au-dessus de ces argiles rouges, apparaît une séquence détritique d'arénites et d'aréno-rudites intercalées de niveaux argileux marmorisés. Ces dépôts sont ravinés par un épandage de conglomérats à galets de 5 à 15 cm de diamètre, présentant un léger pendage ouest.

En rive droite de la Loire, le captage de la verrerie du Vieux Saint-Just-sur-Loire, a mis en évidence sous les alluvions une dizaine de mètres d'argiles rouges à éléments détritiques grossiers reposant sur le substratum granitique. Un peu plus au Nord, des formations d'argiles rouges identiques, reposant sur le socle et recouvertes d'alluvions, constituent le fond d'anciennes gravières et sont recoupées par des puits de captage d'eau et des forages piézométriques dans la zone de confluence du Bonson et de la Loire. En direction du Nord, ces faciès caractéristiques existent sous les alluvions de la Loire et ont été reconnus par divers forages de recherche d'eau autour de Saint-Bonnet-les-Oules et Saint-Galmier. Par exemple, le forage 599 La Pépinière (bordure sud de la carte de Montbrison) les a recoupés sur 136 mètres. Ils apparaissent discordants sur le socle varisque soit directement, soit par l'intermédiaire d'arènes rouges plus ou moins argileuses.

g. Formation inférieure de Bazourge, Montclaret : sables et conglomérats. En limite nord de la feuille Firminy, sur la colline de Montclaret sont conservés, sous un lambeau de coulée basaltique datée du Rupélien terminal ($28,6 \pm 1,3$ Ma), des dépôts sédimentaires silico-clastiques représentant l'Oligocène inférieur. Les travaux d'excavation de la carrière permettent d'établir une coupe représentative de cette sédimentation sur environ 40 m d'épaisseur. À la base de la séquence, 1 à 2 m de sables fins très micacés (biotite et muscovite) reposent directement sur les migmatites varisques. Au-dessus de ces sables, apparaît une masse conglomératique à base ravinante, ocre à grisâtre, épaisse de 5 à 7 m, très compacte, contenant des blocs hétérométriques de quartz et granites, dont les plus gros éléments peuvent dépasser 50 cm. Ces blocs sont réunis en amas ou dispersés dans une matrice de sables micacés grossiers à galets et graviers. Cet ensemble de sables grossiers et conglomérats, de couleur ocre dominante, ne présente aucune stratification nette. Ces dépôts constituent un affleurement d'une extension latérale d'environ 30 m, jusqu'à une zone où ils sont recoupés et injectés de filons et de sills basaltiques. Au-delà de cette zone chaotique, des sables grossiers à galets et graviers affleurent à nouveau. Ces sables contiennent une fraction argileuse un peu plus abondante et présentent des stratifications obliques. Ils montrent une tendance à l'affinement vers le haut de la coupe, où ils contiennent des niveaux décimétriques et discontinus d'argiles plastiques marrons, des niveaux de sables gris quartzo-feldspathiques micacés, et des amas lenticulaires métriques de

conglomérats à blocs et galets de quartz et de granite, emballés dans une matrice graveleuse de même nature. La zone sommitale de ces dépôts est disloquée par de multiples fractures liées à l'intrusion de filons et de sills basaltiques. Elle est tronquée par une surface d'érosion bien marquée, au-dessus de laquelle affleurent les témoins d'une activité volcanique (tufs volcano-sédimentaires surmontés d'une coulée basaltique prismée). L'âge rupélien inférieur à moyen de ces dépôts est attesté par la datation K/Ar à $28,6 \pm 1,3$ Ma de la coulée basaltique. D'extension réduite ces dépôts n'ont pu être représentés sur la feuille au 1/50 000, mais sont individualisés sur la carte détaillée de Montclaret (fig. 5). La présence à la base de cette série d'amas conglomératiques chenalisés et la fréquence des stratifications obliques dans les sables sont des indicateurs du contrôle fluvio-torrentiel de cette sédimentation sous climat aride. Le contact discordant sur le socle varisque dépourvu d'horizon d'altérites implique une phase d'érosion intense antérieure à ces sédiments détritiques et qui a décapé les formations à argiles rouges et kaolinite et les paléaltérites de l'Éocène. À proximité de Montclaret, ces formations résiduelles rouges d'âge éocène sont néanmoins préservées dans les forages (par exemple forage 71) qui apportent la preuve de leur ancienne extension et de l'érosion qui a suivi.

Des sédiments oligocènes horizontaux affleurent à peu de distance au Sud-Est de Montclaret dans le massif de Bazourge, où deux ensembles superposés peuvent être distingués : un ensemble inférieur et un ensemble supérieur. Ils avaient été précédemment considérés comme un seul ensemble de terrains silico-clastiques sableux oligo-miocènes (Tomas, 1971 ; Etlicher et le Griel, 1977 ; Ech-Cherif El Khetani, 1996).

L'ensemble inférieur de Bazourge, grossièrement détritique, de couleur grisâtre à ocre-beige est discordant sur le socle migmatitique. Il est constitué de sables moyens à grossiers, quartzo-feldspathiques et micacés, contenant des graviers et des galets dispersés ou en niveaux lenticulaires d'extension plurimétriques et d'épaisseur variable, centrimétrique à métrique. L'horizontalité de ces dépôts est soulignée par des niveaux sableux compacts d'épaisseur métrique, dont la surface basale est peu ravinante et atteste d'un régime hydrodynamique peu érosif. Des stratifications obliques sont fréquentes dans ces niveaux. Cet ensemble inférieur est bien représenté sur le versant sud-est du massif de Bazourge où son épaisseur est estimée à 70-80 mètres.

L'âge oligocène inférieur des formations détritiques de Montclaret est démontré. En revanche la position stratigraphique de la Formation inférieure de Bazourge est plus incertaine en absence de marqueurs chronologiques. Les hypothèses d'un dépôt synchrone ou postérieur à l'Oligocène inférieur sont *a priori* envisageables. Néanmoins, les caractères sédimentologiques et la répartition spatiale distincts entre ces dépôts et ceux de Montclaret permettent de favoriser l'interprétation d'un âge post-oligocène inférieur pour la Formation

inférieure de Bazourge. Leur période de dépôt serait quoiqu'il en soit limitée par l'âge aquitainien des dépôts de la Formation supérieure de Bazourge sus-jacents.

g-m1. Formation supérieure de Bazourge : sables argileux, argiles sableuses et argiles à occurrences dolomitiques. L'ensemble supérieur de Bazourge, de couleur grise, ocre à rougeâtre, succède à la Formation inférieure de Bazourge de façon apparemment continue, avec toutefois des différences de faciès nettes (variabilité de la granulométrie et de couleur, proportion d'argiles). Il correspond à une série silico-clastique plus diversifiée, où alternent irrégulièrement des sables argileux à stratifications obliques, des silts micacés, des argiles sableuses, et de rares niveaux graveleux chenalisés. Cette formation est constituée par l'empilement de petites séquences de dépôt discontinues. Certains niveaux montrent un granoclassement normal, se terminant par des niveaux plus ou moins continus, épais de quelques centimètres à quelques décimètres, d'argiles silto-sableuses marrons ou d'argilites rougeâtres. Cet ensemble affleure dans les ravines qui entaillent le massif de Bazourge en aval du Bois Ribaud et au Nord de la D54 dans le ruisseau de La Bruyère.

Dans des horizons graveleux de la partie supérieure de cet ensemble, des galets basaltiques ont été échantillonnés, l'un d'eux ayant été daté radiométriquement de l'Aquitainien supérieur ($21,5 \pm 1,7$ Ma : Gerbe *et al.*, 1998). En conséquence, cet ensemble supérieur qui remanie ces galets basaltiques, est postérieur, au moins dans sa partie supérieure, à l'Aquitainien, donc d'âge au moins Burdigalien. De ce fait, Il peut être corrélé aux ensembles de situation stratigraphique identique reconnus plus au Nord du bassin (feuilles au 1/50 000 Montbrison et Feurs). Cette Formation supérieure de Bazourge visible à l'affleurement dans la colline de Bazourge peut être corrélé à des niveaux sédimentologiquement comparables, reconnus dans le forage MOB71 (fig. 3), localisé à quelques centaines de mètres au NNW. Ils y atteignent une épaisseur de 60 m à partir de la surface et surmontent 50 m de la Formation inférieure de Bazourge grossièrement sableuse.

Sur la colline de Montclaret, des coupes mises temporairement à l'affleurement par les travaux d'excavation de la carrière révèlent des dépôts stratigraphiquement liés à la Formation supérieure de Bazourge. Des panneaux décimétriques de sédiments stratifiés, tectoniquement coincés au sein des intrusions basaltiques datées de l'Aquitainien, présentent des séquences de dépôts où alternent conglomérats à blocs de granite et de basalte altéré, des arénites quartzo-feldspathiques micacées de couleur grise mélangées à des fragments argileux rougeâtres, des niveaux d'argiles sableuses marrons et des niveaux d'argiles rouges. Sur la base des critères sédimentologiques (éléments basaltiques remaniés, argiles rouges et argiles sableuses de couleur marron), ces

témoins d'une formation détritique sableuse à Montclaret peuvent être corrélés à l'ensemble supérieur de Basourge.

g-m1C. Formation carbonatée des Fromentaux et de Sury-le-Comtal.

Cette formation regroupe les terrains qui affleurent plus ou moins bien depuis Sury-le-Comtal jusqu'à la colline des Fromentaux au Sud, située en rive gauche de la Mare à proximité de la station de pompage d'Aboen. Elle est constituée dans sa partie inférieure par des sables et des argiles sableuses, et dans sa partie supérieure par des calcaires. Ces faciès sont plus ou moins continus vers le Nord (feuille Montbrison). La partie inférieure de la formation correspond à un passage latéral avec les sables de la Formation supérieure de Bazourge.

Seule sur la colline des Fromentaux, une coupe significative peut être établie à partir des affleurements, des données d'anciens travaux miniers (Grüner, 1857) et des forages CEA 36 et 37 (150 m de profondeur). Ces deux forages (fig. 3) ont montré des horizons carbonatés, dolomitiques, intercalés dans un ensemble argilo-sableux et attribué à la « Mégaséquence supérieure » (Schuler et Sittler, 1969, 1976 ; Ech-Cherif El Khetani, 1996). À la base de la coupe de référence des Fromentaux, affleurent environ 10 m de faciès argileux très sombres, gris noirâtres à verdâtres, comportant des passées sableuses à graviers quartzeux, surmontés par des sédiments carbonatés. Au-dessus d'un niveau peu épais et irrégulier de calcarénites à graviers quartzeux, affleure un ensemble homogène épais de 4 à 5 m de bancs horizontaux de calcmicrites, qui furent exploités en carrières. Des dissolutions et des encroutements d'origine pédogénétique (calcrètes supermatures) affectent le sommet de certains bancs de calcmicrite.

D'autres témoins de cette séquence carbonatée, reconnus par d'anciens travaux actuellement inaccessibles, existent dans un périmètre géographique proche. Partout, les calcaires succèdent à des sables argileux. À l'Échaud, deux carrières ouvertes de part et d'autre de la route de Sury-le-Comtal à Saint-Marcellin-en-Forez ont permis d'exploiter un même banc calcaire épais de 2 m surmonté d'argiles sableuses à concrétions carbonatées. Environ 1 km au Nord, entre la Mare et Aubigny, les couches exploitées sont constituées de plusieurs bancs épais de 1,5 à 2 m de calcaires clairs compacts, interstratifiés, avec des passées blanchâtres plus argileuses et avec des niveaux d'argiles jaunâtres à verdâtres, et montrant de nombreuses variations latérales de faciès (Grüner, 1857). Ces formations sont également reconnues dans le forage 37, situé en bordure de la Mare à la côte 385 entre l'Echaud et le Fromentaux, et dans le forage 36 situé à l'Ouest d'Aubigny (fig. 3). La partie supérieure de ces forages présente un ensemble argilo-sableux avec des intercalations de bancs métriques dolomitiques dans les niveaux d'argiles grises à marron. Des niveaux plurimétriques de sables fins et grossiers apparaissent de façon plus ou moins récurrente au sein de la séquence. La base de cette série supérieure est marquée par un niveau sableux plus épais. Cette série d'argiles et de sables argileux prospectés par forage peuvent être corrélés aux faciès de la base de la coupe des

Fromentaux. Dans le forage situé plus au Nord, cette séquence ne serait plus représentée que par des argiles et des argiles sableuses sombres avec quelques intercalations de niveaux sableux : cela pourrait indiquer une limite d'extension latérale des calcaires des Fromentaux.

Sur le plateau de Sury-le-Comtal, des travaux de labours profonds font remonter des dalles de bancs calcaires décimétriques (10 à 30 cm), qui s'intercalent dans les sables très argileux et des argiles. Sous ces horizons à faible occurrence de calcaires, existe un banc plus homogène d'épaisseur métrique, anciennement exploité, dont L. Grüner (1857) signale la variation d'épaisseur de 1 à 2 m du Nord au Sud. Comme aux Fromentaux, il s'agit de calcimrites claires, présentant au sommet des bancs des figures de dissolution et d'émergence avec encroûtements d'origine pédologique, ressemblant parfois à des faciès stromatolitiques. Ces calcaires lacustres se retrouvent au Nord de Sury-le-Comtal, en dehors du territoire de la carte de Firminy (Grüner, 1857 ; Ech-Cherif El Khetani, 1996), où ils ont été également exploités en carrière. Ils sont individualisés sur la carte de Montbrison par un figuré spécifique les plaçant stratigraphiquement au sommet des terrains oligo-miocènes indifférenciés (g-m₁). Dans cette zone périphérique aux ensembles alluviaux de la Formation de Bazourge, la Formation des Fromentaux pourrait en partie être rapportée à une variation latérale de faciès de la Formation supérieure de Bazourge, et présenter une évolution faciologique indicatrice d'une variabilité paléogéographique au cours du temps. Elle serait dans ce cas attribuable au Miocène inférieur.

m2. Formation des grès de Veauche : sables grossiers à niveaux argileux. Au Nord d'Andrézieux-Bouthéon, le talus assez escarpé qui domine, en rive droite, la plaine alluviale de la Loire prolonge en continuité celui présent plus au Nord sur la feuille Montbrison de Veauche à Cuzieux. Les formations détritiques affleurant dans ces reliefs sont connues sous le nom de « Formation des grès de Veauche » et sont attribuées à l'Oligo-Miocène indifférencié sur la carte de Montbrison (Duclos *et al.*, 1974). Cette formation est constituée par une série horizontale d'alternances irrégulières de sables grossiers plus ou moins argileux et graveleux et d'argiles sableuses, avec de fréquentes intercalations de niveaux lenticulaires de tailles variables de conglomérats subordonnés aux sables. Des stratifications obliques d'échelles variables sont fréquentes. La matrice montre une association montmorillonite-quartz-muscovite avec présence de calcite. Cette formation présente des teintes assez variables, grisâtres, ocre, rougeâtres à beige orangé.

Certains faciès de cette formation se retrouvent en rive droite du Furan au Sud d'Andrézieux-Bouthéon et dans les talus au Nord de Saint-Rambert où l'horizontalité des strates est perceptible. Affleurant dans le secteur de la Quérillière et la Durière en limite sud du bassin, des sables ocre grossiers à graviers, cailloutis et galets quartzeux, associés à des lentilles conglomératiques

à éléments anguleux et à matrice silto-argileuse micacée, présentent des stratifications obliques décimétriques à métriques et sont fortement chenalisés. Ces dépôts d'une dizaine de mètres d'épaisseur mis en évidence lors de travaux autoroutiers sont discordants sur le socle métamorphique très altéré et sont à rapporter à la Formation des grès de Veauche (Jannes, 2003). Au Bas-Rollet, discordante sur des micaschistes, cette formation est représentée par des conglomérats consolidés, discontinus, composés de galets quartzeux de taille variable emballés dans une matrice dont la composition varie de sables rouges brique à des silts argileux micacés. Des faciès très comparables affleurent au Sud de la colline de Milieux et dans les pentes du glacis d'érosion des sommets au Nord de la Fouillouse jusqu'aux terrasses de la Loire. En position sommitale au Nord de la Fouillouse, les dépôts de cette formation reposent sur les micaschistes et les terrains houillers. Ces dépôts sont en continuité avec des affleurements supposés villafranchiens sur la feuille de Saint-Étienne, ce qui remet en cause cette attribution stratigraphique.

Au-delà de ces zones, ces dépôts sont masqués par les alluvions de la Loire, mais un forage profond permet de connaître l'extension probable de la Formation des grès de Veauche entre Sury-le-Comtal et la Loire (fig. 3). Dans le forage 14, les alluvions quaternaires surmontent une série de couleur brun-rouge de 20 m d'épaisseur, constituée d'argiles sableuses à éléments grossiers épars, marquée à sa base par un conglomérat à éléments feldspatho-lithiques pluricentimétriques (> 3 cm) dont certains sont des micaschistes. Sous ces conglomérats se développe une série d'argiles silteuses avec des niveaux de sables fins, des marnes et des calcaires contenant une palynoflore oligocène terminal (à rapporter à la Formation supérieure de Bazourge).

La découverte du contact de base de la Formation des grès de Veauche dans le lit du ruisseau du Vollon entre Bouthéon et Veauche (carte de Montbrison) permet de mieux situer la position stratigraphique de cette formation. Dans le Vollon, les terrains détritiques de la Formation des grès de Veauche reposent sur un banc conglomératique composite ravinant les terrains sous-jacents qui sont constitués par des argilites vertes à montmorillonite présentant des bancs dolomitiques centimétriques à décimétriques et contenant des ostracodes. Le banc conglomératique est horizontal comme les argilites, et son épaisseur variable atteint 70 cm. Les éléments très grossiers quartzeux ou quartzitiques décimétriques sont regroupés en amas ou dispersés dans une phase de liaison calcarénitique à graviers de quartz. Au sommet du banc conglomératique se développe un faciès de calcaire micritique montrant des silicifications discrètes. La surface sommitale du banc est irrégulière et présente des encroûtements calcaires très indurés et des traces d'érosion. Le banc conglomératique est surmonté par une série d'argiles sableuses de couleur marron à verdâtre qui passent sur 2 à 3 m à des sables de couleur gris-beige, et à laquelle succède une série de faciès type grès de Veauche mêlant argiles marron, sables et conglomérats à stratifications obliques. L'observation du contact de base

	Localisation géographique	Type de gisement	Caractéristiques pétrographiques	Âges radiométriques
Montclaret	Carrière en exploitation, extrémité nord de la colline de Montclaret, 2 km au Sud de Saint-Georges-Hauteville	Coulée de lave, épaisseur ≈ 10 m Filon subverticaux et sill, puissance du réseau filonien ≈ 50 m sur 1,5 km du NNW au SSE	Basamite porphyrique (ol, cpx), olivine iddingsitisée Basamite peu porphyrique (ol), fissures et vacuoles à carbonates et zéolites	28,6 ± 1,3 Ma 20,5 ± 1,5 Ma
Montsupt	Colline et village, 2 km au Nord-Est de Margerie-Chantagret, route D5, bord nord de la carte	Neck intrusif dans socle migmatitique	Basamite très porphyrique (ol, cpx), riche en nodules de péridotites, analcime subautomorphe	17,6 ± 0,9 Ma†
Lavieu	Colline et village, 4 km au Nord-Ouest de Margerie-Chantagret, route D102, bord nord de la carte	Neck intrusif dans socle migmatitique	Basamite peu porphyrique (ol), xénocristaux de quartz, agrégats polycristallins d'analcime et carbonates	22,0 ± 1,5 Ma
Le Suc (§« Trémolin »)	Carrière au sommet d'une petite butte à 500 m au Sud de Lavieu, entre Trémolin et Châtelville	Neck de forme ovoïde, prismation verticale à subhorizontale, brèche basaltique au contact avec socle	Basamite porphyrique (ol, cpx)	
Le Chier du Faut*	Plateau près de Chazelles-sur-Lavieu, chemin en direction SE à partir du village du Chier du Faut	Blocs basaltiques en « volantes » sur le bord des chemins et dans les prés, affleurement non localisé		
Champleabout	1 km au Nord de Reymondan, altitude 785 m, à mi-pente au-dessus du lit de la Mare	Filon vertical, puissance 2 m, extension 50 m, direction N85°E	Basamite très porphyrique (ol, cpx), xénocristaux de quartz	
Reymondan	Sortie sud du hameau, rive droite de la Mare, bord de route	Filon NE-SW subvertical, puissance 3-4 m, extension 10-20 m		
Pic de Bussy	Colline à l'Ouest du village de Bussy, affleurement au niveau du calvaire, 2 km Ouest de Margerie-Chantagret (D102)	Neck de forme ovoïde, direction d'allongement N140E, Ø ≈ 30 m, intrusif dans migmatites, brèches en périphérie	Basamite très porphyrique (ol)	

	Localisation géographique	Type de gisement	Caractéristiques pétrographiques	Âges radiométriques
Prafand (§ « Bissieux »)	Petite butte boisée, ~ 300 m ouest du hameau de Prafand, ~ 1,5 km Nord-Ouest de Soleymieux, altitude 825 m, ancienne carrière	Neck sub-circulaire, Ø ≈ 50 m, intrusif dans migmatites, prismation horizontale sur ancien front de taille	Basanite porphyrique (ol, cpx)	19,4 ± 0,5 Ma
Bellevue (§ « Thinerelles »)	Bosquet dans un champ sur surface aplantie, 500 m Sud-Ouest Saint-Jean-Soleymieux, ~ 300 m du hameau de Bellevue	Pointement de forme circulaire, Ø ≈ 5 m, intrusif dans migmatites	Basanite porphyrique (ol, cpx), olivine altérée, nodules de péridotites	
Le Chanellier	~1 km SSW de La Cruzille, D5 vers Marols, chemin en direction de Plaisance, 500 m après embranchement avec D5, altitude 820 m	Petit filon métrique, en grande partie excavé pour empiérement du chemin, intrusif dans migmatites		
Le Garet	200 m Sud du hameau situé à 2,5 km au Sud-Ouest de Saint-Jean-Soleymieux par D96, ancienne excavation	Filon de basalte, puissance < 10 m, intrusif dans les migmatites	Basanite peu porphyrique, riche en enclaves centimétriques de socle et xénochaux de quartz	
La Garenne (§ « Chenerelles »)	Carrière abandonnée, 750 m Nord de Chenerelles, D16 puis D109 ~ 6 km Ouest Saint-Marcellin-en-Forez	Filons métriques à décimétriques et coulée de lave, prismation verticale, contact de la coulée avec substratum migmatitique par l'intermédiaire d'un horizon métrique d'arène granitique	Basanite porphyrique (ol), olivine iddingsitisée silicification des arènes granitiques au contact avec la coulée, ciment à calcédoine et argiles néoformés	
Suc de Dieles	Ancienne carrière sur butte NW du village, D498 de Bonson à Nus, puis route nord vers Dieles	Système complexe de filons séparés par des panneaux de brèches basaltiques riches en blocs de granite, et des lentilles plurimétriques de dépôts volcano-sédimentaires stratifiés à matrice sableuse quartzo-feldspathique		
La Roche	Ancienne carrière, D109 de Saint-Bonnet-le-Château à Saint-Nizier-de-Fornas, puis route sud vers Fournier et chemin sud montant butte au-dessus de La Roche, altitude 834 m	Ancienne carrière dans structure volcanique circulaire, excavation profonde mais absence d'affleurement, blocs décimétriques à métriques de basalte	Basalte très porphyrique (ol, cpx), riche en nodules de péridotites (~1-2 cm), vacuoles à cristallisation en phase vapeur (feldspath, analcime, cpx et aegyrine)	23,7 ± 0,6 Ma

§ noms antérieurement attribués (Hernandez, 1971)

* in A. Gourgaud (1973)

† K-Ar in H. Bellon et J. Hernandez (1979)

Tabl. 1 - Localisation et caractéristiques des gisements volcaniques de la carte de Firminy

ravinant de la Formation des grès de Veauche montre qu'elle repose sur une surface d'érosion qui implique des modifications paléogéographiques majeures postérieurement aux dépôts lacustres d'argiles vertes.

La position stratigraphique de la Formation des grès de Veauche peut être précisée par corrélation avec la Formation des marnes vertes qui est continue dans le secteur Est du bassin depuis Feurs au Nord jusqu'à Veauche au Sud. Cette Formation des marnes vertes, faciès lacustres assez homogènes, couvre une période assez longue de l'Oligocène au Miocène. L'âge miocène inférieur à moyen des horizons supérieurs de cette formation près de Montrond-les-bains est démontré par les associations de microflore (characées) et de microfaunes (gastéropodes, ostracodes, cyprinidés), et par la datation radiométrique des formations volcaniques basaltiques (faciès pépéritiques et dyke basaltique datés à 12,9 Ma : Bellon et Hernandez, 1979). La Formation des grès de Veauche, déposée après les marnes vertes, est au moins d'âge miocène moyen.

Formations volcaniques tertiaires

βIII. **Basaltes tertiaires.** Les formations volcaniques tertiaires affleurent dans le quart nord-ouest de la carte de Firminy. Elles sont peu nombreuses et souvent de taille réduite. Il s'agit de la partie la plus méridionale du volcanisme tertiaire du Forez, dont les manifestations sont plus abondantes plus au Nord, entre Boën et Montbrison. Un inventaire des formations volcaniques du Forez a été proposé par J. Hernandez (1971), reprenant les travaux plus anciens de L. Grüner (1857), P. Glangeaud (1911), R. Michel (1958), C. Bobier et L. Glangeaud (1960). J. Hernandez a répertorié 17 affleurements sur la carte de Firminy, tout en signalant que certains d'entre eux n'étaient plus directement visibles bien que représentés sur la carte au 1/80 000. Il citait le cas de ceux situés à proximité de Gumières, où l'existence de formations basaltiques peut être attestée par la présence de quelques blocs dans de vieux murs. Nos levés cartographiques n'ont permis de localiser précisément que quatorze affleurements volcaniques (tabl. 1).

Les roches volcaniques forment des filons et des necks, intrusifs dans le socle granito-gneissique et mis en relief par les effets de l'érosion différentielle. Des lambeaux de coulées de lave basaltique, fossilisant une paléotopographie locale, sont également identifiés sur les sites de Montclaret (à environ deux kilomètres au SSE de Saint-Georges-Haute-Ville) et de La Garenne (à moins d'un kilomètre au Nord-Est de Chenereilles). Morphologiquement, les affleurements volcaniques se situent fréquemment au sommet de petites buttes. Leur taille est extrêmement variable et la forme de leurs contours cartographiques est souvent elliptique à circulaire. Le complexe volcanique de Montclaret, dont un descriptif détaillé est donné ci-dessous, a une extension de plusieurs centaines de mètres

et témoigne d'une activité volcanique marquée par plusieurs phases éruptives et des dynamismes éruptifs contrastés.

Les roches volcaniques, rarement vésiculées et fréquemment prismées, sont généralement des basaltes aphyriques à très faiblement porphyriques avec parfois quelques cristaux millimétriques d'olivine. Elles contiennent souvent des nodules infracentimétriques de périclites et des fragments encore plus petits de roches du socle granitique. Ces basaltes présentent une certaine homogénéité texturale et minéralogique. Leur texture est microlitique, subaphyrique à porphyrique, à mésostase microcristalline. D'un affleurement à l'autre, la trame cristalline de la mésostase change en fonction des conditions de refroidissement et donc du mode de mise en place. Ces basaltes contiennent en général 5 à 10 % de phénocristaux. Quelques laves sont plus porphyriques (15-20 % : pic de Bussy, Montsupt, la Roche).

Les phénocristaux sont constitués par de l'olivine systématiquement présente et par du clinopyroxène en quantité très variable, aussi abondant que l'olivine (la Roche, coulée de lave de Montclaret, Prafand) ou beaucoup moins abondant (filon de Montclaret, pic de Bussy). Les phénocristaux automorphes d'olivine ont une taille moyenne variant de 250 μm à 1 mm, sauf dans la lave de la Roche où ils peuvent atteindre 4-5 mm. Ils sont souvent craquelés. Fréquemment, un début d'altération marqué par la formation de liserés jaunâtres constitués d'agrégats cryptocristallins d'argiles et d'hydroxydes de fer (iddingsite), se développent en bordure des cristaux et le long de fissures fragmentant les cristaux. L'iddingsitisation de l'olivine est à peine amorcée à la Roche et à Prafand, et presque totale dans les coulées de lave de Montclaret et de la Garenne. Les phénocristaux automorphes de clinopyroxène sont optiquement zonés, avec une bordure pléochroïque de couleur brun-rosé bien marquée. Ils sont généralement de plus petite taille (100 à 700 μm) que l'olivine, et n'atteignent que rarement quelques millimètres comme à la Roche. Dans les laves du filon de Montclaret et du neck du pic de Bussy, le clinopyroxène n'est présent que sous forme de microphénocristaux et de microlites (10 à 150 μm).

Dans la mésostase, plus de 50 % des microlites sont constitués de fines baguettes de plagioclase. Ces microlites soulignent une direction de fluidalité. Des microlites d'oxydes ferro-titanés ainsi que de plus rares microlites d'olivine et de clinopyroxène sont également présents. Deux générations d'oxydes ferro-titanés peuvent être distinguées : de rares cristaux xénomorphes (golfs de corrosion) de grande taille (200-500 μm) et des microlites parfaitement automorphes (5-30 μm) et très abondants.

Des cristaux subautomorphes, globulaires d'analcime (30-100 μm) apparaissent dans certaines laves (Montsupt). Ils sont auréolés d'une couronne de microcristaux (5-30 μm) automorphes de feldspath, clinopyroxène \pm olivine. J. Hernandez (1971) mentionne également la présence systématique dans la

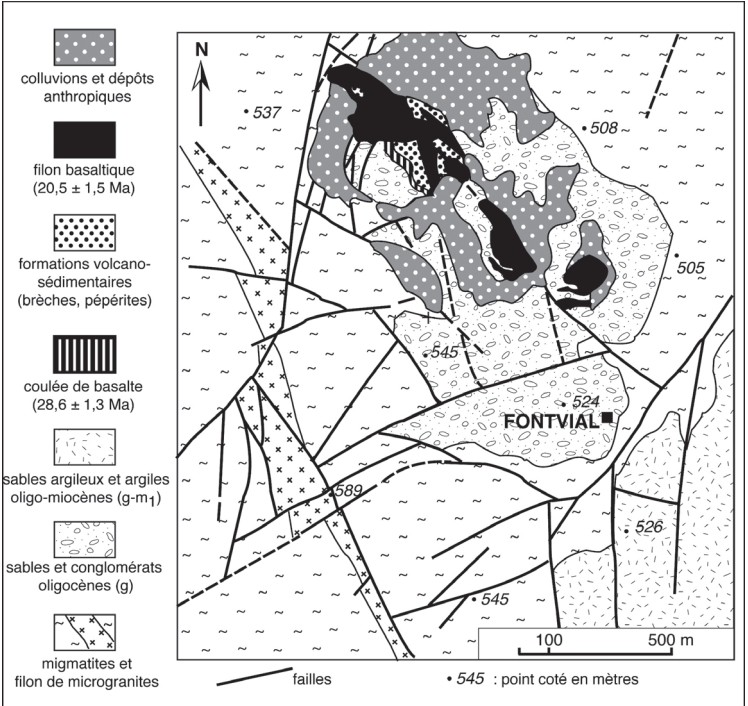


Fig. 5 - Carte détaillée du secteur de Montclaret (Gerbe et al., 2000, modifiée)

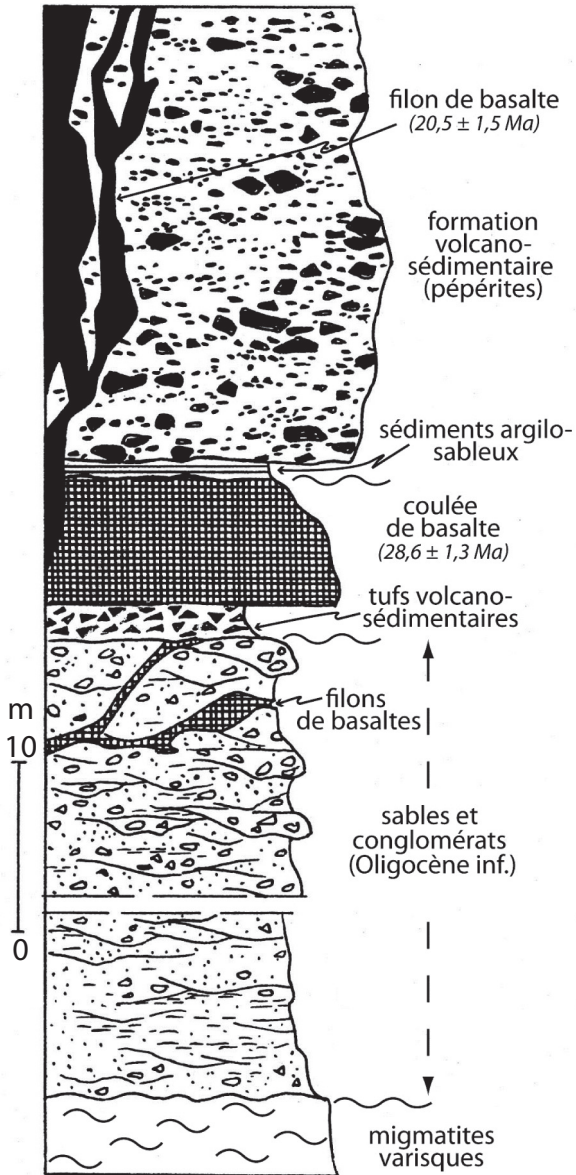


Fig. 6 - Log synthétique du complexe volcano-sédimentaire de Montclaret (Gerbe *et al.*, 2000, modifié)

mésostase d'analcime microcristalline interstitielle, mise en évidence par diffraction de rayons X. Des xénocristaux de quartz et plus rarement de feldspath, issus des roches du socle, de forme arrondie et auréolés de couronnes de microcristaux de plagioclase et de clinopyroxène, apparaissent dans certains affleurements. Ils sont particulièrement abondants dans la lave du neck de Lavieu.

Dans ces basaltes, des cristallisations secondaires remplissent parfois des fissures et des vésicules micrométriques : carbonates associés à des minéraux fibreux de type zéolites, minéraux argileux associés à des hydroxydes et oxydes de fer. Il s'agit de cristallisations tardives liées à des circulations de fluides riches en CO₂, ou à de l'altération de basse température (Montclaret, le Garet, Champlebout). À Montclaret, des cristallisations d'aragonite fibreuse en rosette remplissent des fractures et des fentes pluricentimétriques.

Chimiquement, ces roches se placent dans le champ des basanites (classification internationale TAS, Le Bas *et al.*, 1986). Elles sont caractérisées par la présence de néphéline normative (8 à 17 %). Il s'agit donc de basanites à analcime, comme cela a déjà été signalé (Hernandez, 1971).

Le complexe volcanique de Montclaret (βIII)

Le complexe volcanique de Montclaret est situé à deux kilomètres au sud de Saint-Georges-Hauteville, en bordure nord de la carte de Firminy. Il forme un relief, long d'environ 1,5 km, orienté NNW-SSE, dominant les plateaux environnants d'une hauteur de 80 m vers le Nord-Est et de 40 m vers le Sud-Ouest. Une carrière ouverte à l'extrémité nord de la colline de Montclaret a mis en évidence la structure interne de cet édifice volcanique complexe, au niveau d'une coupe verticale d'une centaine de mètres.

C. Bobier et L. Glangeaud (1960), puis J. Hernandez (1971) ont signalé la présence d'un important filon basaltique, recoupant des pépérites reposant sur les migmatites du socle varisque. Ces études ne donnent cependant qu'une image très partielle de la structure de cet ensemble volcanique. Des levés cartographiques réalisés au cours de la progression des travaux d'excavation récents ont permis la réalisation d'une carte géologique détaillée du complexe volcanique (fig. 5). Dans la partie sommitale de la colline de Montclaret, le filon principal d'orientation NNW-SSE recoupe verticalement une séquence sédimentaire détritique associée aux restes d'un premier épisode volcanique, dont une coupe est préservée sur le rebord sud de la carrière entre les altitudes 580 m et 560 m. Sur cette coupe, des dépôts sédimentaires et volcaniques se succèdent (fig. 6) :

– à la base de la coupe, une séquence sédimentaire silico-clastique, épaisse d'une trentaine de mètres et affectée de multiples petites failles, repose sur les migmatites varisques. Cette formation est constituée de sables grossiers ocres à

gris, associés à des décharges irrégulières de conglomérats hétérométriques et polygéniques. Quelques niveaux lenticulaires de silts argilo-sableux beiges sont intercalés dans la série. Des filons et sills basaltiques d'épaisseur décimétrique à métrique recourent l'ensemble. Les sédiments et les basaltes sont tronqués par une surface d'érosion ;

– sur cette surface reposent des tufs volcano-sédimentaires jaunâtres homogènes à stratifications planes parallèles (1 à 2 m d'épaisseur). Cette formation est principalement constituée de débris de basalte très altéré dans une matrice de grains de basalte, de quartz et de feldspath. Ces tufs contiennent également de rares blocs de basalte de taille décimétrique ;

– une coulée basaltique prismée, épaisse de 7 à 10 m, recouvre les tufs. Un horizon d'altération polychrome de teinte ocre à rouge brique affecte la zone sommitale de la coulée. Cet horizon d'altération, épais de 3 m en moyenne, montre un net gradient vertical d'un basalte brèchique moyennement dégradé à une saprolite friable. Ce paléosol rouge est caractérisé par des argiles 2/1 type smectites, beidellite à la base et montmorillonite au sommet du profil d'altération, et par la cristallisation d'oxydes de fer. Ce paléosol contient aussi de la calcite sous forme d'amas carbonatés dispersés dans la moitié supérieure du profil et sous forme d'encroûtement discontinu au sommet du profil. Au sommet de ce paléosol rouge apparaît également un réseau de fentes millimétriques remplies de kaolinite. Ce paléosol est tronqué par une surface d'érosion ;

– au-dessus du paléosol rouge, une formation de sédiments argilo-sableux de couleur sombre (brun noirâtre), épaisse de 50 cm, est constituée de 10-15 % de clastes sableux dans une matrice argileuse. La fraction sableuse est constituée de grains de quartz sub-anguleux à émoussés, auxquels s'ajoutent quelques fragments de feldspaths et de rares grains de carbonates et de basaltes. La fraction argileuse de ce sédiment est constituée par un assemblage à illite et montmorillonite. Ce dépôt de sédiments fins est affecté par un réseau polyédrique irrégulier de fentes de retrait plurimillimétriques remplies de kaolinite néoformée. Ce réseau semble en continuité avec celui développé dans le paléosol rouge sous-jacent. Les données minéralogiques et géochimiques attestent d'une évolution pédogénétique polyphasée et discontinue en relation avec des modifications environnementales (Gerbe *et al.*, 2000). La coulée basaltique aurait subi une phase d'altération lessivante à tendance fersiallitique en milieu bien drainé (formation des argiles 2/1 et de l'oxydation du fer). Dans une seconde phase, la diminution importante du drainage du milieu provoque la précipitation de carbonates en contexte d'alternances saisonnières d'humectation et de dessiccation du profil (pédogenèse de type calcrète). Après l'érosion partielle du paléosol et les dépôts des sédiments argilo-sableux, une nouvelle étape d'altération météorique peu marquée serait responsable de la néoformation de kaolinite en remplissage de fentes de dessiccation ;

– les sédiments argilo-sableux pédogénisés sont surmontés par un ensemble pépéritique compact dont l'épaisseur actuelle est au moins d'une trentaine de

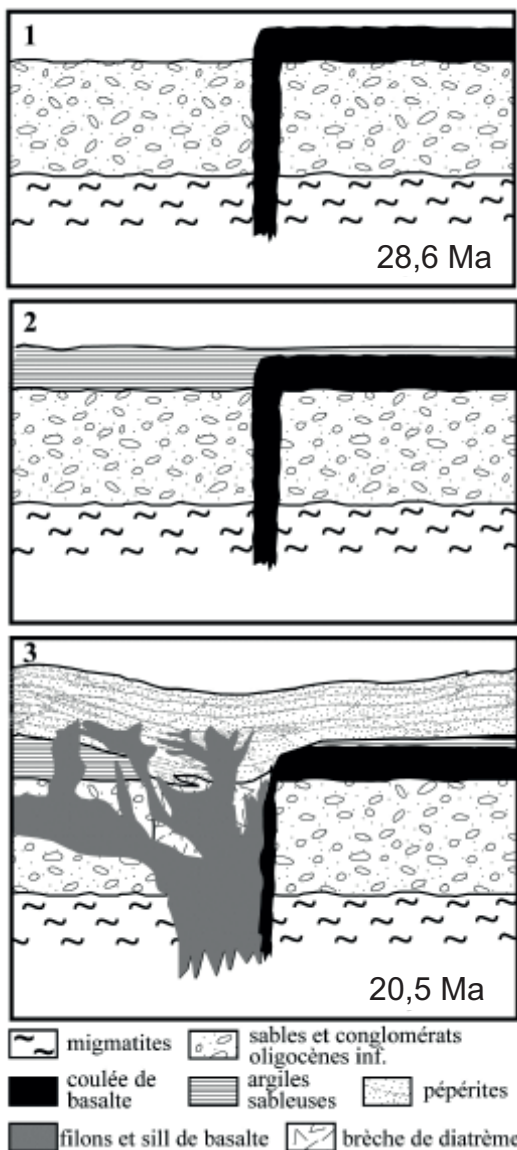


Fig. 7 - Edification polyphasée du complexe volcanique de Montclaret. 1 : mise en place d'une coulée de lave sur les sédiments détritiques oligocènes inférieurs ; 2 : développement d'une pédogenèse fersialitique avant dépôt d'alluvions sableuses ; 3 : éruption hydromagmatique et formation des pépérites et des brèches de diatrème, suivies par l'intrusion de filons et de sills de basalte

mètre. Cette formation volcano-sédimentaire est composée de blocs de basalte sub-aphyrique arrondis à contours nets parfois lobés dans une matrice micro-conglomératique constituée essentiellement de grains de quartz et de feldspath potassique, plus accessoirement de grains sub-anguleux de basalte altéré et très rarement de cristaux de biotite et de muscovite. La cohérence de la roche est due à une fraction argilo-carbonatée interstitielle peu abondante. Les blocs de basalte aphyrique présentent des bordures figées à texture vitreuse plus ou moins développées attestant d'un phénomène de trempe du magma basaltique. Ces blocs définissent une stratification interne bien marquée dans le dépôt.

L'ensemble de la séquence est basculé vers l'Est et il est recoupé par les basaltes du filon principal duquel se détachent des systèmes filoniens complexes isolant des panneaux décamétriques à métriques, de formations pépéritiques. Les travaux d'excavation, s'enfonçant de plus en plus en profondeur, ont révélé la présence d'un sill basaltique subhorizontal épais d'une vingtaine de mètres à prismation verticale, situé à une trentaine de mètres sous la surface topographique initiale. Entre le sill et le filon principal, sont isolés des panneaux plurimétriques de brèches à éléments basaltiques anguleux hétérométriques (1 cm à 50 cm) altérés en surface. Ces fragments basaltiques sont emballés dans une matrice sableuse riche en grains de quartz et en granules millimétriques à centimétriques de basalte de forme arrondie plus ou moins lobées. Ces brèches contiennent également quelques fragments de sédiments argilo-sableux rougeâtres. Ce dépôt volcano-sédimentaire, qui contient une proportion majoritaire d'éléments basaltiques de toutes tailles, peut être interprété comme une brèche de diatrème en relation avec les formations pépéritiques. Il correspond à un épisode phréatomagmatique précédant les intrusions du filon et du sill. Des datations radiométriques K/Ar réalisées sur des échantillons de la coulée de lave et du filon principal donnent de âges de $28,6 \pm 1,3$ Ma et $20,5 \pm 1,5$ Ma, respectivement. Ces âges permettent de préciser la chronologie de l'édification polyphasée du complexe volcanique de Montclaret (fig. 7).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

La description des terrains s'inspire beaucoup de la légende que J.-L. Lagarigue (1982) a fourni lors de son travail de thèse pour les altérites et les dépôts de versants ultérieurs dérivés. Il a été nécessaire de procéder à quelques regroupements ou modifications d'appellations par rapport au travail précité. Cette cartographie prend aussi en compte les travaux des cartes adjacentes et la synthèse de B. Etlicher (1983; 1986) sur le périglaciaire. Les regroupements proposés ont aussi tenu compte des annotations différentes pour des formations analogues d'une zone cartographiée à l'autre.

Par ailleurs, des levés précis des alluvions associées au réseau hydrographique de la Loire sur la partie est de la feuille et au ruisseau de

l'Andrable sur la partie ouest de la feuille ont permis de compléter les données des travaux précités. Ces alluvions constituent des terrasses étagées dans la partie NE de la feuille lorsque la Loire et ses affluents arrivent dans la plaine du Forez.

Dans le périmètre de la feuille Firminy, on peut distinguer trois types de formations superficielles :

– des **altérites** du substrat, souvent formées de racines d'arènes, rarement avec des restes de paléosurfaces avec paléosol associé. Ces traces de sols datent du début du Cénozoïque. Cet âge constitue une borne supérieure à la genèse de ces profils d'altération qui peuvent avoir été initiés bien plus tôt (Crétacé inférieur, voire au cours du Jurassique, selon les travaux de Simon-Coinçon, Thiry et leur équipe) ;

– des **dépôts de versants** ou de fond de vallées (colluvions, solifluxions et « heads », tourbes...), issus de la dynamique périglaciaire des versants dans une région où les climats restent froids et rigoureux sur les hauts plateaux (Forez) même en période interglaciaire. Les principales traces visibles portent la signature de la dernière glaciation, même si des traces éparses plus anciennes subsistent vraisemblablement (travaux de Etchicher et de Valadas notamment) ;

– des **alluvions**, essentiellement ceux de la Loire, que ce soit dans les gorges étroites creusées dans le socle dans la partie en amont ou de façon plus étalée sur la plaine du Forez. Les « graves de fond » grossières se sont mises en place lors du Pléistocène supérieur (décharges de dégel sous climat périglaciaire). Viennent ensuite des dépôts généralement bien plus fins (limons, sables ou argiles) associés au régime tempéré de l'Holocène. Ce contexte sédimentaire peu ou pas érosif détermine le fond plat de la plupart des thalwegs, même si parfois ce replat ne fait que quelques mètres de large dans les petites vallées. En revanche, vers Andrézieux, la Loire occupe une large plaine dans un graben à remplissage fluvial meuble ou peu consolidé « tertiaire ».

Altérites

☞ **Isaltérites et arènes, racine d'altérites et roches très altérées (Cénozoïque vraisemblable)**. Sur les espaces dont le substratum est granitique (*s.l.*), la roche est souvent profondément altérée, arénisée, avec des altérations en boule.

Sur cette feuille, les différents éléments d'un profil classique n'ont pas été repérés. Les allotérites argileuses (kaoliniques) en horizon sommital n'ont pas été reconnues. Elles ne semblent préservées sur la feuille que très ponctuellement, à l'état de lambeaux sans extension cartographique. Des arènes parfois déplacées (fauchage, litage) par les froids périglaciaires du Pléistocène sont aussi fréquentes sur les plateaux. Des arènes à boules de plus en plus

nombreuses, volumineuses et compactes, traduisent des aires plus profondément érodées par rapport à la paléo-surface d'altération. Enfin, ces faciès à grosses boules presque jointives passent assez brutalement à la roche « fissurée » aux minéraux partiellement altérés, puis, sous une forme aisément visible sur les abrupts de la vallée de la Loire, à une roche presque saine à plusieurs dizaines de mètres de profondeur par rapport à la paléo-surface dégradée sur le plateau.

Au niveau des formations carbonifères des abords de Firminy, l'altération des roches sédimentaires détritiques fins (grès micacés et siltites) a donné une couverture d'altération argileuse aisément érodée. Les dépressions y sont plus importantes que sur les roches du socle, et les faciès rocheux qui apparaissent alors en fond de vallée semblent moins altérés, les horizons plus fragiles ayant disparu. Dans le secteur de Firminy, l'emprise de l'érosion sur ces altérites se marque en particulier par la largeur de la vallée de l'Ondaine. Lorsque ces formations sédimentaires peuvent être observées près du sommet des plateaux, souvent à proximité du contact avec le socle, ces dépôts sédimentaires terrigènes houillers sont fortement argilisés, déstructurés et se confondent aisément avec les colluvions de versants que ces altérites alimentent.

Les arènes granitiques sont scalpées et présentent des épaisseurs variant de quelques décimètres à plus de 10 m. Un certain nombre des points durs de la topographie sur les plateaux fait apparaître des méga blocs de granites (*s.l.*) « sains ». Approximativement, les 50 m inférieurs des thalwegs les plus bas des gorges de la Loire montrent une roche plus saine, qui correspond plus à la base des faciès de roches fissurées (Wyns, 1996 ; Wyns et Guillocheau, 1999).

Dépôts de versants

Sy. Formations de glacis sur versant (Pléistocène supérieur ?). Ces formations superficielles sont composées d'un ensemble d'argiles, de limons et de sables, généralement riches en cailloux anguleux de quelques centimètres à quelques décimètres de longueur. Elles se sont mises en place sur les versants par solifluxion, cryo-reptation ou ruissellement ponctuel. Les matériaux proviennent des altérites et des formations superficielles suite à un ensemble d'évènements ayant déterminé la saturation en eau de ces matériaux. Leur matrice fine (limon, argile ou sable) représente la majeure partie de la formation (parfois la totalité), mais des gros blocs peuvent se retrouver inclus et transportés dans de telles coulées. La présence de gros blocs est simplement déterminée par leur existence à proximité directe avec le matériau qui a flué. Cet ensemble générique a été discriminé en fonction des matériaux qui le composent lorsque cela a été possible.

Sby. Formations à blocs. Ces formations de versants sont composées de blocs de roches du substrat local (incluant aplites, micaschistes, quartz filonien),

centimétriques à décimétriques, dans une matrice fine, limono-argileuse, généralement brun sombre. Les blocs sont souvent anguleux et peu altérés, formés essentiellement par gélifraction. Ces dépôts occupent les glacis d'altitude élevée, en relation avec les lignes de crêtes qui sont actuellement sous couvert forestier. Le sol de surface, souvent un ranker ou un ocre podzolique, s'implante sur ces formations sans trace d'une pédogénèse antérieure. Ces formations présentent partout le même aspect sur le territoire de la feuille et évoquent des matériaux soliflués sous climat périglaciaire. La fraîcheur de ces formations est en adéquation avec la topographie actuelle et en relation avec les zones d'altitude plus élevées qui ont connu des froids plus intenses : elle permet de leur attribuer un âge Pléistocène supérieur.

Très localement, entre deux niveaux alluviaux étagés, apparaissent des dépôts de versants alimentés par les alluvions supérieurs. Ces dépôts d'extension très limitée n'ont pas été représentés sur la carte.

SRilly. Dépôts de versants dérivant de roches tertiaires ou du socle.

Dans quelques cas, des formations superficielles résiduelles issues du démantèlement des altérites et des formations sédimentaires tertiaires ont ainsi pu être identifiées. La matrice argilo-sableuse rouge à grise, avec des galets de quartz très émoussés, est vraisemblablement d'origine fluviale d'âges variés.

Sŷy. Dépôts de versants issus d'arènes granitiques (Pléistocène supérieur). Ces dépôts de versants sont composés d'arènes fluées, fauchées, souvent en partie argilisées, et renferment peu de fragments grossiers. Ces sables argileux nappent les versants en aval des niveaux arénisés. Ces dépôts de versants sont généralement gris à rosâtre selon la nature des arènes déplacées.

Sβy. Dépôts de versants à fragments de basalte (Pléistocène supérieur). Les formations périglaciaires développées au pied des necks et coulées de basaltes sont aisément dissociables des autres dépôts de versants. Ils sont composés de fragments de basaltes en blocs et cailloux au sein d'une matrice peu abondante de terre brun foncé. Ils sont d'extension très limitée et sont déposés sur les pentes et au pied des édifices volcaniques. Ces dépôts de versants cartographiés sont en relation avec la topographie actuelle et sont à rattacher principalement au Weichsélien (Pléistocène supérieur froid).

En l'absence d'éléments de datation, la position de ces coulées à la surface et leur apparente fraîcheur signalent que ces unités sont encore fonctionnelles ou récemment fossilisées. Leur âge présumé est vraisemblablement polyphasé avec une dernière phase de fonctionnement lors de la fin de la dernière glaciation (Weichsélien) au cours du Pléistocène supérieur. Pour les formes d'altitude, une partie est encore parfois fonctionnelle lors des années de grands froids et de forte humidité. Ce schéma de fluage sur les versants a du fonctionner à chaque phase froide dès 2,5 Ma, mais les formes cartographiées, en équilibre avec la

topographie actuelle, sont héritées de la dernière phase froide (Weichsélien) au Pléistocène supérieur.

CFz-FCz. Colluvions et Alluvions (Holocène). Ces dépôts fins (argiles, limons, sables fins) occupent le fond des vallées. Ils montrent une imbrication de dépôts encore immatures, massifs et sans organisation sédimentaire visible (colluvions) jusqu'à des termes plus évolués, lités, qui signalent un écoulement fluvial (alluvions) associé à un tri granulométrique des particules. Il est possible de rencontrer des blocs plus gros dans ces dépôts en provenance des versants (mouvements gravitaires). L'absence de coupe (ou de sondage) ne permet pas d'être affirmatif mais il semble que les épaisseurs de ces remplissages, généralement de moins de 50 cm avec un lit rocheux parfois visible dans le ruisseau, peuvent localement dépasser 1 à 2 m suite à une accumulation. Sous les dépôts fins, l'existence vraisemblable de sédiments plus grossiers pourrait signaler un alluvionnement sous climat périglaciaire du Pléistocène supérieur.

Par convention, les fonds des thalwegs sans écoulement selon la carte IGN à 1/25 000 sont cartographiés sous la dénomination CFz, alors que les fonds des thalwegs à écoulement intermittent selon la carte IGN à 1/25 000 sont cartographiés sous la dénomination FCz.

La plupart de ces dépôts se sont mis en place lors du dernier interglaciaire (Holocène). Il est toutefois possible que de tels dépôts se soient formés dès la fin du Pléistocène supérieur. Une partie d'entre eux peut signaler l'érosion des sols due à l'anthropisation des paysages.

Formations alluviales

Les formations alluviales les plus importantes sont liées au réseau hydrographique de la Loire. Elles occupent un espace cartographique conséquent au Nord-Est de la carte, au niveau de la plaine du Forez, et se prolongent vers le Nord sur la feuille de Montbrison où elles couvrent une surface encore plus importante. Les témoins de ces formations s'étagent jusqu'à environ 80 m d'altitude au-dessus du lit actuel du fleuve. Les affleurements alluvionnaires sont particulièrement abondants en aval du barrage de Grangent et beaucoup plus réduits en amont du même barrage.

Les alluvions des ruisseaux et rivières s'écoulant au Nord-Est vers la plaine du Forez pour rejoindre la Loire comme celles des cours d'eau s'écoulant vers le Sud en drainant les massifs foréziens (vallée de l'Andrable) sont peu développées. Il s'agit le plus souvent de sables à graviers et galets correspondant à des alluvions récentes à actuelles. Si des alluvions plus anciennes ont existé

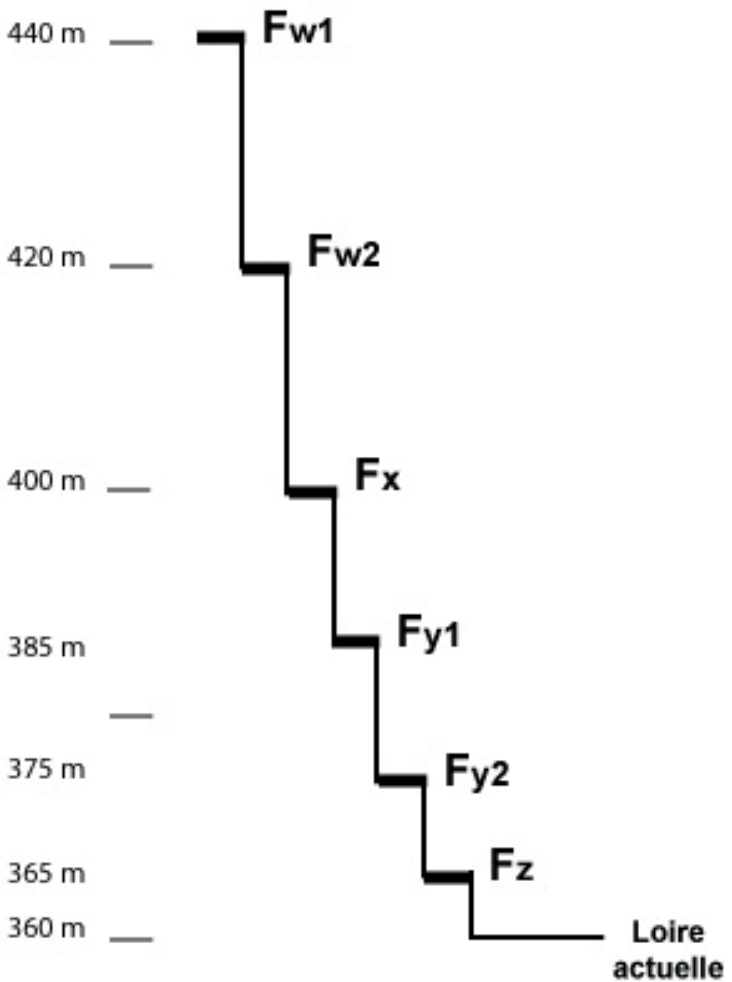


Fig. 8 - Étagement des terrasses alluviales de la Loire en aval du barrage de Grangent

dans la vallée de l'Andrable, elles ont été érodées ou recouvertes par des colluvions sableux, fréquents sur les pentes.

En aval du barrage de Grangent, trois groupes de formations alluviales correspondant à des terrasses étagées sont individualisés en fonction de leurs altitudes relatives au-dessus du niveau actuel de la Loire et de corrélations entre certains forages (fig. 8).

Groupe des hautes terrasses alluviales (Pleistocène inférieur ?)

Fw1. Alluvions supérieures (75 à 80 m d'altitude relative). Le matériel alluvial qui constitue cette terrasse présente un fort pourcentage de galets quartzeux de taille variable, centimétrique à décimétrique, des galets de granite et de basalte également de taille assez conséquente. Ces galets sont emballés dans des cailloutis de même nature et des sables limono-argileux ocres-jaunâtres. Les gros galets granitiques et basaltiques sont parfois très altérés. L'épaisseur estimée des alluvions paraît être d'une quinzaine de mètres. On note également la présence de galets issus des dépôts silico-clastiques du Houiller (lydiennes, grès quartzitiques...).

Ces alluvions constituent des affleurements d'extension assez réduite au Sud de Saint-Rambert où elles reposent sur le socle granitique. Plus au Nord, des témoins de cette terrasse (secteur du Haut-Rollet et de Vorzelas) reposent sur des micaschistes paléozoïques et des sédiments détritiques tertiaires. Ces dépôts alluviaux, dont la surface actuelle se situe à 440-445 m d'altitude, attestent de l'ancienne étendue d'une nappe de la Loire culminant dans cette zone à 75-80 m d'altitude relative au-dessus du niveau actuel du fleuve.

Fw2. Alluvions inférieures (55 m d'altitude relative). Les dépôts fluviaux sont constitués de galets quartzeux, granitiques et basaltiques. Les galets de basaltes sont le plus souvent altérés et de taille décimétrique ou plus. Les galets sont liés par des sédiments gravillonnaires et limono-sableux, plus ou moins oxydés. Dans le secteur du Brûlé, les galets basaltiques et granitiques sont moins fréquents en surface alors que dominent les galets quartzeux. Dans ce secteur, des galets issus des dépôts silico-clastiques du Houiller sont également présents (lydiennes).

Les coupes les plus représentatives de cet ensemble s'observent dans le talus des chemins encaissés qui, à partir du Vieux Saint-Just-sur-Loire, rejoignent Urieu et la Trébuché. L'épaisseur de cette couche alluvionnaire est de 5 à 10 m. La surface de cette terrasse, partout voisine de 420 m d'altitude, se place à 55 m d'altitude relative par rapport au niveau d'étiage de la Loire. Ces vestiges d'un système alluvial ancien de la Loire s'inscrivent de 15 à 20 m en contrebas de ceux de la terrasse supérieure. Ils sont présents dans la zone sud de Saint-Just-

sur-Loire – Saint-Rambert, à Fraisse et au-dessus d'Asnières et de la Verrerie de Saint-Just-sur-Loire, et également plus au Nord, près de la gare de Bouthéon (la Renardière et la Quérillière) et au Sud de l'aérodrome de Saint-Étienne – Bouthéon dans le secteur du Brûlé.

Groupe des moyennes terrasses (Pléistocène moyen ?)

Fx. Alluvions des moyennes terrasses (40 à 45 m d'altitude relative). Les alluvions qui constituent ces moyennes terrasses sont riches en galets et cailloutis. Les galets sont de taille décimétrique à pluridécimétrique (jusqu'à 30-40 cm). Des galets de granite, de gneiss migmatitiques, de quartz, de quartzite et de basalte sont présents. Les galets basaltiques y sont plus abondants que dans les sédiments alluviaux plus anciens. L'étude des minéraux lourds de la terrasse de Veauche (feuille Montbrison) a montré la présence majoritaire de minéraux typiques des laves basaltiques (olivine et clinopyroxène), qui correspondrait à l'érosion et au drainage des empilements basaltiques du Devès, ce qui a conduit à attribuer à ce système alluvial un âge quaternaire moyen (Le Griel, 1991 ; Chafchafi *et al.*, 1996).

Un lambeau de terrasse moyenne très réduit, situé à une altitude de 400 m, existe en rive droite de la Loire au Sud d'Asnières, la Loire ayant creusé son lit dans les formations granitiques d'environ 20 m au-dessous des terrasses anciennes Fw2. Des témoins d'une importante nappe alluviale moyenne se retrouvent plus au Nord à Saint-Just-sur-Loire, entre les collines de Collonges et le relief qui domine la ville à l'Est. Cette terrasse correspond au « passage de Saint-Just-sur-Loire » décrit par A. Le Griel (1975), dispositif alluvial matérialisant le tracé d'un élément de la paléo-Loire s'écoulant vers le NNE. Passé le Furan au Nord, la nappe alluviale, dont la surface voisine 400 m d'altitude, s'étend largement dans la plaine d'Andrézieux-Bouthéon. Au-delà de la limite nord de la carte, elle se prolonge et se raccorde en continuité avec la terrasse de Veauche (feuille Montbrison). Son épaisseur actuelle est variable : de l'ordre de 5 à 7 m à Saint-Just-sur-Loire, seulement d'ordre métrique au Sud de la piste de l'aérodrome de Saint-Étienne – Bouthéon et une dizaine de mètres et plus dans les talus à l'Ouest d'Andrézieux.

Groupe des basses terrasses (Pléistocène supérieur à Holocène ?)

Fy1. Alluvions supérieures (25 m d'altitude relative). Cette formation alluviale est constituée de galets de quartz, de granite, de basalte et de phonolite associés à des sables caillouteux et localement à des argiles limoneux. L'altération des granites est parfois importante. On note aussi des encroûtements ferrugineux plus ou moins compacts, irréguliers vers la base. L'épaisseur actuelle de la nappe alluviale est variable, en moyenne de 5 à 7 m dans les

quelques coupes naturelles relevées, mais elle atteint 12-13 m dans le forage 38, qui a traversé d'épais niveaux de galets (fig. 3).

Cette nappe alluviale détermine la vaste surface plane située à 385-390 m d'altitude (25 m au-dessus du lit actuel de la Loire), qui de Saint-Rambert se développe vers l'Ouest jusqu'aux collines des Plantées et de Sury-le-Comtal. On peut observer des coupes de cette terrasse dans le talus regardant la Loire au Nord de la ville, ainsi que dans une ancienne carrière, actuel plan d'eau aménagé.

Fy2. Alluvions inférieures (20 m d'altitude relative). Les galets y sont globalement de même nature que dans la terrasse supérieure Fy1, mais le pourcentage de galets basaltiques et phonolitiques est plus important.

À Saint-Rambert, cette terrasse se développe en contrebas de la terrasse précédente à une altitude relative de 20 m au-dessus du lit actuel de la Loire. Le talus de raccordement entre Fy1 et Fy2 est peu marqué topographiquement (5 à 6 m de dénivelé). Cette terrasse s'étend au Nord de Saint-Rambert jusqu'à la limite de la feuille, au-delà de laquelle elle se raccorde à la terrasse de Saint-Romain-le-Puy sur la feuille de Montbrison. Le forage 14 a recoupé, à partir de la surface, 7 m d'alluvions à galets de quartz, basalte et granite avant d'atteindre les sédiments silico-clastiques tertiaires. En corrélant à l'échelle les forages 38 et 14, on constate que les deux nappes indépendantes Fy1 et Fy2 sont légèrement emboîtées (fig. 3). Ce dispositif marque une certaine rupture dans l'évolution physiographique locale ou régionale, en rapport avec les mouvements différentiels entre variations d'un niveau de base aval de la Loire et variations d'élévation des massifs environnants.

Fz. Alluvions actuelles à subactuelles (Holocène). Deux types d'alluvions non distinguables sur la carte occupent la plaine inondable de la Loire :

– des alluvions riches en galets basaltiques et phonolitiques et en galets granitiques et métamorphiques, associés à des graviers, sables et limons argileux disposés en alternances irrégulières recoupées par d'anciens méandres. Leur épaisseur est de l'ordre de 5 à 7 m. Elles reposent sur les terrains tertiaires, qui localement affleurent dans le lit de la Loire. Ces alluvions ont été largement exploitées en carrières, toutes actuellement abandonnées ;

– des alluvions uniquement localisés dans le lit majeur de la Loire comportant de très gros galets et blocs, hérités d'alluvions plus anciennes transportés lors de grandes crues avant la construction du barrage de Grangent. Antérieurement, les déplacements latéraux du fleuve, matérialisés par d'anciens méandres entaillant les terrasses Fz, furent très importants dans la zone de la plaine du Forez.

En amont du barrage de Grangent, des lambeaux de terrasses existent à Saint-Paul-en-Cornillon, au débouché de la Semène, affluent de la Loire, et à Aurec-sur-Loire. Leur surface se situe entre 430 et 440 m d'altitude, ce qui les place à 15-20 m d'altitude relative par rapport à la Loire dans ce secteur. Elles représentent des alluvions de basse terrasse (Fy) et de terrasse actuelle (Fz), assurant une certaine continuité entre celles connues en amont dans le bassin de Bas-en-Basset (feuille Monistrol) et en aval dans la plaine du Forez (voir description précédente). D'autres terrasses intermédiaires sont vraisemblables sous les eaux de la retenue de Grangent. Tous ces lambeaux de terrasse sont encaissés dans le bâti varisque et sont situés de 300 à 350 m en dessous des surfaces d'aplanissement des reliefs granitiques résultant de l'érosion tertiaire. Il peut exister des témoins résiduels d'alluvions plus anciennes sur les versants, comme l'ancien méandre situé à Aurec, qui contourne la butte de la chapelle Saint-Roch. Le point le plus haut de son tracé, à l'Est de la chapelle, est à 50 m d'altitude relative. On peut admettre que les alluvions de ce méandre représentent un jalon entre les hautes terrasses de Bas-en-Basset en amont et celles de Grangent en aval.

Les formations alluviales des affluents de la Loire

Les vallées des affluents de la Loire en rive droite (Semène, Ondaine, ruisseau de Grangent et Furan) (fig. 1) ne montrent que des alluvions actuelles à subactuelles dont la surface est de 2 à 4 m au-dessus de l'étiage. Ces alluvions sont limités au lit d'inondation le plus souvent très restreint. Seul le Furan possède un lambeau de terrasse récente (Fy) à +10 m d'altitude relative : « terrasse du Pont Blanc » (Couette, 2000).

Les nombreux ruisseaux affluents de la Loire en rive gauche jusqu'à son débouché dans la plaine du Forez (fig. 1), ne présentent que des alluvions grossières avec des petits cônes torrentiels d'extension réduite à leur confluence. Le Bonson, la Mare et son affluent l'Ozou, et l'Ozon drainent un espace montagnard assez vaste. On retrouve dans les fonds de vallée des alluvions actuelles et subactuelles, cantonnées aux étroits lits d'inondation, et des alluvions plus anciennes.

Le Bonson, à sa sortie des reliefs façonnés dans les formations du socle varisque, entaille les basses terrasses de la Loire (Fy₁) encaissées dans les formations tertiaires. Dans les secteurs de contact, il existe un enrichissement en matériaux granitiques et quartzeux de ces niveaux alluviaux, suggérant que des alluvions du Bonson se soient mélangés à ceux de ces basses terrasses. En rive gauche du Bonson, existe aussi une accumulation de galets de quartz et de granite qui correspond à des alluvions plus anciennes de la rivière. Ce manteau détritique épais de 4 à 5 m et de surface assez plane située à une altitude de 410 m, s'appuie en contrebas de la colline des Plantées-Batailloux et domine de 10 à 15 m la surface de la première basse terrasse (Fy₁). Cette accumulation

repose sur une surface d'érosion creusée dans le socle granitique (Nord de la ferme de Bessette) et sur les formations sédimentaires tertiaires. Ce dépôt alluvial pourrait donc être le témoin d'une moyenne terrasse du Bonson (F_x).

Les terrasses basses et moyennes de la Mare (F_y et F_x) sont dans une situation altimétrique assez comparable au système Bonson-Loire. Les alluvions F_y constituent en rive droite une majeure part de la plaine de Saint-Marcellin-en-Forez et les alluvions F_x, en rive gauche, le petit plateau d'Outre l'Eau, qui a été largement entaillé pour l'exploitation des argiles rouges. Ces alluvions sont formées par une accumulation de galets de granite et de quartz, épaisse de 3 à 7 m. Les niveaux à galets grossiers sont dominants mais des intercalations de sables à graviers et d'argiles limono-sableuses sont aussi observées.

T. Tourbes ou sédiments organiques (Holocène à Pléistocène supérieur ?). Elles sont représentées soit par de vraies tourbes (plus de 55 % de carbone ; Lagarigue, 1982), soit par des sédiments fins, limono-argileux, et chargés de matière organique leur donnant une couleur noire à brune, tachant les doigts (gyttja). Du fait du climat froid qui règne encore actuellement sur les hauts plateaux du Forez, les dépressions ou les fonds de vallée peu ou mal drainés ont permis l'existence de tourbière ou de marais à sédimentation très organique. Ces sédiments organiques sont localisés sur la partie ouest de la carte, dans des petites dépressions mal drainées, au contact entre la base des isaltérites de granites et le sommet des granites simplement dégradés et faiblement fissurés. Les tourbières *stricto sensu* sont des tourbières à sphaignes, tandis que les colluvions de fond de vallées mal drainées sont simplement des matériaux riches en matière organique. Les tourbes sont généralement encore actives sauf dans les cas où un drainage artificiel a été réalisé.

Associées à la topographie actuelle, ces tourbières sont holocènes. Il est très possible qu'elles se soient formées dès la fin du Pléistocène supérieur, lors de la déglaciation.

X. Formations anthropiques. Ils sont constitués soit d'un mélange de terre et de cailloux déplacés pour en faire des remblais routiers ou des voies ferrées, soit de terrils variés et mal identifiés quand à leur géométrie exacte et leur contenu (stériles uniquement, déchets variés associés, remplissage d'excavation de nature inconnue, etc...). Un inventaire exhaustif de tous ces dépôts, même ponctuels, n'a pas été fait sur le territoire de cette carte : seuls ceux qui ont été repérés sont mentionnés. Pour les terrils, une grande partie d'entre eux est composée de schistes dont certains sont vraisemblablement pyriteux et parfois carbonés. Dans le coin Sud-Est de la feuille, ils ont contribué à modifier la topographie en fond de vallée autour de Firminy.

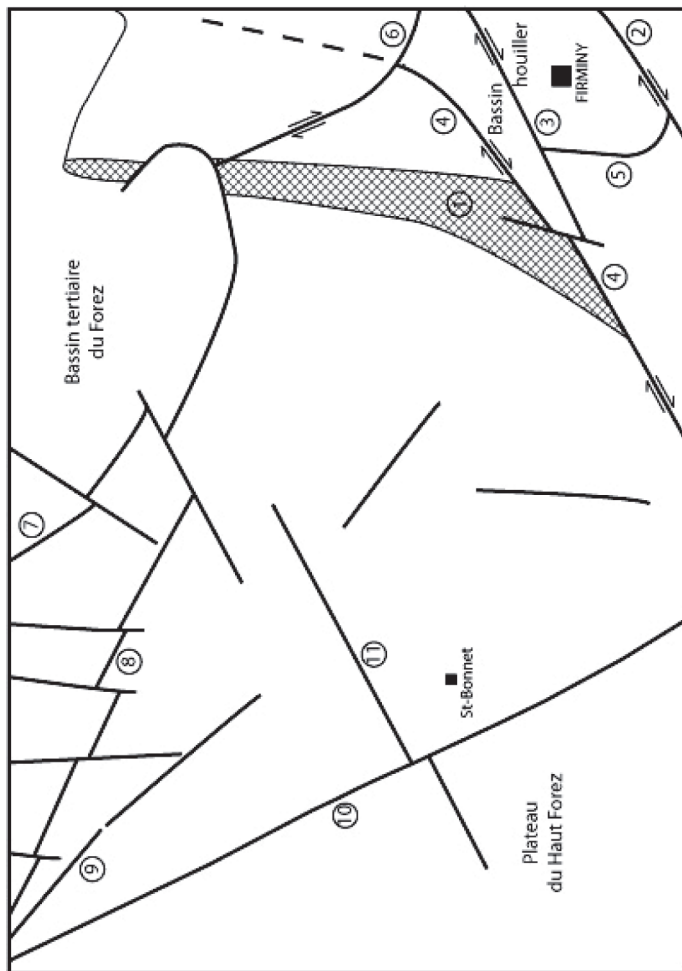


Fig. 9 - Localisation des principaux accidents cassants sur la feuille de Firminy. 1 : zone broyée de la Loire ; 2 : faille du Pilat ; 3 : faille des Trois ponts ; 4 : faille de Cornillon ; 5 : faille du Raboin ; 6 : faille de Landuzière ; 7 : faille de Montbrison ; 8 : faille de la Mare ; 9 : faille de Gumières ; 10 : faille bordière du Haut Forez ; 11 : faille de Luriecq

PRINCIPAUX ACCIDENTS ET ÉVOLUTION TECTONIQUE

CISAILLEMENT DUCTILE DE LA RIVOIRE – CHÉNIEUX

Le granite à deux micas de la Rivoire présente une structure planaire pénétrative, à double anisotropie S/C, caractéristique d'une zone de cisaillement ductile (Berthé *et al.*, 1979). La zone de déformation ductile d'une centaine de mètres d'épaisseur affecte les lentilles de granite à deux micas mais également les micaschistes et gneiss de la série du Pilat. La déformation, très hétérogène, est concentrée dans les couloirs de cisaillement qui se développent préférentiellement dans les petites lentilles de granite à deux micas ou en bordure des lentilles décamétriques, aux contacts avec l'encaissant métamorphique. Cette zone de déformation ductile subhorizontale coiffe la majorité des plateaux de la rive droite de la Loire, de la Rivoire au Sud à Chénieux au Nord. Elle est toutefois très largement masquée par la déformation cassante extrêmement importante dans cette région et constituée par la zone broyée de la Loire mais également les nombreuses failles qui hachent tout le secteur situé à l'Est de la Loire.

Les plans C, marqués par la disposition planaire des micas, sont porteurs d'une linéation minérale d'étirement N35 à N50. Ces plans C se développent avec une faible obliquité sur l'orientation magmatique majeure à vergence nord. Les angles entre les surfaces C et S indiquent un déplacement vers le Nord-Est. Toutefois, les plans C, sub-horizontaux, ne permettent pas de préciser si cette zone de cisaillement ductile est associée à un chevauchement ou une faille normale ductile. Elle pourrait en fait correspondre à la faille normale ductile du Pilat qui affecte la bordure du dôme du Velay. Cet accident a déjà été décrite dans la série du Pilat (*e.g.* Mattauer *et al.*, 1988 ; Malavieille *et al.*, 1990 ; Costa, 1990) et a été reprise dans la plupart des modèles géodynamiques proposés pour le Massif central (*e.g.* Faure *et al.*, 2008).

À Chénieux, des filons de granite de Chambles, à deux micas à gros grain, recoupent le granite à deux micas de la Rivoire et les roches métamorphiques cisailés et permettent ainsi de montrer que le granite de Chambles est postérieur au cisaillement ductile de la Rivoire – Chénieux. Le granite à deux micas de la Rivoire est nettement antérieur au granite à deux micas de Chambles, comme le soulignent par ailleurs les nouvelles datations (Cocherie, 2007).

ACCIDENTS CASSANTS

Les failles délimitent les trois grands unités géologiques de la feuille Firminy (fig. 9) : le socle varisque avec ses granites et ses formations métamorphiques, le bassin houiller de Saint-Étienne et la bassin tertiaire du Forez. Elles contrôlent également la disposition des filons de granites à deux micas permien et plus tard

la disposition des pointements volcaniques cénozoïques. Le réseau hydrographique épouse parfaitement les grandes directions structurales de la région (fig. 1).

L'un des plus importants accidents est représenté par la faille de Cornillon qui s'étend de la Fouillouse dans le coin nord-est de la feuille jusqu'à Aurec-sur-Loire. Cet accident majeur se prolonge sur la feuille voisine de Monistrol. Souvent souligné par une importante zone broyée, il sépare le socle varisque du bassin houiller de Saint-Étienne dont il constitue la bordure nord-ouest. Il est fort probable que les granites porphyroïdes cataclasés de Saint-Just-sur-Loire et de la Gampille, semblables tant dans leur composition que dans leur type de déformation, appartiennent à la même intrusion et auraient ensuite été décalés, en même temps que leur encaissant, la série du Pilat, par la faille de Cornillon. Si une telle hypothèse s'avère exacte, cela signifie que la faille de Cornillon a joué en décrochement dextre avec un déplacement horizontal de 8 à 10 km. Ce déplacement aurait probablement contribué à l'ouverture du bassin houiller dans ce secteur. Les autres accidents qui participent à la structuration du bassin houiller sont la faille du Pilat, décrochement dextre qui limite le bassin au Sud, la faille des Trois Ponts à l'origine de la formation du petit graben tertiaire, et la faille du Raboin grossièrement nord-sud (Bouroz, 1978). Le bassin houiller est également affecté par la faille de Landuzière qui se prolonge plus à l'Est, sur la feuille Saint-Étienne, par la faille de Ricolin. Sur la feuille Firminy, cette faille E-W recoupe la faille du Cornillon, devient N155 et isole le bloc de socle de Saint-Just-sur-Loire.

D'Aurec-sur-Loire au Sud jusqu'à Collonge au Nord, les gorges de la Loire sont creusées dans une zone où les roches paléozoïques, quelle que soit leur nature, sont intensément broyées. Les quelques failles N160-N165 représentées sur la carte, comme celle de Saint-Victor-sur-Loire avec une zone broyée sur plusieurs dizaines de mètres, soulignent les principales directions visibles sur le terrain mais ne sont pas les seules à l'origine de cette zone broyée grossièrement nord-sud, de un à deux kilomètres de large, et qui semble plus importante sur la rive droite de la Loire.

Entre la zone cisailée de la Loire et la partie nord de la faille du Cornillon, le plateau varisque est finement haché par des failles décrochantes à miroirs proches de la verticale, souvent marqués par des stries horizontales ou sub-horizontales. Seules, quelques unes de ces failles qui forment un réseau serré sont représentées sur la carte. Dans la partie nord de ce secteur, au Sud de Saint-Rambert, trois directions prédominent : N50-N70, subméridiens et surtout N120 à N140. Les décrochements méridiens, souvent sénestres, recoupent toutes les autres failles. Les décrochements N120 à N140, également sénestres sont sub-contemporains des précédents (exemple de Saint-Victor-sur-Loire). Les décrochements N60-N70 sont les plus anciens. Le couloir de déformation des Muats (10 m large) souligne l'importance des failles décrochantes N120-N140

avec stries horizontales. Dans la carrière du motocross au SSE de Saint-Just-sur-Loire (751,60 × 356,10) par exemple, un filon de granite à deux micas de Chambles est successivement recoupé par une faille inverse N60, puis par des failles N120, puis par des failles décrochantes verticales N170-N175. Tous ces décrochements complexes sont donc postérieurs aux intrusions de Chambles et de Saint-Just-sur-Loire. Au niveau du ruisseau de Grangent, une zone broyée, cataclasée, quartzifiée, N160-N170, verticale et large de plusieurs centaines de mètres recoupe des failles verticales décrochantes N55 à N60 et N125. Cette zone broyée constitue également une limite entre les plutons de Chambles et de Saint-Just-sur-Loire. Dans les carrières des Echauds et des Grandes Côtes, où des failles N100 à N130 sont également recoupées par des failles N175 à N20, ces dernières présentent des stries sub-horizontales qui sont ensuite remplacées par des stries normales plus marquées. Le rejeu en failles normales des décrochements méridiens souligne une ouverture Est-Ouest. Le même rejeu sur des décrochements N120-N130 (zone de cisaillement du Rollet au contact granite de Saint-Just-sur-Loire - micaschistes) indique également une ouverture NW-SE. Cette extension tertiaire conduit à l'ouverture du graben de la plaine du Forez. Le petit graben tertiaire isolé dans le bassin stéphanien entre Unieux et Firminy est limité par des failles N100 et N50-N70.

Des failles N130 à N150, en éventail, hachent tout le secteur du plateau de la Danse. Au Sud du bassin houiller, toujours en rive droite de la Loire, les failles sont également nombreuses : les trois principales directions déjà observées plus au Nord sont conservées.

À l'Ouest de la Loire, le socle varisque est découpé en une multitude de petits panneaux plus ou moins rectangulaires par un réseau constitué par de nombreuses failles parallèles où 4 directions prédominent : N165, N120, N60, N10-N20. La direction N165 correspond à la faille bordière du Haut-Forez, qui va de Gumières à Rozier-Côtes-d'Aurec, et passe à proximité de Saint-Bonnet-le-Château. Cet accident forme un talus nettement visible au niveau de la morphologie entre le plateau du Haut-Forez et tout le secteur compris entre ce plateau et les gorges de la Loire à l'Est et la Plaine du Forez au Nord-Est. Cette limite constitue également une barrière hydrographique (fig. 1). L'Andrable et ses affluents qui drainent le plateau du quart WSW de la feuille s'écoule vers le Sud. Tous les ruisseaux qui prennent leur source au pied de ce talus s'écoulent vers l'ENE en direction de la Plaine du Forez. Comme le cours de l'Andrable le souligne, le plateau du Haut-Forez est lacéré principalement par des accidents N160-170 parallèle à l'accident principal. Des accidents N60 affectent également le plateau du Haut-Forez. Cependant ces derniers ne se limitent pas au plateau du Haut-Forez. Le réseau de failles N60 qui passe à Estivareilles se prolonge vers l'ENE jusque dans la plaine du Forez (faille de Luriecq).

Un accident N120 (faille de la Mare) forme également un talus nettement visible dans la morphologie. Le ruisseau de la Mare coule au pied de ce talus de

Âge (Ma)	Période	Tectonique structures	Métamorphisme migmatisation	Magmatisme	Géodynamique
270 305	stéphano-autunienne	Zones de cisaillement avec structures s/c ; puis schistosité de fracture Mylonitisation Fentes de tension Grands décrochements dextres	Rétromorphose en conditions épizonales : faciès schiste vert à Qz-Mu-Chl 500 °C - 2 kb	Leucogranites ; granites à biotite ; pegmatites à tourmaline 600 °C - 2 kb Granites porphyroïdes à biotite, chlorite, épidote	Collapse post-orogénique Bassin houiller en pull-apart Extension NNE-SSW
305 315	westphalienne	Faïlle de détachement ductile Rubanements dans granite du Velay	Fusion anatectique dans le champ de stabilité cordiérite à : 800°C - 850 °C ; 4-5 kb	Granites monzonitiques du Velay à biotite et cordiérite	Extension NW-SE Montée diapirique du dôme du Velay Amincissement crustal
315 325	namurienne	Foliations et schistosités composites ; structures s/c Linéations minérales d'étirement Grands plis ouverts et zones de cisaillement	Migmatisation et métamorphisme (faciès amphibolite haut degré) dans gneiss Métamorphisme and/sill dans métapélites 570-640 °C ; 4-5 kb	Granites porphyroïdes et vauugnérîtes associées Leucogranites hyperalumineux	Compression néo-varisque Transition ductile/cassant
325 345	viséenne	Foliation petits plis intrafoliaux	Grenat et staurolite reliques		Epaississement suite à collision

Tabl. 2 - Résumé des principaux événements néovarisques observés sur la feuille Firminy

Gumières à Saint-Marcellin-en-Forez. Cet accident N120 est décalé par un réseau de décrochements subméridiens présentant des stries horizontales et qui se prolongent sur la feuille de Montbrison (décrochement de Lavieu-Soleymieux par exemple). Plus à l'Est, cet accident légèrement décalé par une faille N60, qui descend du plateau du Haut-Forez, se prolonge jusqu'à la Loire. Dans cette partie, associé à la faille de Montbrison, il va constituer la bordure sud du bassin du Forez.

Tout le secteur situé entre le plateau du Haut-Forez, les Gorges de la Loire et la faille de la Mare, est découpé en panneaux par des failles de directions comprises entre N160-170 (faille bordière du Haut-Forez) et N60 (faille de Luriecq), et des failles N10-N20. Les failles subméridiennes se prolongent vers le Nord sur le plateau de Margerie-Chantagret – Boisset-Saint-Priest, et également dans la Plaine du Forez où elles sont masquées par les dépôts tertiaires et quaternaires. Les panneaux obtenus qui présentent une surface plus ou moins horizontale descendent en escaliers du plateau du Haut-Forez vers la Plaine du Forez. Les filons de granites à deux micas à grain fin suivent nettement la direction N160-N170 sur le plateau du Haut-Forez (secteur de Saint-Hilaire) et immédiatement à l'Est de ce dernier (secteurs de Saint-Bonnet-le-Château ou de Saint-Jean-Soleymieux), et plus rarement la direction N10-N20 (secteur de Chénéreilles). Dans tout le secteur décrit, les accidents N60 sont relativement discrets. Toutefois, tous les ruisseaux suivent assez nettement cette direction (fig. 1).

ANALYSE DE LA DÉFORMATION RÉGIONALE

L'évolution tectonique de ce secteur (tabl. 2) peut être déchiffrée à partir de l'analyse de la succession des épisodes tectoniques qui ont affecté la série du Pilat au cours d'une phase néovarisque (325-290 Ma). Elle s'inscrit dans un contexte d'extension faisant suite à la collision qui a épaissi la croûte au début du Carbonifère (entre 360 et 340 Ma), ainsi que le montrent les linéations d'étirement généralisées vers le Nord et les trajectoires de déformation finie tant dans les ensembles métamorphiques que magmatiques.

Les plus anciennes traces de déformation sont conservées dans les métapélites de la série du Pilat où la schistosité est une structure composite avec de rares reliques intrafoliales et des charnières aplaties acquise au cours d'une phase tectono-métamorphique antérieure au Namurien qu'il est fondé de corrélérer -à titre d'hypothèse- avec la phase de collision post-viséenne. La foliation régionale des gneiss migmatiques est également une structure composite qui transpose toutes les structures antérieures. Elle résulte de la reprise d'une foliation anté-namurienne par la schistosité de flux acquise au cours de la principale phase de métamorphisme en conditions catazonales (faciès amphibolite de haut degré). Cette foliation composite, matérialisée par la biotite

et la sillimanite, est plissée et partiellement recristallisée dans le plan de foliation à cordiérite qui souligne la surface axiale des microplis.

Les critères de déformation rotationnelle des minéraux des micaschistes de la série du Pilat et des lentilles de leucogranites intercalées, les plans C/S bien marqués et les structures sigmoïdes des lentilles de quartz conduisent à caractériser une zone de déformation cisailante ductile en extension (faille de détachement). Cette tectonique extensive est globalement synchrone de la mise en place de ces granites et de la structuration pénétrative finale des unités gneissiques. Elle est bien calée chronologiquement (322 ± 9 Ma : Caen-Vachette *et al.*, 1984 ; Vitel, 1988 ; Costa *et al.*, 1993 ; 322 ± 3 Ma : Cocherie, 2007).

Les granites porphyroïdes de type Gumières (daté à 313 ± 2 Ma) et les petits corps enclavés dans le granite du Velay sont affectés par une foliation pénétrative acquise à l'état plastique lors de leur mise en place. Ils présentent ainsi une nette fabrique planaire ou plano-linéaire des micas (biotite et/ou muscovite), des feldspaths potassiques et du quartz.

À partir de 305 Ma, suite à l'épisode d'extension NW-SE connu à l'échelle du Massif central, une faille de détachement provoque un amincissement de la lithosphère, favorise la fusion de la base de la croûte, et permet la montée progressive du dôme du Velay.

Les différentes formations de la série du Pilat sont affectées, au cours d'un épisode de compression NW-SE, par de larges plis ouverts (grande longueur d'onde) à surfaces axiales sub-verticales et d'axes NNE-SSW à NE-SW qui déforment les différentes surfaces structurales antérieures (foliation, schistosité) ainsi que les surfaces de cisaillement. Au Sud, les charnières de ces plis sont occupées par les granites de la Rivoire ou de la Gampille. Au Nord, le granite de Saint-Just-sur-Loire occupe le cœur d'une structure complexe, avec de nombreux replis dans les paragneiss et les micaschistes, à valeur d'antiforme. Le plissement tardif de la série du Pilat semble synchrone de la mise en place ou de la déformation des granites du Velay. Toutefois, il est difficile de le caler chronologiquement. Ce serrage est probablement à l'origine, également, de la zone broyée de la Loire qui suit le fleuve d'Aurec-sur-Loire (bord sud de la feuille Firminy) jusqu'à Collonge (près de la bordure nord de la feuille).

À la fin du Carbonifère, au cours d'une phase de tectonique extensive de direction NNE-SSW, les décrochements dextres NE-SW comme la faille du Pilat affectent tout le bâti cristallin. Le bassin de Saint-Étienne peut ainsi être interprété comme le résultat d'un « pull-apart » (Malavieille *et al.*, 1990 ; Mattauer et Matte, 1998). Dans les mêmes conditions le leucogranite de Chambles (289 ± 6 Ma) et le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire (292 ± 3 Ma) se mettent en place au cœur d'une mégastucture d'axe NE-SW (Périgneux – Saint-Just-sur-Loire), souligné par le réseau de décrochements

dextres. Ces failles décrochantes sont localement jalonnées par de puissantes bandes de mylonites (zone broyée de Saint-Paul-en-Cornillon).

La fragmentation du bâti se poursuit à l'Autunien avec le développement de grands décrochements verticaux subméridiens (N160 à N20). Des zones de bréchification ou de silicification accompagnent ces décrochements. La mise en place des nombreux filons de leucogranites, à l'Ouest d'une ligne Montcoudiol/Périgneux – Boisset-Saint-Priest est également guidée par ce réseau de fractures.

Ces décrochements conditionneront l'histoire morpho-structurale tertiaire de la région et sa dynamique sédimentaire. En effet, les phases tectoniques Éocène terminal-Oligocène et Miocène réactivent les grandes fractures varisques et conduisent à la formation du bassin du Forez d'axe NNW-SSE. Ces décrochements, réactivés en failles normales au Tertiaire, sont aussi utilisés par le volcanisme miocène pour accéder à la surface (ex. : faille Soleymieux – Lavieu). Des sources hydrothermales y sont également liées.

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE DU SOCLE

Seule la phase terminale d'édification de la chaîne varisque a laissé son empreinte dans les différentes unités du socle permo-carbonifère affleurant sur la carte de Firminy (tabl. 2) : ensembles micaschisteux ou gneissiques, plutons granitiques de nature et d'âge variés, complexe granito-anatectique. Certaines de ces entités débordent largement le cadre de la carte, en continuité avec les structures et les ensembles régionaux. L'évolution P-T-t de ce segment de la chaîne varisque peut être solidement établi par référence avec ce qui a été décrit dans la série du Pilat (Feybesse *et al.*, 1995 ; Gardien *et al.*, 1997 ; Chenevoy *et al.*, 1998).

Les micaschistes et gneiss de la série du Pilat, les migmatites à biotite du centre nord de la feuille et les gneiss migmatitiques en enclaves dans le granite anatectique du Velay, appartiennent à l'Unité inférieure des gneiss (UIG), unité définie à l'échelle du Massif central (Ledru *et al.*, 1989). Ces roches métamorphiques dérivent pour la plupart de sédiments détritiques, originellement riches en quartz et en particules argileuses, comportant des grauwackes, des formations grésopélitiques et argilo-silteuses (compositions chimiques en annexe 1). Toutes ces roches sédimentaires se sont probablement déposées dans un domaine épicontinental de type marge continentale amincie. La série du Pilat contient également des lentilles de granite à deux micas affecté par un cisaillement ductile intense (la Rivoire) et des gneiss clairs (leptynites) qui correspondent à d'anciennes volcanites acides (rhyolites et dacites). L'âge de 545 Ma de ces anciennes roches volcaniques (Rb/Sr sur roches totales : Caen-

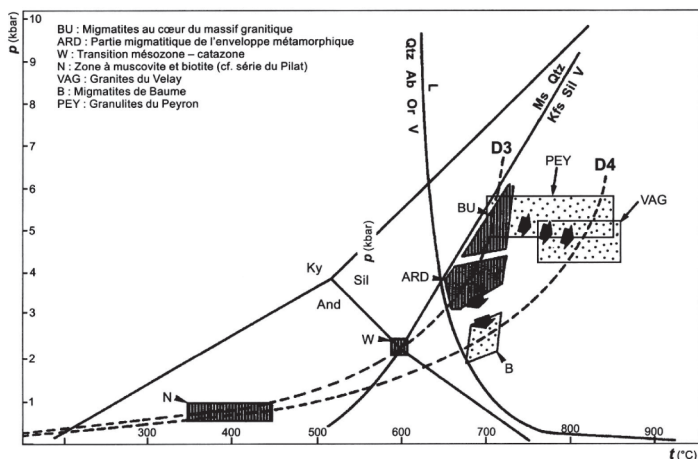


Fig. 10 - Trajets P-T-temps pour les roches métamorphiques de la feuille de Firminy avec les géothermes relatifs, respectivement, à l'épisode de métamorphisme BP-HT et de migmatitisation D3 de l'Unité Inférieure des Gneiss (hachures verticales) et à l'anatexis vellave D4 (pointillés) (Vitel *et al.*, 2000, d'après Montel *et al.*, 1992)

Vachette, 1979) les place à la limite Protérozoïque-Cambrien. Cet âge est en bon accord avec celui des séries comparables présentes en périphérie du Massif central (Autran et Cogné, 1980 ; Ledru *et al.*, 1994). Dans les migmatites à biotite et dans le complexe granito-anatectique du Velay, de très rares enclaves d'amphibolites au sens large, dérivent d'un volcanisme basique, très probablement de tufs basiques (Briand *et al.*, 1992).

Au Namurien (325-315 Ma), la série métapélitique du Pilat a subi une première phase de métamorphisme prograde en conditions de BP/HT comme en témoigne la transformation de l'andalousite en sillimanite (fibrolite) (fig. 10). Les migmatites sont aussi métamorphosées dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré, en conditions de BP/HT et sont caractérisées par des associations minéralogiques où la paragenèse à quartz + plagioclase + biotite + sillimanite ± grenat est symptomatique et ubiquiste. Ce métamorphisme traduit l'élévation de température qui accompagne la déformation en extension. Les plus anciennes traces de déformation sont observées dans les métapélites à foliation composite acquise au cours d'une phase tectono-métamorphique antérieure au Namurien sans qu'il soit possible de préciser à quel moment de l'histoire géologique, mais qu'il est fondé de corréliser -à titre d'hypothèse- avec la phase de collision post-viséenne. Les observations effectuées sur les diverses métapélites de la Série du Pilat affleurant sur la feuille Firminy ne montrent pas trace de minéraux symptomatiques d'un stade métamorphique de MP (Charre, 1972). Le disthène déterminé par V. Gardien (1990) dans la série du Pilat, n'est donc apparemment pas présent sur le territoire de la carte de Firminy. Le métamorphisme BP-HT à andalousite/sillimanite est aussi couplé à une phase tectonique ductile en régime de distension et à l'intrusion de leucogranites syntectoniques comme celui de la Rivoire daté à 322 ± 3 Ma. L'âge namurien de cet épisode est corroboré par les sills de leucogranites symmétamorphes insérés dans la série du Pilat (comme celui du Gouffre d'Enfer daté à 322 ± 9 Ma par Caen-Vachette *et al.*, 1984). Les conditions de cet épisode de métamorphisme BP/HT ont été précisées pour la série du Pilat (0,4 GPa et 650 °C : Masméjean, 1987 ; 4-5 kbar et 600 °C : Gardien *et al.*, 1997 ; 4-5 kbar et 570-640 °C : Ledru et Montel, 1999).

Cette première phase métamorphique est suivie par un épisode de migmatisation (épisode M3 de Macaudière *et al.*, 1992) dans les conditions de stabilité de la biotite en présence d'eau (faciès amphibolite de haut degré autour de 700 °C et 4 kbar). Les conditions établies à partir des restites de fusion à biotite-sillimanite ± grenat et cordiérite conduisent à des estimations de : 700 ± 50 °C et $5 \pm 0,5$ kbar). L'âge de cet événement peut être estimé à partir de migmatites paradérivées de la bordure sud du Velay grâce à une datation U-Pb sur monazite qui a fourni un âge de 314 ± 5 Ma (Mougeot *et al.*, 1997).

Au Westphalien (325-300 Ma), une anatexie généralisée de la croûte continentale se traduit par une fusion sèche à haute température dans le champ

de stabilité de la cordiérite et par l'ascension diapirique du dôme granito-migmatitique du Velay (Ledru *et al.*, 2001). L'anatexie vellave, d'ampleur régionale, se caractérise par le développement de monzogranites à cordiérite issus de la fusion en base de la croûte continentale de terrains ortho- et para-dérivés. Les nombreuses petites enclaves surmicacées à biotite et sillimanite (restites) représentent les résidus de cette anatexie, dispersés de façon irrégulière dans la masse du granite à faciès hétérogène. Si la plus grande partie des matériaux fondus peut être facilement corrélée à l'encaissant immédiat du complexe anatectique, une autre partie comme certaines enclaves à reliques granulitiques (Montel, 1985 ; Vitel, 1985) témoignent d'une origine profonde en base de croûte continentale (20 à 30 km) voire mantellique (vaugnérites, péridotites). La source crustale des monzogranites est attestée non seulement par l'abondance des restites mais également par leur caractère hyperalumineux, par l'existence de taux de fusion variable au sein des mêmes affleurements et par des rapports isotopiques initiaux élevés ($R_i = 0,7147$: Caen-Vachette *et al.*, 1982 ; $R_i = 0,716 \pm 0,4$: Williamson *et al.*, 1992).

La cordiérite, fréquente dans les granites du Velay, se présente parfois en agrégats de petits cristaux prismatiques, en tâches ou en cocardes gris-bleuté. Ce minéral apparaît dès le début du métamorphisme, accompagne la biotite, mais reste stable dans les stades plus élevés. Les conditions initiales de l'anatexie ont été évaluées à 700 °C et 3-4 kbar (plus probablement à 700-800 °C et 3-5 kbar [4 kbar \pm 1 kbar]) (Duthou et Floch, 1989). Elles sont données à 800-850 °C et 4-5 kbar dans les Cévennes. Ces conditions sont cohérentes avec une montée diapirique de croûte à pression décroissante et température croissante, comme cela a été établi ailleurs dans le Velay (Montel, 1985). La cause de cette intumescence thermique est mal connue. Les granites du Velay sont considérés comme caractéristiques d'une phase de migmatisation par J. Macaudière *et al.*, (1992) en raison de leurs transitions fréquentes vers des migmatites. En fait, il s'agit de véritables monzogranites à caractère souvent intrusif, même s'il passe souvent en continuité apparente à des migmatites. Vu ses dimensions, il est très probable que le complexe anatectique du Velay a, comme le pensent C. Pin et J.-J. Peucat (1986) : « ...un enracinement infracrustal, et on peut supposer qu'il représente une manifestation méso-crustale de l'anomalie thermique à l'origine de l'évènement granulitique de relativement basse pression qui semble clore l'édification de la chaîne varisque vers 300-280 Ma (Pin et Vielzeuf, 1983) ». Des granulites de BP sont d'ailleurs connues à l'affleurement en enclaves sur la feuille voisine de Monistrol-sur-Loire (Vitel, 1985 ; Vitel *et al.*, 2000). Elles ont été entraînées par le granite du Velay dans son ascension vers la surface comme son encaissant métamorphique de BP.

Les syéno-granites (vaugnérites), présentes en enclaves dans les granites du Velay, ont classiquement un chimisme magnésien et potassique. Elles sont génétiquement liées aux granites porphyroïdes auxquelles elles sont

spatialement associées dans les modes de gisement. Sur la feuille Firminy, le granite porphyroïde de Gumières forme des enclaves plurikilométriques à métriques dans le granite du Velay. Ce granite porphyroïde à biotite et amphibole appartient à la famille des granites calco-acalins potassiques (Barbarin, 1999). Il est nettement différent des granites porphyroïdes alumineux à biotite de type Margeride qui sont également dispersés en enclaves dans le granite du Velay surtout plus au Sud. Le granite porphyroïde à amphibole peut parfois être lui-même en enclave dans les granites porphyroïdes alumineux (Barbarin, 1983).

À la limite Carbonifère-Permien, apparaissent des zones de cisaillement soulignées par des mylonites. Cette fracturation est accompagnée d'une rétomorphose des différentes formations dans les conditions du faciès schiste vert. Une paragenèse à quartz + chlorite + albite + muscovite + hématite se développe dans la séquence pélitique de la série du Pilat (la muscovite en très grandes lamelles) et une association à muscovite, chlorite, épidote se développe dans les granites porphyroïdes de Saint-Just-sur-Loire et de la Gampille.

FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN HOULLER DE SAINT-ÉTIENNE

Les bassins stéphano-autuniens du Massif central se sont développés au sein de la chaîne varisque, alors que la topographie correspondait à celle d'un haut plateau dont l'altitude minimale a pu être estimée à plus de 5 000 m (Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1994). Cela permet d'établir des analogies entre l'évolution permo-carbonifère de cette chaîne, et celles du Plateau tibétain ou des « Basin and Range » ouest américains. Ces bassins intramontagneux, typiquement continentaux, sont éloignés de toute influence marine ou littorale.

L'organisation séquentielle observée à différentes échelles résulte de l'interaction entre la vitesse d'accumulation et celle de la subsidence. Les dépôts de charbon se produisent lors de périodes d'équilibre pendant lesquelles l'accumulation de matière végétale compense exactement la subsidence. Les couches de houille sont comprises entre des grès, correspondant à des sables, ou des schistes, provenant de la compaction d'argiles. Cette disposition correspond à des séquences rythmiques, répétées un grand nombre de fois. Elle est liée à des variations de la vitesse de subsidence du bassin.

Les dépôts sont essentiellement détritiques, caractéristiques de milieux fluviaux et palustres. À ces premiers dépôts strictement stéphaniens ont succédé des sédiments rythmiques à dominante argileuse d'origine lacustre, d'âge autunien. S'y trouvent intercalés des horizons charbonneux avec les autres assises sédimentaires détritiques qui se sont accumulées dans ces bassins. Le changement toutefois progressif explique les difficultés à placer une limite

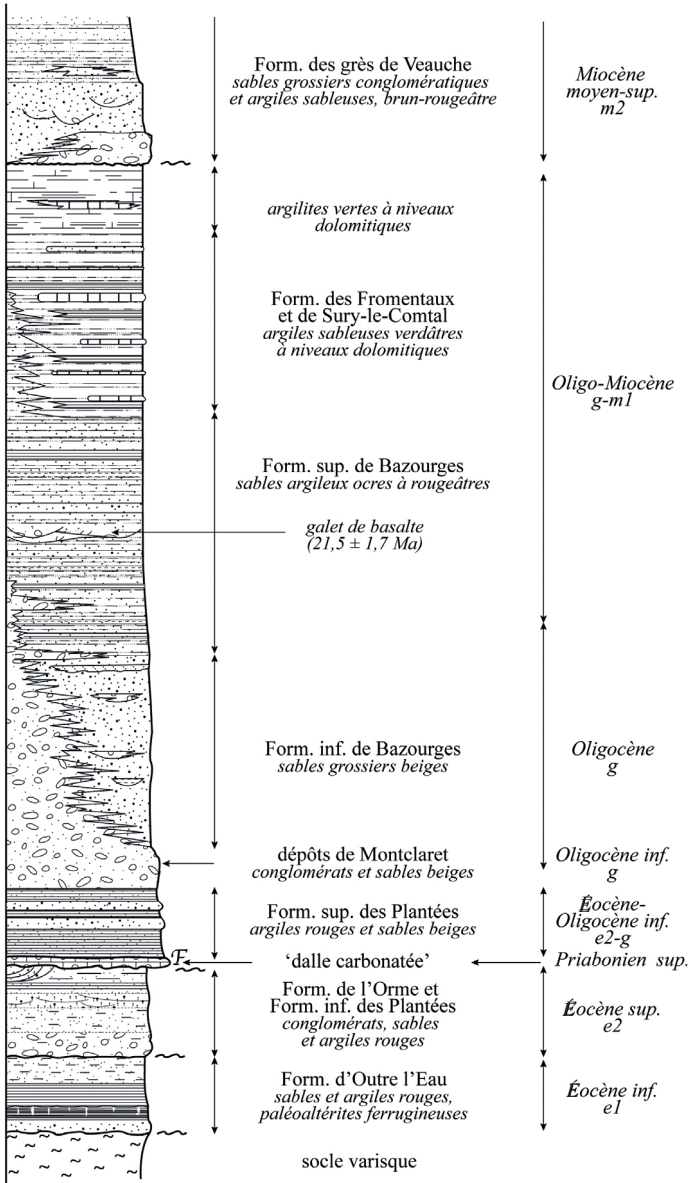


Fig. 11 - Colonne lithostratigraphique synthétique (sans échelle) des dépôts tertiaires de la partie méridionale de la plaine du Forez (compilation à partir des données de terrain et des forages CEA de la figure 3)

précise entre les deux types de milieux de sédimentation et par conséquent l'incertitude en ce qui concerne plus particulièrement le bassin de Saint-Étienne quant à la réalité de l'épisode autunien. Il est maintenant avéré, en même temps qu'est reconsidérée la datation du début des dépôts, autrefois situé au tout début de l'époque stéphanienne (Stéphanien A). Aujourd'hui, il est admis que la sédimentation débute dans le bassin de Saint-Étienne avec les assises moyennes du Stéphanien B. Comme dans la plupart des autres bassins stéphanien carbonifères dispersés dans le Massif central, les sédiments reposent directement sur un socle cristallin primaire. Cela est particulièrement évident sur la bordure septentrionale (Monts du Lyonnais), du bassin de Saint-Étienne avec les masses de brèches de la Fouillouse. Les couches de charbon y atteignent rarement une forte épaisseur, les plus fortes puissances n'excèdent pas deux mètres.

ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE ET VOLCANISME CÉNOZOÏQUES

Les formations sédimentaires tertiaires de la partie sud de la Plaine du Forez, tabulaires ou légèrement inclinées, se sont déposées dans un bassin subsident où domine un système en horst et graben. Globalement, au cours du Tertiaire, les jeux de failles sont liés à une extension générale E-W. On connaît néanmoins localement des rejeux compressifs de direction NE-SW sur certaines de ces failles. L'évolution tectonique du bassin apparaît polyphasée et a été enregistrée dans les dépôts sédimentaires (fig. 11).

Les terrains sédimentaires tertiaires les plus anciens de la feuille Firminy correspondent stratigraphiquement à une série éocène discordante sur le socle varisque. La sédimentation (e1) débute par le dépôt de sables arkosiques blanchâtres peu évolués, seulement observables à la base de la coupe d'Outre l'Eau. Ces sables arkosiques portent un palésol fersialitique présentant des horizons marmorisés bien développés à kaolinite-hématite. Cette altération rubéfiante, épaisse de 3 m à Outre l'Eau, est indicatrice de l'installation d'une période de stabilité dynamique sous climat hydrolysant chaud et humide, à saisons alternées de type subtropical. Au sommet du palésol, les marmorisations blanchâtres sont tronquées par une paléo-surface parfaitement horizontale, qui indique une reprise d'érosion postérieurement à l'évolution pédogénétique. En conséquence, cette paléoaltération a pu être beaucoup plus épaisse et son développement correspondre à une période supérieure au million d'années. Cette surface d'érosion est scellée par le dépôt d'argilites rouges à kaolinite correspondant à la resédimentation des matériaux issus de la destruction partielle du palésol. Des traces de ces horizons de paléoaltération fersialitique sont reconnues également par forage ou en carrière dans les secteurs sud-est et est du bassin, indiquant une paléotopographie plus ou moins aplanie sur tout le secteur. En conséquence l'image d'une paléogéographie éocène sans reliefs bordiers marqués semble s'imposer.

Par la suite, toujours au cours de l'Éocène, ce processus d'érosion s'amplifie et s'accompagne de la sédimentation de séquences détritiques volumineuses à granulométrie plus grossière, où alternent conglomérats, sables et argiles sableuses rougeâtres (e2, Formation de l'Orme et des Plantées). Dans cet ensemble détritique, les érosions intrasédimentaires sont fréquentes, indiquant une longue période de conditions hydrodynamiques énergétiques. Par la suite, un régime de sédimentation plus régulier paraît s'établir progressivement avec dépôt de faciès sableux et argileux en alternance. La paragenèse argileuse y est constituée d'illite dominante, de kaolinite et de smectite. Ces faciès sommitaux sont tronqués par une paléosurface d'érosion sur laquelle s'installe un paléoenvironnement lacustre qui se matérialise par l'installation d'une sédimentation carbonatée (« dalle calcaire » des Plantées). Aucun argument ne permet d'envisager une extension à tout le bassin de cet environnement lacustre qui est vraisemblablement très local. Ces faciès carbonatés fossilifères constituent le seul niveau repère bien calé stratigraphique (Priabonien supérieur). Cette évolution de faciès correspond à une évolution vers un climat toujours chaud mais plus aride. Un régime sédimentaire de nappes sablo-argileuses en séquences récurrentes s'installe ensuite, en rapport avec une reprise de subsidence.

L'Oligocène débute par une phase d'érosion intense qui décape en grande partie les sédiments et les paléoolites éocènes de la bordure ouest, où le socle granitique et migmatitique se retrouve à l'affleurement, suggérant le début du soulèvement du horst forézien. Les sédiments fluviaux-torrenciels oligocènes inférieur, dégagés par cette érosion sont très localement préservés à Montclaret sous une coulée basaltique datée à $28,6 \pm 1,5$ Ma (limite Oligocène inférieur - supérieur). Ensuite, une certaine stabilité tectonique et des conditions climatiques de type subtropical conduisent au développement de paléosols fersialitiques au début de l'Oligocène supérieur à Montclaret.

De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, le dépôt des formations alluviales de Bazourge en contexte de piémont implique une reprise d'érosion aux marges ouest du bassin. Cette reprise d'érosion peut être liée à des mouvements tectoniques sur cette bordure. Ces mouvements sont également accompagnés par un volcanisme basaltique. Les faciès des Formations de Bazourge correspondent à des systèmes alluviaux de piémont, issus des reliefs foréziens en voie d'exhaussement. Au niveau du plateau de Bazourge, la sédimentation évolue de faciès proximaux à l'Oligocène supérieur à des faciès plus distaux au Miocène inférieur. La présence de galets de basalte datés à $21,5 \pm 1,7$ Ma (Gerbe *et al.*, 1998) dans l'ensemble supérieure de la Formation de Bazourge confirme l'extension au Miocène inférieur de cette sédimentation. À l'échelle du bassin, cette époque est marquée par une zonation des faciès, qui évoluent de nappes sableuses sur la bordure occidentale (*cf.* Bazourge) à des séquences argilo-marneuses à niveaux de dolomicrites vers l'Est et le Nord du bassin (feuille 1/50 000 Montbrison). Au cours du temps, les apports détritiques

s'amenuisent alors que des conditions de sédimentation chimique carbonatée s'installent (Formation des calcaires des Fromentaux-Sury-le-Comtal). Il s'agit d'un contexte paléogéographique marqué par une faible tranche d'eau sous climat plus aride, une forte tendance évaporitique et des émerSIONS temporaires (figures de dessiccation, calcrètes), le tout dans une ambiance de relative stabilité tectonique. Le cantonnement à l'Ouest des dépôts détritiques de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur suggère l'existence de reliefs foréziens déjà exhaussés et actifs, alors que la zone orientale (Monts du Lyonnais) n'était pas encore morphologiquement exprimée.

Postérieurement au Miocène inférieur à moyen, et sans que leur position stratigraphique exacte puisse être précisée, les sédiments détritiques de la Formation des grès de Veauche se déposent sur une surface d'érosion affectant les dépôts à tendance évaporitique de la Formation des marnes vertes (feuille Montbrison). Ces sédiments silico-clastiques grossiers contiennent des fragments de roches volcano-sédimentaires et métamorphiques qui sont pétrographiquement très différentes des roches du Forez et du Pilat et peuvent être rattachées aux séries paléozoïques de la Brévenne. Cet apport détritique massif de type fluvio-torrenciel marque l'activation tectonique des Monts du Lyonnais le long de la faille bordière de Saint-Galmier (feuille Montbrison). Dans le Sud du Bassin, cette évolution post-miocène inférieur à moyen se matérialise par le développement d'une zone fortement subsidente le long de cette faille, zone connue sous le terme de « sillon de Saint-Galmier » (Duclos *et al.*, 1974). Cette tectonique tardive pourrait expliquer la formation du grabben de la Croix-de-Marlet, recoupant les formations carbonifères de bassin de Saint-Étienne et comblé par des dépôts tertiaires d'âge incertain.

Les roches volcaniques de la feuille Firminy appartiennent à la province volcanique tertiaire du Forez dont les manifestations sont plus abondantes plus au Nord, entre Boën et Montbrison (fig. 2). Elles en constituent les affleurements les plus méridionnaux. Les pointements basaltiques sont dispersés essentiellement sur le socle granito-gneissique et de façon plus limitée sur le bord occidental du bassin sédimentaire du Forez. Les gisements basaltiques correspondent soit à des intrusions filoniennes et des conduits d'alimentation de sub-surface, soit à des coulées de lave. Ils se retrouvent souvent en inversion de relief par l'effet de l'érosion différentielle. Des formations volcano-sédimentaires de type pépéritiques sont également associées aux formations laviques sur de nombreux affleurements. Elles témoignent de dynamismes hydromagmatiques liés à l'interaction entre le magma basaltique et les sédiments gorgés d'eau (Montclaret, Montrond-le-Bains). L'âge oligo-miocène de la phase volcanique majeure, de 29 Ma à 13 Ma, est assez bien contraint par l'ensemble des datations radiométriques déjà publiées (Bellon et Hernandez, 1979 ; Gerbe *et al.*, 1998 ; Lenoir *et al.*, 2000) et celles réalisées au cours de cette étude par H. Bellon en 2003. Ce volcanisme est contemporain des phases importantes de mouvements tectoniques extensifs, qui sont à l'origine d'une

reprise d'érosion et de décharges sédimentaires détritiques grossières sur la bordure occidentale du bassin de l'Oligocène supérieur au Miocène (Formation de Bazourge). Il a produit des laves basaltiques sous-saturées sodiques, des basanites ou des basanitoïdes à feldspathoïdes. Le volcanisme tertiaire du Forez est aussi marquée par l'émission de très faibles volumes de lave d'affinité carbonatitique (mellilites) à Marcoux (feuille Montbrison) au Paléocène (62 Ma, Lenoir *et al.*, 2000). Des laves d'affinité carbonatitique d'âge comparable sont également décrites dans d'autres fossés tertiaires français (Lenoir *et al.*, 2000).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

L'histoire de la région à partir de la fin du Paléozoïque est très mal connue faute d'indices ou de dépôts tout au long du Mésozoïque. Par analogie avec ce qui est connu dans le sud du Massif central (régions d'Aurillac ou de Rodez), une paléosurface ancienne qui pourrait être qualifiée approximativement de « pré-liasique » aurait pu exister dans la région (groupe français d'étude du Jurassique, 1980). Là où elle est reconnue, cette paléosurface est marquée par une forte albitisation (Schmitt, 1983 ; Schmitt et Simon-Coinçon, 1985).

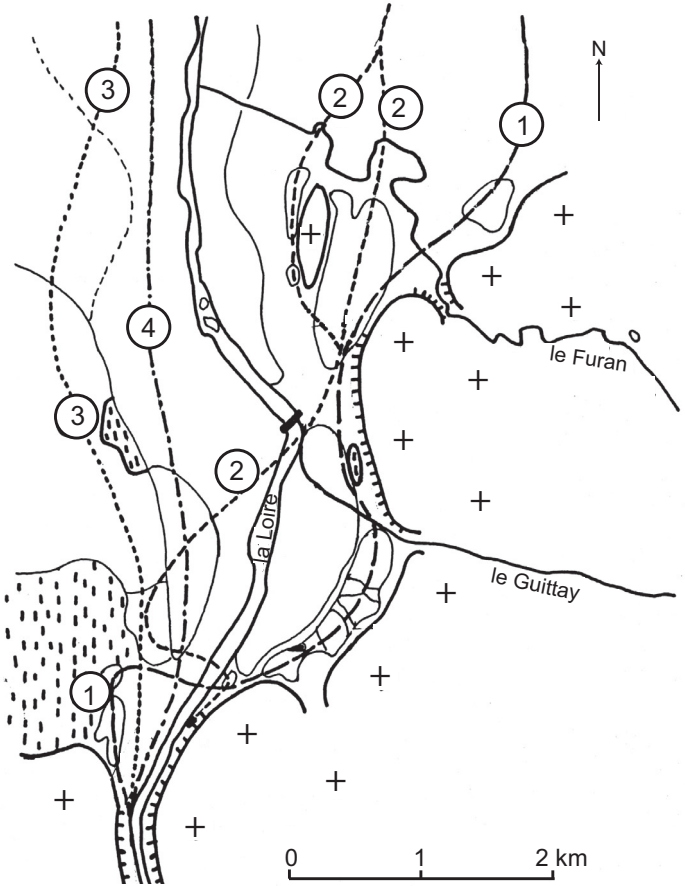
L'absence de dépôts du Mésozoïque dans la région interdit toute certitude. Par analogie avec ce qui est connu vers Chateaufort, en limite du Massif central cristallin et du bassin de Paris, ou vers le Sud et les Causses, il est possible que la région fût couverte lors de transgressions du Jurassique et/ou du Crétacé. La datation de cuirasses rouges dans le Massif central montre que ce dernier était déjà très largement dénudé de sa couverture sédimentaire éventuelle au moins partiellement (vraisemblablement en totalité) dès la fin du Jurassique et pendant le Crétacé inférieur (Théveniault, 2003 ; Ricordel *et al.*, 2005). Les restes de cuirasses identifiés sur tout le Massif central correspondent à de puissantes altérations kaoliniques qui montrent l'importance de la couverture d'altération sur le socle dès cette époque (Larqué, 1968, 1981). La disposition de ces cuirasses rouges autour de paléo-morphologies du socle indique qu'il n'existait pas une paléosurface uniforme, comme la pénéplaine souvent évoquée, mais un paléo-paysage différencié avec des escarpements de faille, des dômes, des inselbergs, etc. (Deschamps, 1973 ; Étienne, 1970 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1995, 2000, 2005 ; Thiry *et al.*, 1983, 1985, 2004).

Pour les climats correspondant, il y a eu une histoire complexe allant d'une plus forte humidité (climat équatorial ou tropical) bien avant la fin du Crétacé et le début du Paléogène, vers la sécheresse (depuis la fin de l'Éocène vers le Miocène). La fin des périodes de climat à fort potentiel de lessivage semble avoir eu lieu au cours de l'Éocène (Ludien ? : Wyns, 1996 ; Wyns et Guillochau, 1999).

J.-L. Lagarigue (1982) a repris dans son travail la notion de surface fondamentale selon la terminologie de A. Godard (1972, 1977, 1979). Il attribue à cette surface les zones d'altitude supérieure à 900 m, avec moins de 5 % de pente. Cette surface serait dégradée vers le graben de Montbrison, entre 700 m et 450 m d'altitude environ, tout en marquant une topographie de paléosurface susceptible de disparaître sous le remplissage de cette dépression. La topographie régionale, hors entaille des vallées actuelles, formerait une paléoforme néogène en relation au moins partielle avec le graben en tant que centre de sédimentation. L'examen de la répartition générale des altérites régionales sur les cartes à 1/50 000 publiées met effectivement en évidence des profils globalement plus épais pour les plateaux du Forez. Cet ensemble évoque une paléosurface ancienne qui descend, avec des dégradations visibles, vers les grabens à remplissages cénozoïques (Éocène à Miocène). Cette paléosurface complexe semble plonger sous ces remplissages mais aucun sondage ne le confirme. Dès l'Oligocène se produit un changement important dans la dynamique du paysage, avec moins d'altération chimique des profils et plus d'érosion physique par différenciation des reliefs due à la tectonique « alpine » au sens large.

À l'image de nombreux lieux d'Europe de l'Ouest, les premiers froids glaciaires, vers 2,5 Ma, ont dû être sensibles sur les hauts plateaux du Forez comme ailleurs dans le Massif central (Étlicher, 1983, 1986 ; Étienne, 1981 ; Valadas, 1984). Il ne reste cependant aucune trace bien identifiée de ces phases anciennes (Étlicher et Goër de Herve, 1986), en particulier sur la feuille Firminy. La plupart des formations superficielles identifiées sur cette feuille, en relation directe avec la topographie, sont vraisemblablement issues de la dernière période froide, le Weichsélien, au Pléistocène supérieur. Ces formations sont restées dans l'état dans lequel ces matériaux en transit à la surface se sont immobilisés à la fin des froids périglaciaires et ne traduisent vraisemblablement pas toute l'histoire de la dernière phase glaciaire. Il est toutefois clair que ces formations superficielles ont une histoire polyphasée plus complexe que ce simple état de stabilisation momentanée.

Au Pléistocène supérieur, la dernière glaciation (Weichsélien = Würm) a laissé de nombreuses traces de phénomènes périglaciaires (fauchage, lessivages) qui se signalent sous forme de dépôts de versant variés (Étlicher et Le Griel, 1977). Le gel profond, ou le permafrost en altitude, ont généré des dépôts de versant complexes, qui engluent les bas versants et sont dépendants du substrat dont ils dérivent. Le remaniement des arènes granitiques et des sédiments sableux donnent des dépôts de versant majoritairement sableux. En revanche, le remaniement des altérites de schistes donne des dépôts de versant plutôt argileux. Quand le substratum rocheux à nu fournit des blocs rocheux désolidarisés par le gel, les dépôts de versant sont hétérométriques, riches en blocs.








-  Témoins des nappes alluviales de la Loire
-  Formations tertiaires indifférenciées
-  Socle varisque indifférencié
-  Pente forte à falaises
-  Tracés successifs de la Loire interprétés d'après la répartition des témoins alluviaux

Fig. 12 - Paléotracés de la Loire (Couette, 2000)

Le retour à des conditions moins froides traduit le passage à l'Holocène, même si l'âge exact de ce passage peut avoir été légèrement différé entre les fonds de vallée plus vite réchauffés et les hauteurs dénudées et plus froides du Forez. Cette dernière modification climatique a pour principale conséquence de changer le régime des rivières, passant d'un régime torrentiel à chaque débâcle à un écoulement limité, peu énergétique et ne mobilisant généralement que des fines (sables fins, limons, argiles). Toutefois, dans les parties aux fortes pentes, existent toujours des torrents susceptibles de transporter des galets. Malgré tout, même ces torrents présentent un débit bien plus faible comparé à celui qui existait en période glaciaire.

Les hauts plateaux encore froids ont pu garder des tourbes actives dans les petites dépressions où l'humidité permet le maintien de ces tourbes ou sédiments tourbeux de marécage organique (gyttja). Ces dépressions sont en partie comblées de colluvions issus du lessivage des fines.

ÉVOLUTION QUATERNAIRE - PALÉOHYDROGRAPHIE

L'étude détaillée des nombreuses et vastes terrasses alluviales en aval du barrage de Grangent a permis de proposer des paléotracés de la Loire (Couette, 2000). Dans un premier temps, la Loire, quittant les formations dures du socle hercynien pour les sédiments silico-clastiques et argileux de la Plaine du Forez, semble avoir suivi la limite socle-couverture en s'écoulant vers le NNE. Il est vraisemblable que le fleuve ait du s'élargir dans ces sédiments faciles à éroder. Une importante épaisseur de dépôts tertiaires était encore présente au Quaternaire ancien dans cette zone (1, fig. 12). La faible extension de dépôts alluviaux anciens ne permet pas d'interpréter ce que fut la plaine alluviale à cette période. Par la suite, le fleuve déplace son lit vers l'Ouest (2 et 3, fig. 12) avant de suivre son tracé actuel (4, fig. 12). Lors de ces migrations, l'extension des plaines alluviales a été beaucoup plus importante qu'elle ne l'est actuellement. Une hypothèse d'ordre structurale peut être émise pour expliquer pour quelle raison le fleuve n'a pas conservé l'orientation méridienne de son parcours dans le socle, en élargissant celle-ci dans les sédiments tertiaires plus tendres, mais a bifurqué vers le NNE. Un léger gauchissement au niveau du secteur NE aurait conduit à canaliser l'érosion fluviale, temporairement, vers la limite socle-couverture. La variation des différents tracés de la Loire pourraient d'ailleurs être envisagée, comme la résultante de mouvements tectoniques, y compris ceux du bâti hercynien, et de variations dans les apports fluviaux.

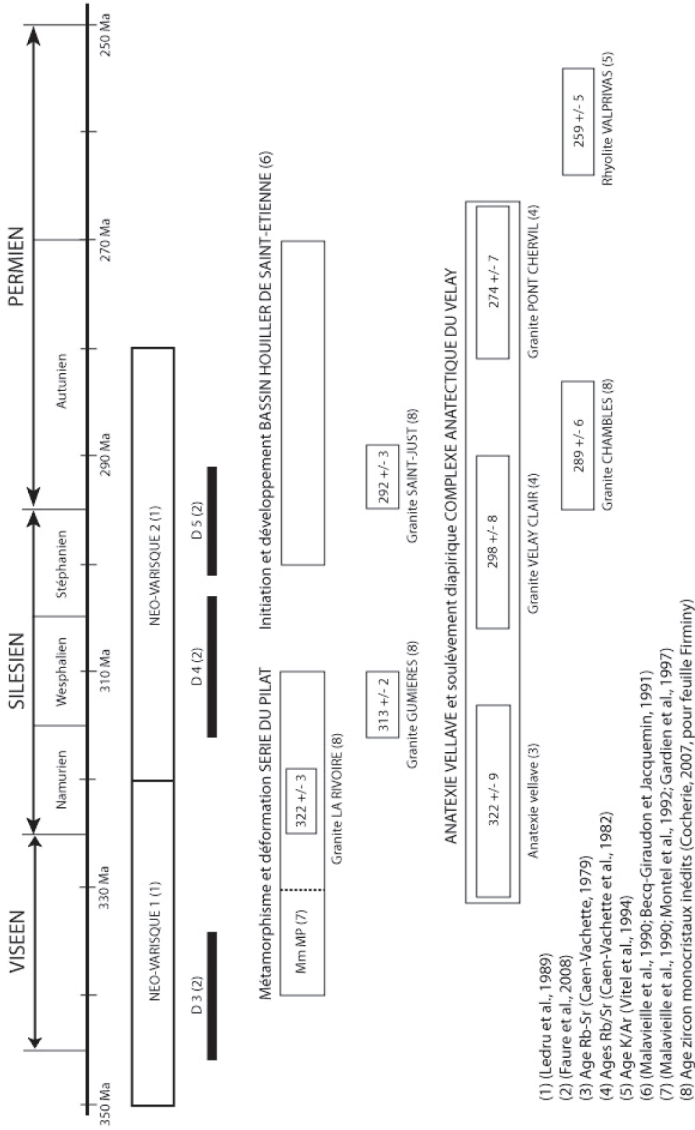


Fig. 13 - Place des événements ayant affectés les différentes entités géologiques de la feuille de Firminy dans le cadre général de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du Massif Central

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE SUCCINCTE

Dans le cadre de la réalisation de la feuille Firminy, des datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites ont été faites sur les principales entités géologiques de la feuille Firminy (Cocherie, 2007).

Par la grande variété des entités géologiques rencontrées sur son territoire et à l'aide de ces nouveaux âges, la carte Firminy permet de reconstituer tout ou partie de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du Massif central et donc d'un segment de la zone interne de la chaîne varisque (fig. 13). Les étapes de cette évolution peuvent être résumées de la façon suivante.

Vers 325 Ma, après la phase d'épaississement crustal (Gardien, 1990 ; Costa *et al.*, 1993), des dépôts de plate-forme d'âge paléozoïque inférieur témoignant d'une marge continentale amincie sont transformés en métapélites, micaschistes et gneiss leptynitiques pour constituer la série du Pilat. Cette dernière qui est apparentée à l'Unité inférieure des gneiss (UIG) (Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 2008) est chevauchée par la série du Lyonnais (USG), située plus au Nord et structurée en conditions de haute pression antérieurement à 350 Ma. Le chevauchement à l'origine de cet empilement a un âge compris entre 330 et 340 Ma (Costa *et al.*, 1993). Après la surrection de la chaîne de montagnes, des failles ductiles (détachements et décrochements) conduisent à la formation de bassins stéphano-permiens comme celui de Saint-Étienne.

L'analyse paragenétique révèle la présence d'assemblages reliques à quartz + feldspaths + grenat + staurotide ± biotite, dans les micaschistes situés à la base de la série du Pilat sur la feuille Monistrol-sur-Loire (Vitel *et al.*, 2000). Cette paragenèse antéschisteuse ou anté-foliation régionale est représentée par des porphyroclastes de grenat et de staurotide. La série du Pilat serait ainsi passée par un stade de moyenne pression (6-7 kbar ; 700-750 °C). La présence également de disthène dans les assemblages reliques des micaschistes de la base de la série du Pilat sur la feuille Saint-Étienne indique que les conditions telles que 8-9 kbar à 650 °C ont été atteintes (Gardien *et al.*, 1997). Cette phase de métamorphisme est attribuée à l'épisode de chevauchement de la série des Monts du Lyonnais sur la série du Pilat. La série du Pilat a donc connu une évolution P-T-temps ayant débuté par un stade de moyenne pression qui pourrait être calé entre 330 et 340 Ma, par comparaison avec les faits établis au Nord (Malavieille *et al.*, 1990 ; Gardien *et al.*, 1997) comme au Sud du complexe du Velay (Montel *et al.*, 1992).

Ce premier stade fut suivi par un stade de rééquilibrage sous des conditions de basse pression, en liaison avec un épisode de déformation ductile en extension (Malavieille *et al.*, 1990) daté à 322 ± 9 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1984) et lié à un amincissement crustal. Sur la feuille Firminy, le granite de la

Rivoire intercalé dans la Série du Pilat et daté à 322 ± 3 (Cocherie, 2007) témoigne de cet épisode. Par la suite, une paragenèse de basse pression et de haute température à quartz + feldspaths + andalousite + sillimanite se forme vers 3-5 kbar et 700-750 °C (Gardien *et al.*, 1997). Durant cette période de décompression, une vaste instabilité thermique dans la croûte explique cette augmentation de température et serait à l'origine du dôme anatectique du Velay.

Un stade tardi- à post cisaillement ductile est caractérisé par le développement d'une association à quartz + feldspaths + andalousite, et finalement une association à quartz + muscovite + chlorite + albite, souvent associée avec les structures cassantes. Un épisode tardif de rétomorphose dans les conditions du faciès schistes verts (muscovite + chlorite) termine l'évolution métamorphique de la série du Pilat.

Cette succession d'événements est corroborée par le modèle proposé par J.-M. Montel *et al.* (1992) pour l'évolution thermo-barométrique des séries gneissiques et du granite dans la partie sud du complexe du Velay :

- les premiers phénomènes de fusion se produisent à des profondeurs de 20 à 25 km, et la tectonique en extension qui affecte toute la croûte, a lieu immédiatement après la fin du stade de compression ;
- l'amincissement crustal produit un accroissement considérable du gradient de température dans la croûte. Ce dernier est également relié aux intrusions de magma granitique vers 15-20 km de profondeur ;
- avec la progression de l'extension, des réactions de déshydratation (absence de fluides et d'eau en particulier) entraînent la déstabilisation de la biotite et la production de granites intrusifs clairs riches en cordiérite.

Au début du Permien, peu après la formation du dôme anatectique du Velay, des intrusions d'abord de granite porphyroïde, puis de leucogranites hyperalumineux se produisent dans la partie orientale de la feuille. Le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire et le leucogranite de Chambles ont des âges très proches (respectivement 292 ± 3 Ma et 289 ± 6 Ma). Toutefois, le fait que le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire (comme celui de la Gampille) soit uniformément cataclaté et que le leucogranite de Chambles ne présente pratiquement pas de déformation, indique qu'un important laps de temps sépare probablement les intrusions de ces deux granites.

Le leucogranite de Chambles constitue un épais sill dans le granite du Velay. Les nombreux filons de leucogranites qui forment un important essaim sur la partie occidentale de la feuille Firminy mais également sur les feuilles voisines Montbrison et Monistrol-sur-Loire, ont des compositions très proches du leucogranite de Chambles et pourraient être contemporains de ce dernier. Ces filons, le plus souvent verticaux, soulignent une direction tectonique majeure d'orientation subméridienne. Les décrochements qui suivent la même

orientation correspondent aux accidents les plus tardifs dans le bâti varisque, et rejoueront en failles normales au Tertiaire. Le leucogranite filonien pourrait avoir le même âge que la rhyolite alumineuse de Valprivas, sur la feuille voisine de Monistrol (Vitel *et al.*, 1994, 2000).

Au Stéphalien, le bassin houiller de Saint-Étienne aurait été créé à la faveur des grands décrochements dextres NE-SW, tardi-hercyniens, compatibles avec la direction de la distension NNE-SSW. Ce bassin est interprété comme un bassin en pull-apart (Malavieille *et al.*, 1990 ; Mattauer et Matte, 1998). L'individualisation du bassin houiller stéphalien est contemporaine ou suivie par un stade de détachement tardi-orogénique dans la série du Pilat (Malavieille *et al.*, 1990 ; Gardien *et al.*, 1997) qui entraîne ou provoque un amincissement de la croûte accompagnée d'une phase de métamorphisme rétrograde en conditions épizonales. Le granite porphyroïde à biotite de Saint-Just-sur-Loire borde le bassin houiller au Nord et celui de la Gampille au Sud. Ce dernier a donc poursuivi son évolution et son remplissage après l'intrusion du granite porphyroïde, soit après 292 ± 3 Ma, et donc au cours du Permien.

Discordants sur le socle granito-métamorphique varisque, les dépôts tertiaires sont localisés dans le nord-est de la feuille Firminy. Le fossé du Forez est assez fortement subsident de l'Éocène supérieur au Miocène. L'évolution tectonique du bassin apparaît polyphasée et a été enregistrée dans les dépôts sédimentaires du bassin. Une période de tectonique active est enregistrée dans le Miocène inférieur à moyen marquée par des apports de sédiments détritiques grossiers en provenance de la bordure occidentale du bassin (Monts du Forez). À cette période une extension E-W maximale du bassin doit être envisagée au vu des reliques de dépôts sédimentaires qui affleurent sur le horst forézien actuel. Une seconde période d'activité tectonique se manifeste postérieurement dans le Miocène moyen à supérieur, et aboutit à la mise en place sur la feuille voisine de Montbrison des « grès de Veauche », sédiments détritiques en provenance de la bordure est à sud-est (Monts du Lyonnais). Par ailleurs, la présence de témoins d'une sédimentation miocène sur la bordure orientale du horst forézien actuel démontre sans ambiguïté que le bassin miocène ne se cantonnait pas à ses limites actuelles. On peut raisonnablement envisager une extension à l'ouest jusqu'au pied de la haute chaîne forézienne, une possible connexion au Sud avec le bassin de Saint-Étienne, une extension à l'Est sur une partie des Monts du Lyonnais actuels et une connexion au Nord avec le bassin de Roanne.

Le bassin sédimentaire tertiaire du Forez est un fossé d'effondrement, qui comme ses voisins (Limagne de Clermont, bassin d'Arlanc, bassin de Roanne, bassin du Puy et de l'Emblavés, bassin de la Bresse) appartient au rift continental ouest européen (Briot *et al.*, 2001). La tectonique distensive E-W majeure qui a affecté toute l'Europe occidentale à l'Oligocène est étroitement liée au poinçonnement de l'asthénosphère par la racine des Alpes au maximum de la collision continentale (Michon, 2000). Dans ce contexte général, la distension E-

W aurait réactivé en failles normales les grands décrochements tardi-hercyniens NNW-SSE et provoqué la formation de nouvelles failles normales subméridiennes (Bergerat, 1980), souvent utilisées lors des intrusions magmatiques tertiaires. L'âge oligo-miocène (29 Ma à 13 Ma) de la phase majeure du volcanisme du Forez, indique qu'il est contemporain des phases importantes de mouvements tectoniques extensifs. Il reste néanmoins le problème du volcanisme d'affinité carbonatitique d'âge paléocène (62 Ma) qui précède la phase majeure de rifting de plus de 30 Ma. Ce magmatisme ante-rift exceptionnel mais présent dans la plupart des fossés tertiaires, suggère l'initiation d'une anomalie thermique dès le Paléocène.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Hydrographie

La Loire traverse du Sud au Nord la partie orientale de la feuille Firminy. Son tracé est particulièrement sinueux entre Aurec-sur-Loire et le barrage de Grangent, lorsqu'elle est encaissée dans le socle cristallin qu'elle recoupe en gorges profondes. À 1 km en aval du barrage, la Loire arrive dans les terrains sédimentaires de la Plaine du Forez, où elle est à l'origine de nombreuses terrasses alluviales. Ce fleuve constitue le cours d'eau le plus important du réseau hydrographique et impose ainsi le niveau de base du secteur.

Le régime hydrologique de la Loire est caractérisé par des étiages prononcés (2 à 4 m³/s) et fréquents, et des crues aussi violentes que soudaines avec des débits dépassant souvent 1 000 m³/s. Lors de la crue de 1980, le débit a atteint 3 000 m³/s.

Sur sa rive droite, les principaux affluents de la Loire sont l'Ondaine qui draine la région de Firminy et d'Unieux, et le Furan qui draine la région d'Andrézieux. En rive gauche, l'Ozon, la Mare et le Bonson descendent du plateau cristallin et drainent la plaine du Forez. L'Andrable est le seul cours d'eau notable sur la partie occidentale de la feuille Firminy. Son tracé est conditionné par les failles NNW-SSE. L'Andrable s'écoule vers le Sud et draine le haut plateau granitique des monts du Forez. L'ensemble du réseau hydrographique est fortement conditionné par la fracturation particulièrement importante. Sur le plateau granitique, les directions majeures (N40 à 60 et N160 à 170) apparaissent très nettement.

Les problèmes de pollution de la Loire sont essentiellement dus à l'Ondaine. Cette rivière rejoint la Loire au pont du Pertuiset après avoir traversé le bassin industriel de Firminy donc l'activité a été très importante par le passé.

Le canal du Forez est un important ouvrage qui capte les eaux de la Loire à l'aval du barrage de Grangent pour l'alimentation en eau potable et pour l'irrigation de la plaine du Forez. Les plans d'eau sont principalement localisés dans la plaine du Forez. Ils occupent d'anciennes sablières généralement localisés le long de la Loire ou d'anciennes carrières dans les environs de Saint-Marcellin-en-Forez (Outre l'Eau, Les Plantées).

Ressources en eau souterraine

Les terrains granitiques et métamorphiques occupent une place prépondérante sur la feuille Firminy. Ils sont recouverts d'une couche d'altération superficielle de faible épaisseur allant de quelques décimètres à quelques mètres. Cette couche d'arène joue le rôle de réservoir. La morphologie vallonnée du relief qui fragmente les bassins versants favorise la multiplicité des points d'eau. Les sources du haut plateau granitique à l'Ouest de la carte sont souvent alignées le long de failles NNW qui servent de drains naturels (secteurs Apinac – Aurelle et Four des Garniers-Maisonneuve).

Dans la zone du plateau du Four-la Grande Litte, entre Gumières et Ferréol, un sondage incliné COGEMA de 108 m (point coté 1093) a donné un débit artésien de 3 m³/h. D'autres forages notables ont été réalisés au Chier Blanc, à 1 km au Nord de Joanziecq, pour alimenter en eau les communes de Saint-Jean-Soleymieux et de Boisset-Saint-Priest. Ce dernier réalisé au point coté 1 116 m fournit un débit de 30 à 40 m³/h.

Dans la plaine du Forez, deux types de circulations souterraines peuvent être distingués :

- les nappes superficielles associées aux alluvions et aux terrasses alluviales des cours d'eau (Loire, Bonson, Mare...) sont des nappes d'accompagnement utilisées pour l'alimentation en eau potable des communes limitrophes (Andrézieux, Saint-Just-sur-Loire – Saint-Rambert) ;
- les circulations plus profondes dans les terrains tertiaires de la plaine constituent des nappes artésiennes, avec une eau fortement minéralisée, bicarbonatée sodique. Ces circulations sont liées aux pointements basaltiques.

La nappe alluviale de la Loire est sollicitée pour l'alimentation en eau potable d'importantes communes (Saint-Just-sur-Loire – Saint-Rambert, Andrézieux).

Eaux minérales

Les eaux minérales sont exploitées par le groupe EurekaSource à Montarcher au lieu-dit Bois du Marais. Un forage de 40 m de profondeur à la limite du granite hétérogène à cordiérite du Velay et du filon de granite à deux micas de

Montarcher, offre un débit de 10 m³/h. Comme dans toute la région du Forez, les eaux sont en général peu minéralisées, à pH quasi neutre, bicarbonatées sodiques.

OCCUPATION DES SOLS

À l'échelle de la carte, trois unités paysagères se dégagent :

- les zones cultivées et les prairies ;
- les zones boisées et les forêts alluviales ;
- les zones urbaines et d'habitat dispersé.

La plaine du Forez est en grande partie occupée par les zones cultivées et les prairies. Dans cette région ouverte, les étangs sont consacrés à la pisciculture et les prairies soulignent la vocation herbagère de la plaine. Cette région présente l'aspect d'une mosaïque entrecoupée de haies et agrémentée par des habitations (fermes et bâtiments agricoles).

Les Monts du Forez situés sur toute la partie ouest de la carte, appartiennent à l'étage montagnard. Le plateau du Haut-Forez (bordure ouest de la carte) et les zones à forte pente sont colonisées par les hêtraies et surtout par les bois de conifères. Les étages successifs de plateaux ainsi que la zone centrale de la feuille sont occupés par des cultures assez rares et par les nombreuses prairies consacrées à l'élevage de bovins, d'ovins et de chevaux.

Les forêts alluviales (ripisylves) se développent le long des principaux cours d'eau (Bonson, Mare, ...) surtout sur le plateau cristallin. Les pentes abruptes des gorges de la Loire sont occupées par les pinèdes et les chênaies, alors que les zones moins pentées sont progressivement envahies par des landes sèches à caractère méridional en exposition sud, et des landes humides en exposition nord. Ces landes se développent suite à l'abandon de plus en plus marqué des cultures et des prairies.

Deux zones urbaines apparaissent sur la feuille Firminy. La plus importante (Firminy – Fraisses – Unieux) est localisée le long de la vallée de l'Ondaine, dans l'extrémité sud du bassin houiller de Saint-Étienne. Elle s'étend également sur la rive droite de la Loire entre la confluence Ondaine-Loire à Unieux et Aurec-sur-Loire. La seconde zone urbaine (Saint-Just-sur-Loire – Saint-Rambert, Bonson, Andrézieux-Bouthéon) se développe dans la plaine du Forez, de part et d'autre de la Loire. Sur le reste de la carte, l'habitat est dispersé avec des villages et des hameaux clairsemés sur le plateau cristallin.

MOUVEMENTS DE TERRAIN

Les glissements de terrain affectent principalement les formations sédimentaires détritiques du Carbonifère. Des zones à risques sont ainsi connues et répertoriées dans toute l'extrémité ouest du bassin houiller de Saint-Étienne. Des glissements de terrain peuvent être observés à La Fouillouse, au lieu-dit « le Vernay », suite à une entaille dans les assises du Carbonifère du versant situé en bordure de la N82, sur les coteaux de Côte Chaude, à l'Ouest de Firminy, sur les pentes entre les Girards et La Soulière. Le glissement le plus récent a eu lieu en avril 2008 à Saint-Paul-en-Cornillon suite à une surcharge intempestive.

Tout le secteur occupé par le Houiller constitue donc une zone à risques dans laquelle le déclenchement des glissements de terrain est le plus souvent dû à des travaux de terrassement ou des activités anthropiques qui provoquent le fluage d'argiles sableuses qui se traduit par des mouvements de reptation et l'apparition de niches d'arrachement.

Les glissements de terrain sont aussi liés à la solifluxion sur les pentes colluvionnées des plateaux (versant est du plateau de la Danse) ou dans les gorges de la Loire (glissement récent avec écroulement d'un pan de falaise à l'Ouest des Habiellés, au bord du fleuve).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Houiller productif

Dans le coin sud-est de la feuille, le charbon a été exploité à plus de 500 m de profondeur par les houillères de la Loire. De nombreux puits ont été creusés au cœur même de l'actuelle ville de Firminy. Les principaux secteurs productifs sont localisés au niveau des quartiers du Soleil et de Firminy Vert à l'Est du ruisseau de l'Échappre, de Combe Blanche au Nord du ruisseau de l'Ondaine, de la Varenne et de la cité de Beaulieu au Nord-Est du centre de Firminy. Les couches de charbon peuvent être peu épaisses (1,5 à 3 m) ou atteindre des épaisseurs de 12 m (les Granges), de 7 à 15 m (Latour) ou encore de 8 à 30 m (Malafolie).

Filons de quartz minéralisé

Des minéralisations à Pb-Ag ont été exploitées dans le filon de quartz de Pompét, au NNW du hameau de Lafayette (X = 749,57 ; Y = 343,40). Ce filon E-W est encaissé dans du granite du Velay riche en cordiérite verte, et dans les gneiss du Pilat. Découvert, semble-t-il au milieu du XVII^e siècle, il a probablement fait l'objet de travaux d'exploitation ultérieurs. La galerie

Carrière	Roches exploitées	X	Y
Saint-Bonnet-le-Château (Suc de Montmie)	Granite à grain fin filonien	734,90	348,35
Lavieu (Le Suc)	Basalte	732,75	360,85
Chenéreilles (La Garenne)	Basalte	736,70	355,95
Nus (Suc de Dicles)	Basalte	738,45	354,40
Saint-Nizier-de-Fornacle (La Roche)	Basalte	737,60	345,30
Saint-Jean-Soleymieux (Prafand)	Basalte	731,45	358,65
Périgneux (Conord – Suc de Violette) (Les Rochains)	Granite à grain fin de Périgneux	742,25 743,75	351,80 350,10
Unieux (Le Perthuiset)	Granite du Velay	750,15	347,15
Cursieux (La Mûre)	Granite du Velay	749,10	346,85
Saint-Georges-Haute-Ville (Montclaret)	Basalte	737,45	361,15
Saint-Marcellin-en-Forez (Outre l'Eau) (Les Plantées) (Trémoulin)	Argiles rouges et sables Argiles rouges et sables Argiles rouges et sables	742,60 745,20 745,05	357,45 357,70 356,55
Sury-le-Comtal (L'Orme) (L'Echaud) (Les Fromenteaux)	Argiles rouges et sables Calcaires Calcaires	744,80 744,15 743,25	359,80 358,70 358,85
Saint-Just-sur-Loire (Les Échauds) (Les Grandes Côtes)	Granite porphyroïde de Saint-Just	751,65 752,15	356,90 356,75
Chambon-Feugerolles (Côte Gravelle) (Cité de Beaulieu)	Charbon	754,50 753,75	346,65 348,85

Tabl. 3 - Localisation des principales carrières en activité ou hors activité, situées sur la feuille Firminy

d'exploitation, d'environ 150 m de long, s'ouvre à l'Ouest dans un petit ravin à 40 m au-dessus du niveau de la Semène. La minéralisation, assez importante est à galène, blende brune ou claire, pyrite et traces de chalcopryrite. Blende et galène prédominent dans la partie orientale du filon. La pyrite est dominante dans la partie occidentale où elle donne un chapeau de fer. La minéralisation est concentrée dans des zones bréchiqques où elle remplit les fractures.

Au Nord du filon de Pompét, un filon de quartz hyalin remplit une faille de direction NW-SE et limite le granite de la Rivoire. Ce filon n'est pas minéralisé. Par contre, en rive gauche de la Semène, dans le bois situé au Sud-Est du lieu-dit « le Cortial », il existe des débris de quartz avec des traces de pyrite, chalcopryrite et hématite, de rares cristaux de fluorine et un peu de barytine.

À la Sagne des Chaux, au cœur du massif de Chambles, un épais filon de quartz blanc laiteux a également été exploité naguère.

Autres substances minérales

La COGEMA a effectué des prospections dans la plaine du Forez où elle aurait trouvé des indices d'or et d'autres substances dont l'uranium.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES (tabl. 3)

Sables et alluvions

Les sites d'exploitation d'alluvions dans le lit mineur de la Loire sont maintenant abandonnés et occupés par des plans d'eau. Ces anciennes gravières sont situées à hauteur d'Andrézieux, en rive gauche du fleuve au Sud du lieu-dit « les Gravières » et en rive droite au Nord de ce même lieu.

Argiles

Les argiles tertiaires constituent une ressource traditionnelle de la plaine du Forez. Elles sont actuellement exploitées dans les carrières de l'Orme, immédiatement au Sud de Sury-le-Comtal. Il s'agit ici d'une formation d'argiles plus ou moins sableuses d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Les argiles sont destinées en premier lieu à la fabrication de briques.

Les autres exploitations d'argiles sont maintenant abandonnées. Les anciennes carrières les plus importantes sont situées à Outre l'Eau et aux « Plantées », près de Saint-Marcellin.

Pierres de taille

Tous les stocks de leucogranite sans exception ont fait naguère l'objet d'une exploitation. Des carrières ont ainsi été exploitées dans les filons de granite à deux micas à Montarcher ou à Saint-Bonnet-le-Château.

Les plus importantes exploitations de pierre de taille sont cependant concentrées au Nord de Périgneux et plus précisément sur les deux versants de la vallée du Bonson. Les onze carrières se trouvent dans les falaises de part et d'autre du Bonson qui entaille cette partie du massif de Chambles à la faveur d'une grande faille NE-SW. Les principales exploitations sont situées sur le versant sud-est du suc de la Violette. Les autres exploitations sont localisées vers Conord, au bord du Bonson. Quelques carrières du Suc de la Violette ont été reconverties en écoles d'escalade.

Dans ces carrières, le granite à grain relativement fin de Périgneux a surtout fourni le matériau destiné aux pavés de Paris. Il a été autrefois largement exploité comme matériaux et pierres de construction. Les pierres provenant de la taille de ce granite ont, entre autres, servi à l'édification de la plupart des églises et chapelles de la région, dont l'église de Montarcher qui date du XIII^e siècle ou l'abbatiale de Saint-Bonnet-le-Château, pour ne citer que les édifices les plus notables et emblématiques.

Sur la colline qui domine la Rivoire apparaissent des excavations où le granite de la Rivoire arénisé a été exploité pour la construction des anciennes maisons du village et des alentours.

Le granite à cordiérite du Velay a aussi été largement utilisé comme pierre de construction dans toute la moitié ouest de la carte. Dans le village de Leignecq, par exemple, de nombreux bâtiments sont construits avec de gros blocs de granite du Velay.

Granulats

Trois types de matériaux sont ou ont été utilisés pour la production de granulats destinés aux travaux publics et aux revêtements routiers : le basalte, les granites et les alluvions.

La seule carrière de basalte encore en activité est celle de Monclaret. D'autres exploitations de basalte sont maintenant abandonnées (La Garenne, Le Suc, Suc de Dicles, La Roche).

Le leucogranite de Chambles est uniquement exploité au sud-est de Périgneux, dans la carrière des « Rochains », située dans une épingle à cheveux

de la D32, au-dessus du ruisseau de l'Écolèze. Le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire a été exploité dans les carrières des Grandes Côtes dans le talus nord de la D8, au Sud-Est de Saint-Just-sur-Loire.

Les alluvions modernes (basses terrasses alluviales) ont été autrefois largement prélevées à proximité de la Loire, à la hauteur d'Andrézieux. Les anciennes gravières ont laissé place à des plans d'eau aux lieux-dits « les Gravières » et « les Gours ».

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Sur la carte de la figure 14, sont localisés les affleurements où les principales formations géologiques de la carte de Firminy peuvent être observées dans de bonnes conditions.

Les points d'arrêts sont répertoriés en fonction du pétrotype dominant et dotés d'un numéro d'ordre avec indication du lieu-dit le plus proche.

Série du Pilat

Micaschistes et paragneiss alumineux

Les micaschistes alumineux riches en biotite et plus localement en muscovite forment de petites falaises pratiquement continues le long de la D500 qui part de Firminy en direction du Sud (1). Le pendage général NNE de la série est souligné par les nombreux niveaux quartzeux. Toujours dans le même secteur, les passées gneissiques deviennent plus fréquentes au Sud du barrage de l'Echappre. Plus au Nord, les micaschistes alumineux sont beaucoup plus altérés et les affleurements de bonne qualité sont rares. Ils peuvent cependant être observés dans les environs de Placieux, et en particulier le long de la D8, immédiatement au Nord de Placieux (2), où ils sont très fortement plissés.

Leucogranite de la Rivoire

Le leucogranite de la Rivoire forme des lentilles discontinues dans les micaschistes et les gneiss de la série du Pilat. Il a été défini au parking de la Rivoire au-dessus de Fraisses (3). Il est ici relativement peu déformé. Au niveau du parking du Pin, toujours au-dessus de Fraisses (4), il est plus déformé et présente des structures C (pour cisaillement) et S (pour schistosité) témoignant d'une déformation ductile. Cette station offre un vaste panorama sur les différentes unités géologiques du paysage (bassin houiller de Firminy, massif du Pilat, etc...). Dans le village de Chénieux (5), des filons de leucogranite de

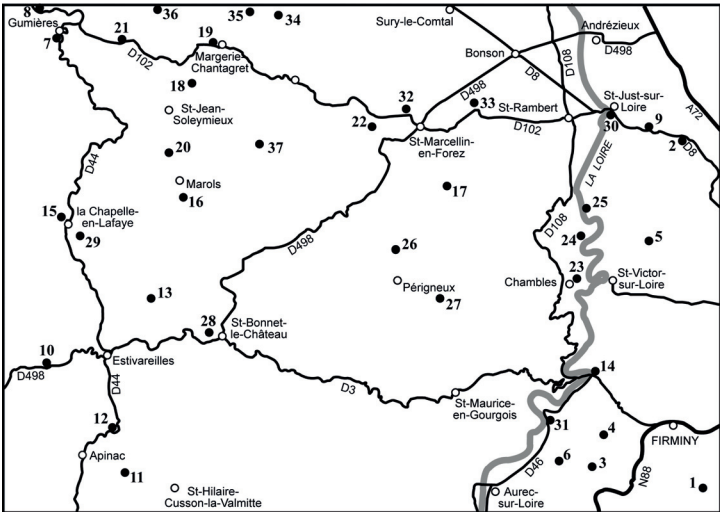


Fig. 14 - Localisation géographique des sites remarquables de l'itinéraire géologique

Chambles équant recourent les formations de la série du Pilat dont le leucogranite de la Rivoire. Des plaques sub-horizontales de leucogranite fortement cisailé avec des plans C et S bien nets sont visibles dans les chemins environnants.

Gneiss veinés de la Semène

Au niveau des Côtes de Semène (6), au lieu-dit « la Grotte à Mandrin », le long de la rivière du même nom, il est possible d'observer l'étroite imbrication entre le gneiss veiné de la Semène et le granite du Velay. Les micaschistes de la série du Pilat sont ainsi transformés par l'anatexie vellave en gneiss migmatiques à cordiérite, parfois nébulitiques, parcourus par des veines à gros grain de quartz à andalousite.

Granites porphyroïdes

Le granite porphyroïde de Gumières affleure tout autour du village de Gumières. Sur la D44, au Sud-Ouest de ce dernier (7), des petites falaises dans le talus permettent d'observer le granite à biotite, le plus souvent porphyroïde avec des mégacristsaux de feldspath alcalin atteignant parfois 5 cm de long, mais également non porphyroïde. Ce granite toujours fortement orienté contient des enclaves magmatiques fortement étirées. Il est par endroit recoupé par des filons leucocrates. Sur la D102, au Nord-Ouest de Gumières (8), les mêmes types sont visibles et les filons leucocrates deviennent particulièrement abondants à proximité des contacts avec le granite du Velay.

Le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire peut être observé le long de la D8 au niveau de plusieurs carrières abandonnées dont celle des Échauds (9). Ce granite fortement cataclaté recoupe les micaschistes de la série du Pilat.

Complexe anatectique du Velay

Le granite du Velay

Le redressement de la D 496 à l'Ouest d'Estivareilles permet d'observer toutes les caractéristiques essentielles et l'hétérogénéité du granite anatectique du Velay sur plusieurs dizaines de mètres de talus (10). Les nodules de cordiérite et les cristaux de grenat sont abondants et forment des alignements dans le granite clair. Un granite toujours riche en nodules de cordiérite mais plus sombre et plus homogène constitue la butte de Leignecq (11). Ce dernier offre un panorama remarquable sur toute la région et sur les nombreux reliefs constitués pour l'essentiel par les filons de granite à deux micas (Montarcher au Nord par exemple). Le granite à cordiérite du Velay affleure dans de nombreuses autres localités : sur la D104 à mi-chemin entre Apinac et Merle (12), à Tortorel (13)

ou à Unieux (14). Ce dernier arrêt offre également une vue sur l'impressionnant réseau de fractures subverticales qui découpent le granite du Velay constituant la presque île des Echandes en rive droite de la Loire.

La diversité des enclaves du granite du Velay et les différents types de relations qu'elles peuvent avoir avec leur encaissant sont observables dans les environs du cimetière de La Chapelle-en-Lafaye (15) ou sur la D5 au Sud de Marols (16).

Au Sud de Grézieux, dans la tranchée de l'ancien chemin de fer (17), le passage des gneiss veinés au gneiss rubanés puis aux migmatites à biotite et enfin au granite du Velay soulignent les divers degrés de l'intensité de l'anatexie. Plusieurs phases de plissement, des lentilles quartzo-feldspathiques boudinés et des lames de granites recoupant la foliation régionale sont aussi visibles sur cet affleurement.

Les migmatites à biotite et à cordiérite

Étroitement associées au granite du Velay, ces migmatites constituent une grande partie du talus de la D5 à l'Est de Soleymieux (18). Sur la D102 à l'Ouest de Margerie-Chantagret (19), elles sont fortement rubanées. Le rubanement est marqué par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques clairs chargés en cordiérite et de lits sombres où sont concentrées les lamelles de biotite et la sillimanite fibreuse. Les migmatites sont particulièrement riches en enclaves sur la D5 entre Marols et Saint-Jean-Soleymieux (20), sur la D102 au Sud de Chazelles-su-Lavieu (21) ou au Pont du Diable, à l'Est de Saint-Marcellin-en-Forez (22).

Leucogranites

Le leucogranite de Chambles

Le pétrotype a été défini au village de Chambles (23). Il s'agit d'un leucogranite blanc rose à gros grain, équant et à deux micas (muscovite prédominante). Le village de Chambles offre également un panorama sur les gorges de la Loire et la retenue de Grangent, et sur le plateau de la Danse constitué dans sa partie sommitale par un sill horizontal de leucogranite surmonté d'une lame de granite tardimigmatitique à biotite. En contrebas du Château d'Essalois, au niveau des Camaldules (24), le leucogranite de Chambles, découpé par un réseau serré de diaclases, forme des tors. Le mode de formation des nombreuses cupules par dissolution du granite, à partir des fissures, peut être appréhendé sur cet affleurement. Des aspects particuliers du granite de Chambles, ici de teinte rose orangé, à grain moyen et présentant une discrète orientation magmatique soulignée par des lamelles de biotite, sont visibles au niveau de l'appui du barrage de Grangent en rive droite de la Loire (25).

Dans la région de Périgueux, les carrières du Suc de la Violette (26) ou la carrière de Rochains (27) permettent d'exploiter un leucogranite à grain fin, saccharoïde, équant, piqueté de petits cristaux de biotites épars, à muscovite en lamelles de plus grande taille et localement recoupé par des filonets de tourmaline. Le granite de Périgueux correspond à une bordure figée du granite de Chambles.

Les leucogranites filoniens à biotite et muscovite

Le type peut-être observé dans la carrière du Suc de Montmie à l'Est de Saint-Bonnet-le-Château (28). Comme Saint-Bonnet-le-Château, Montarcher (29) est construit sur des reliefs constitués par des filons de cette roche homogène à grain fin. Que ce soit de l'esplanade de l'église de Saint-Bonnet-le-Château ou de la chapelle de Montarcher, les vastes panoramas sur toute la région sont remarquables.

Zone broyée de la Loire

Cette zone est parcourue par de très nombreuses failles presque toutes accompagnées par des roches très fortement mylonitisées. Deux arrêts permettent de souligner l'intensité de la déformation dans cette zone.

Sous le pilier du pont de Saint-Just-sur-Loire, en rive droite du fleuve (30), de nombreux filons de leucogranite de type Chambles à grain fin (faciès de bordure) sont injectés dans l'encaissant métamorphique très altéré et rougi par la fracturation hydraulique. Des silicifications, développées au contact d'un puissant filon de quartz à hauteur du lit de la Loire, traduisent une phase d'activité hydrothermale tardive. L'épais filon de quartz porte de nombreuses stries et est fortement bréchifié. Le granite porphyroïde de Saint-Just-sur-Loire, les nombreux filons de leucogranite de Chambles, et leur encaissant, les roches métamorphiques de la série du Pilat sont aussi intensément écrasés.

À Saint-Paul-en-Cornillon, au niveau des deux tunnels sur la D46 (31), de nombreuses failles décrochantes découpent le granite du Velay et les roches plissées de la Série du Pilat dans lesquelles il est injecté. Les miroirs de faille portent souvent des stries horizontales et différents types de mylonites peuvent être observés. Dans cette zone très fortement fracturée, des boulonnages et des voiles de béton sont utilisés pour contenir les futurs éboulements. Le panorama sur le mont Fyn et sur tout le secteur permet également d'avoir un aperçu à différentes échelles sur la zone broyée de la Loire.

Dépôts du bassin houiller de Saint-Étienne

La coupe de la Fouillouse (d'après Becq-Giraudon et Mercier, 1993) fournit un exemple de progradation des brèches bordières sur les faciès fluviatiles. Elle se situe sur la feuille Saint-Étienne, le long de la route nationale 82, au Sud-Est de la Fouillouse, entre le Vernay et la Porchère (centre commercial). Affleurant presque de façon continue sur 1,5 km, la série sédimentaire présente un pendage SE compris entre 15 et 30°. Les premiers dépôts observables sont ici constitués par une accumulation, sur 200 à 250 m d'épaisseur, de brèches à blocs fortement hétérométriques -certains dépassant le m³- de gneiss, micaschiste et granite. Leur contact avec le substratum cristallophyllien, situé au Vernay même, n'est visible que plus au Sud-Ouest, à la Roa, où ces brèches fossilisent une paléotopographie accusée.

Au Nord-Est, le long de la route de Saint-Héand, elles surmontent une série à dominante gréseuse épaisse d'environ 200 m. La mise en place du matériel grossier paraît s'effectuer du Nord-Ouest vers le Sud-Est depuis une zone nécessairement proche. Au Sud-Est des Molineaux et jusqu'à la Porchère, apparaît un ensemble caractérisé par l'alternance de dépôts fluviatiles et de brèches d'abord distales puis plus proximales. Les dépôts fluviatiles sont organisés en séquences positives métriques à plurimétriques constituées de conglomérats chenalisant à galets roulés jointifs centimétriques à décimétriques, surmontés de grès arkosiques et de pélites charbonneuses représentant des faciès de débordement.

Les évolutions strato- et granocroissantes enregistrées à l'échelle pluri-hectométrique témoignent de la progradation répétitive des brèches bordières sur le domaine fluviatile plus aval. Ceci amène à considérer les « brèches de la Fouillouse », non plus comme une formation basale couvrant la totalité du bassin de Saint-Étienne, mais comme un faciès proximal, d'âge variable, limité aux seules bordures présentant des reliefs accusés et périodiquement réactivés lors du fonctionnement des failles.

Formations tertiaires

Les paléosols ferrugineux éocènes constituées principalement d'argiles rouges sont visibles dans les anciennes carrières d'Outre L'eau situées derrière le cimetière de Saint-Marcellin-en-Forez (32).

Les formations argilo-sableuses rougeâtres de l'Éocène supérieur ont été largement exploitées au sein des carrières des Plantées (33). Deux séquences détritiques terrigènes séparées par un niveau carbonaté fossilifère dénommé « dalle carbonatée », peuvent être identifiées (fig. 4). La « dalle carbonatée » a livré une faune du Priabonien supérieur. Une grande partie des affleurements ne

sont plus visibles suite à l'arrêt de l'exploitation, mais des panneaux de la « dalle carbonatée » peuvent encore être trouvés.

Sur le rebord sud de la carrière de Montclaret (34), l'exploitation révèle une coupe (fig. 6) avec de la base au sommet : les migmatites du socle varisque, des sédiments silico-clastiques d'âge rupélien inférieur à moyen constitués de sables grossiers ocres à gris contenant des lentilles chenalées de conglomérats à blocs de quartz et de granite, une coulée de basalte surmontée par un horizon d'altération polychrome épais de 3 m en moyenne, un horizon de sédiments argilo-sableux bruns épais de 50 cm, un ensemble pépéritique stratifié, épais d'une trentaine de mètres et composé de blocs de basalte à contours parfois lobés dans une matrice sableuse à ciment argilo-carbonaté. L'ensemble de la séquence est basculé vers l'Est et est recoupé par un réseau de filons de basalte. Une vue d'ensemble du site de Montclaret est possible du sommet du Montsupt (35), oùaffleure un neck basaltique intrusif dans le socle migmatitique. La colline de Montsupt constitue un point de vue qui permet d'observer la morphologie en gradins successifs d'altitude décroissante du rebord est des Monts du Forez. Le filon de Montclaret marque la limite entre deux de ces gradins, décalés d'environ 40 m.

Le sommet de la butte sur laquelle est installé le village de Lavieu (36) est occupé par une roche volcanique intrusive dans les migmatites du socle. Ce neck de petite taille est constitué d'un basalte peu porphyrique. Les prismes sont inclinés à subhorizontaux.

Au Nord de Chenereilles, au lieu-dit « la Garenne » (37), il est possible d'observer dans l'ancienne carrière plusieurs filons basaltiques métriques à décamétriques intrusifs dans les migmatites encaissantes bréchifiées et arénisées. Dans la zone ouest de la carrière, une masse basaltique à prismation verticale haute d'une dizaine de mètres, probablement les restes d'une ancienne coulée de lave, occupe le sommet de la colline.

BIBLIOGRAPHIE

- 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 J. Cogné et M. Slansky (éd.) « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26^e cong. géol. intern. Paris 1980. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCIX, p. 90-111.
- BARBARIN B. (1983) - Les granites carbonifères du Forez septentrional (Massif central français). Typologie et relations entre les différents massifs. Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 199 p.

- BARBARIN B. (1984) - Mise en évidence à l'aide de la typologie des zircons de deux provinces granitiques dans la montagne du Forez (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, p. 1401-1404.
- BARBARIN B. (1999) - A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, p. 605-626.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., JACQUEMIN H. (1991) - Rapport interne GeoBas, 37 p.
- BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) - Problèmes de la biostratigraphie dans le Paléozoïque supérieur continental (Stéfanien-Autunien) du Massif central. *Geodin. Acta*, 6(4), p. 219-224.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., MERCIER D. (1993) - Le bassin de Saint-Étienne. In : Livret-Guide Exc. Soc. Géol. Fr. Velay, 15-16 septembre 1993, 17 p. (unpublished).
- BECQ-GIRAUDON J.-F., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994) - Dépôts péri-glaciaires dans le Stéphanien-Autunien du Massif central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut-plateau hercynien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2, 318, p. 675-682.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., MONTENAT C., VAN DEN DRIESSCHE J. (1966) - Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif central: tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122, p. 227-241.
- BELLON H., HERNANDEZ J. (1979) - Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire en France. *C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 175-179.
- BERGERAT F. (1980) - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique-Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1521-1524.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BOBIER C., GLANGEAUD L. (1960) - Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez (morphotectonique, paléovolcanologie, et paléomagnétisme). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 867-880.
- BOUILLER R., KORNPORST J., ANDRIEUX P., BACHELERY P., BOIVIN P., FERNANDEZ A., HARMAND C., TISSIER H., VIELZEUF D. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Arlanc (743). BRGM Orléans. Notice explicative par Kornprobst J. (1984), 47 p.
- BOUROZ A. (1978) - Essai de synthèse tectonique du bassin houiller de Saint-Étienne. *Rev. Industrie Minérale*, 60, p. 493-519.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.-L., SANTALLIER B., PIBOULE M., OVALI H., CAPIEZ P. (1992) - Affinité alcaline des métabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géologie de la France*, 2, p. 9-15.
- BRIOT D., POIDEVIN J.-L., LEYRIT H., GONORD H., GERBE M.-C. (2001) - Les fossés d'effondrement tertiaires. *Géologues*, 130-131, p. 59-67.

- BURG J.-P., MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dtsh. geol. Gesellsch., Stuttgart*, 109, p. 429-460.
- CAIRE A. (1977) - Interprétation unitaire des fossés des Limagnes, de la Bresse et du Rhin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, p. 1279-1281.
- CAEN-VACHETTE M. (1979) - Âge cambrien des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 957-960.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.-P., DIDIER J. (1982) - Âges radiométriques des granites anatectique et tardimigmatitique du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 135-138.
- CAEN-VACHETTE M., GAY M., PETERLONGO J.-M., PITIOT J.-M., 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*, 299, p. 1201-1204.
- CHAFCHAFI A., BANDET Y., GONNORD H., VITEL G. (1996) - Nouvelles données sur l'âge et l'interprétation des surfaces d'aplanissement de l'Yssingelais à partir de la datation de la coulée des Barrys (Massif central oriental, France). *Géomorphologie*, 1, p. 51-65.
- CHAPPELL B., WHITE A.-J.-R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p. 173-174.
- CHARRE R. (1969) - Les terrains cristallins du bord ouest du bassin houiller de Saint-Étienne. Thèse 3^e cycle, Université Lyon, 111 p.
- CHARRE R. (1972) - Polymétamorphisme, granitisation et tectoniques superposés au bord ouest du bassin houiller de Saint-Étienne. *Bulletin BRGM*, 2, p. 39-49.
- CHENEVOY M. (1964) - Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du mont Pilat (Massif central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 55-63.
- CHENEVOY M., PETERLONGO J.-M., PRUVOST M., MAITRES J. (de), BONTE A., WATERLOT G., COMTE P., LORENCHET DE MONTJAMONT M. (1970) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Étienne (745). BRGM Orléans. Notice explicative par Chenevoy M. (1971), 19 p.
- CHENEVOY M., SAHUC S., SERRANO J.-J., SILLAN J. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Annonay (769). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chenevoy M. *et al.* (1998), 83 p.
- COCHERIE A. (2007) - Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Massif central (carte de Firminy). Rapport BRGM MMA/ISO-2007/279, 32 p.
- COPARD Y, BAILLY L., BECQ-GIRAUDON J.-F., DISNAR J.-R. (2002) - Anomalous Au silicifications in the Upper Carboniferous of the French Massif central: timing and temperature constraints by combined geochemical and organic-matter studies. *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)*, 91, p. 459-468

- 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 géochronologique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Thèse doctorat, Université Montpellier II, 441 p.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1993) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of Variscan tectono-metamorphic event in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chemical Geology*, 105, p. 339-359.
- COUETTE F. (2000) - Étude cartographique et structurale des régions situées entre Loire et Furan (Saint-Rambert - barrage de Grangent). Mémoire Maîtrise, Université Claude Bernard, Lyon 1, 75 p.
- DEMAY A. (1943) - Carte géologique Monistrol à 1/80 000 (n° 176). 2^e édition.
- DESCHAMPS M. (1973) - Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse d'État, Université Paris VI, 1270 p.
- DIDIER J. (1964) - Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 23, 254 p.
- DOUBINGER J., VETTER P., LANGIAUX J., GALTIER J., BROUTIN J. (1995) - La flore fossile du bassin houiller de Saint-Étienne. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, 164, 355 p.
- DRIAN (1849) - Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon. Charles Savy jeune, Lyon, 539 p.
- DUCLOS P. (1967) - Géologie et minéralisations uranifères de la plaine tertiaire du Forez. Thèse d'Etat, Université Clermont-Ferrand, 104 p.
- DUCLOS P., LORENCHET DE MONTJAMONT M., DHELLEMES R., HERNANDEZ J., PETERLONGO J.-M., LAUZAC F. (1974) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montbrison (720). BRGM Orléans. Notice explicative par Dhellemes R. *et al.* (1974), 24 p.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structures d'ensembles et évolutions géologiques. *Géologie de la France*, 4, p. 73-88.
- DUTHOU J.-L., FLOC'H J.-P. (1989) - Évolution tectonométamorphique du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 667-693.
- ECH-CHEIF EL-KHETANI D. (1996) - Géologie du fossé du Forez : essai de synthèse et comparaisons avec les autres bassins tertiaires du Massif central français (partie est). Thèse, Université Jean Monnet Saint-Étienne, 372 p.
- ÉTIENNE R. (1970) - Les monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 185 p.
- ÉTLICHER B. (1983) - Structure du socle et morphogénèse dans les monts du Forez. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24, p. 75-85.

- ÉTLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse, Université Saint-Étienne, Centre d'études foréziennes, 687 p.
- ÉTLICHER B., GOER DE HERVE A. (de) (1988) - La déglaciation wurmienne dans le Massif central français : le point des travaux récents. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire*, vol. 34-35, p. 103-110.
- ÉTLICHER B., LE GRIEL A. (1977) - Contribution à l'étude des glacis : la bordure occidentale de la plaine du Forez. *Bull. Lab. rhodanien de Géomorphologie*, 1, p. 71-88.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, p. 695-705.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2008) - Structure et évolution tectonique du Massif central. *Géochronique*, 105, p. 37-43.
- FEYBESSE J.-L., LARDEAUX J.-M., TEGYEV M., GARDIEN V., PETERLONGO J.-M., KERRIEN Y., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Symphorien-sur-Coise (721). BRGM Orléans. Notice explicative par Feybesse J.-L. *et al.* (1995), 110 p.
- GARDIEN V. (1990) - Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression du Mont Pilat (Massif central français) : témoins d'une évolution tecton-métamorphique polyphasée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, p. 233-240.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.-M., LEDRU P., ALLEMAND P., GUILLOT S. (1997) - Metamorphism during late orogenic extension: insights from the french variscan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 268, p. 271-286.
- GERBE M.-C., GONORD H., ARNAUD N. (1998) - Âge miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif central). *Géologie de la France*, 2, p. 47-53.
- GERBE M.-C., GONORD H., BILAL E. (2000) - Découverte d'un paléosol néogène dans les Monts du Forez au sein du complexe volcanique de Montclaret-Fontvial : conséquences morphotectoniques régionales. *Géologie de la France*, 2, p. 59-69.
- GLANGEAUD P. (1911) - La région volcanique du Forez et ses roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 152, p. 160-163.
- GODARD A. (1972) - Quelques enseignements apportés par le Massif central Français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris*, 14, p. 265-296.
- GODARD A. (1977) - Pays et paysage du granite. PUF, Paris, 232 p.

- GODARD A. (1979) - Les problèmes posés par l'association arènes déplacées/formations limoneuses à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. Table ronde sur les formations de versants hétérogènes, Centre de géomorphologie du CNRS, Caen, Mars 1979, p. 5-14.
- GOURGAUD A. (1973) - Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 171 p.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. lab. géol. fac. Sci. Lyon*, h.s. n° 5, 210 p.
- GRUNER L. (1857) - Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Imprimerie Impériale, Paris.
- HERNANDEZ J. (1971) - Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison. Thèse 3^e cycle, Université Paris VI, 250 p.
- HOTTIN A.-M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., ÉTLICHER B. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambert (719). BRGM Orléans. Notice explicative par Hottin A.-M. *et al.* (1998), 144 p.
- JANNES C. (2003) - Recherche sur les termes inférieur et supérieur de la série tertiaire du bassin du Forez : faits et hypothèses. TER, Université Saint-Étienne, 31 p.
- JULIEN A. (1895) - Anciens glaciers de la Période Houillère dans le Plateau central de la France. *Ann. Club Alp. Fr.*, 21, p. 1-28.
- JUNG J. (1941) - Carte géologique Montbrison à 1/80 000 (n° 167). 2^e édition.
- LACROIX A. (1917) - La composition chimique de la vaugnélite et la position de cette roche dans la systématique. *Bull. Soc. Fr. Min.*, XL, p. 158-162.
- LAGARIGUE J.-L. (1982) - Contribution à une valorisation géotechnique et environnementale de la carte géologique (Firminy 1-2/5-6). Thèse docteur ingénieur, Université Pierre et Marie Curie Paris VI et École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 170 p.
- LARDEAUX J.-M., FAURE M., LEDRU P. (2008) - Cadre général de la chaîne varisque. *Géochronique*, 105, p. 19-21.
- LARQUE P. (1968) - Études sédimentologiques sur la formation tertiaire de la plaine du Forez. Géochimie des argiles. Thèse 3^e cycle Université Strasbourg, 73 p.
- LARQUE P. (1981) - Mise au point sur les paléaltérations rubéfiées à kaolinite des bassins de l'Est du Massif central. Existence de deux périodes d'altération rubéfiante dans le Paléogène du Velay. *Sci. géol. Strasbourg*, vol. 34, 3 p.
- LARQUE P., WEBER F. (1969) - Études sédimentologiques sur la formation tertiaire de la plaine du Forez. Géochimie des argiles. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg, 22, p. 249-278.

- LE BAS M.-J., LE MAITRE R.-W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, p. 745-750.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994) - Lithostratigraphy of variscan terranes in the french Massif central: a basis for paleogeographical reconstruction. In J.D. Keppie (ed.): « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». *Springer-Verlag*, p. 276-288.
- LEDRU P., VITEL G., BEURRIER M., MARCHAND J., DALLAIN C., TURLAND M., ÉTLICHER B., DAUTRIA J.-M., LIOTARD J.-M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). BRGM Orléans. Notice explicative par Ledru P. *et al.* (1994), 74 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., LEROUGE G., FLOC'H J.-P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes du Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), v. 3, p. 605-618.
- 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.
- LE GRIEL A. (1975) - L'évolution morphologique de la plaine du Forez au Pliocène et au Quaternaire. Thèse 3^e cycle, Université Saint-Étienne, *Trav. Lab. rhodan. Géomorph.* 1, 268 p.
- LE GRIEL A. (1984) - Géologie et relief de la plaine du Forez. Centre d'études foréziennes, p. 139-148.
- LE GRIEL A. (1991) - L'évolution géomorphologique du Massif central français : essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'État, Université Lyon, 659 p.
- LENOIR X., DAUTRIA J.-M., BRIQUEU L., CANTAGREL J.-M., MICHARD A. (2000) - Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez : relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, p. 201-207.
- LE VERRIER U. (1888) - Étude sur la géologie du Forez. *Bull. Soc. Indust. minéral.*, 2, p. 155-211.
- LE VERRIER U. (1889) - Carte géologique Montbrison à 1/80 000 (n° 167).
- LE VERRIER U. (1890) - Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 15, p. 187-254.
- MACAUDIERE J., BARBEY P., JABBORI J., MARIGNAC C. (1992) - Le stade initial de fusion dans le développement des dômes anatectiques : le dôme du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1761-1767.

- MALAVIEILLE J., GUILHOT 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-Étienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MASMEJEAN B. (1987) - Le complexe granito-anatectique sombre du Vivarais et les granites intrusifs associés : pétrologie et signification géodynamique. Thèse 3^e cycle, Université Lyon.
- MATTAUER M., BRUNEL M., MATTE P. (1988) - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, p. 671-676.
- MATTAUER M., MATTE P. (1998) - Le bassin stéphanien de Saint-Étienne ne résulte pas d'une extension tardi-hercynienne généralisée : c'est un bassin en pull-apart en relation avec un décrochement dextre. *Geodinamica Acta*, 11, p. 23-31.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MICHEL R. (1958) - Étude pétrographique de quelques laves tertiaires du Forrez (Loire). *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 21, p. 105-113.
- MICHON L. (2000) - Dynamique de l'extension continentale. Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif central. Thèse, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand, 266 p.
- MONTEL J.-M. (1985) - Xénolithes peralumineuses dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif central français). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardi-hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, p. 615-620.
- MONTEL J.-M., ABDELGAFAR R. (1993) - Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France*, 1, p. 15-28.
- MONTEL J.-M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT P. (1992) - Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low P-high T Velay anatectic dome (french Massif Central). *J. Metamorph. Geol.*, 10, p. 1-15.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (french Massif central). *Eur. J. Mineralogy*, 9, p. 141-146.
- ODIN G.-S. (1994) - Geological time scale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, p. 59-71.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 461-469.

- PIN C., VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, p. 47-74.
- RAVIER J., CHENEVOY M. (1966) - Les granites à muscovite du mont Pilat (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 133-149.
- REY R. (1967) - Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du massif du Cantal. *Revue Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 40, p. 616-621.
- REY R. (1971) - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. *In* Symposium J. Jung : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Plein Air Service ed., Clermont-Ferrand, p. 309-330.
- RICORDEL C., THIRY M., MOREAU M.-G., THÉVENIAUT H. (2005) - Paleomagnetic datings on "Siderolithic" paleoweathering profiles along French Massif central. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 06631, 6 p.
- ROIG J.-Y., FAURE M. (1995) - La déformation du quartz dans un pluton syntectonique mis en place pendant l'extension carbonifère supérieur du Massif central français (le leucogranite de Chambles, massif du Velay). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, p. 789-796.
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, 103, p. 507-522.
- SCHMITT J.-M. (1983) - Albitization in relation to the formation of uranium deposits in the Rouergue area (Massif central). *In*: Nahon D., Noack Y., eds., "Petrology of weathering and soils", *Sci. Géol. Mém.*, 73, p. 185-194.
- SCHMITT J.-M., SIMON-COINÇON R. (1985) - La paléosurface infraliasique en Rouergue : dépôts sédimentaires et altérations associés. *Géologie de la France*, 2, p. 125-135.
- SCHULER M. (1967) - Étude palynologique des formations oligo-miocènes rencontrées par deux sondages dans la plaine du Forez (bassin de Montbrison). Thèse 3^e cycle, Université Strasbourg, 82 p.
- SCHULER M., SITTLER C. (1969) - Étude palynologique des formations oligomiocènes rencontrées par deux sondages dans la plaine du Forez (bassin de Montbrison). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 22, p. 159-184.
- SCHULER M., SITTLER C. (1976) - Présence d'un grain de pollen *Boehlensipollis hohli* W. KR. 1962 dans les séries tertiaires de la plaine du Forez (Massif central). Attributions stratigraphiques nouvelles de ces terrains. *Sci. géol. Bull.*, 29, p. 91-92.
- SIMON-COINÇON R. (1989) - Le rôle des paléoaltérites et des paléoformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). École des Mines de Paris, *Mém. Sci. Terre*, n° 9, 290 p.

- SIMON-COINÇON R. (1993) - Incidence du paléodrainage mio-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1, p. 29-39.
- SIMON-COINÇON R., BRUXELLES L., RICORDEL C., THIRY M. (2005) - The continental French Massif central during Late Jurassic and Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril, *Geophys. Res. Abstr.*, vol. 7, 07929, 9 p.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) - Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, p. 693-700.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.-M., LEGENDRE S., ASTUC J.-G. (1995) - From inland paleosurfaces towards sedimentary basins: the example of southwestern French Massif central. IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology, Field Trip Book, Publications ASF, Paris n° 23, p. 3-64.
- THEVENIAUT H. (2003) - Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. *Géologie de la France*, 1, p. 89-90.
- THIRY M., MOREAU M.-G., SIMON-COINÇON R., RUELLAN P.-Y. (2004) - Datation des paléoaltérations et des événements géodynamiques continentaux - II : Paléoaltérations, paléoreliefs et datation des formations « sidérolithiques » du Lembron. Rapport Armines/École des Mines, LHM/RD/2004/03, 76 p.
- THIRY M., SCHMITT J.-M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) - Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure Nord du Massif central. *Revue géog. phys. et géol. dyn.*, 24, p. 381-395.
- THIRY M., TURLAND M. (1985) - Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, 2, p. 175-192.
- TOMAS F. (1971) - Le relief et les sols de la plaine du Forez. Thèse de 3^e cycle, Saint-Étienne, 118 p.
- TOURNAIRE M. (1881) - Carte géologique de la Haute-Loire (1/80 000).
- VALADAS B. (1984) - Les Hautes Terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse Etat, Université Paris I, 2 vol., 927 p.
- VITEL G. (1985) - La transition faciès granulite – faciès amphibolite dans les enclaves basiques du Velay. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, p. 407-417.
- VITEL G. (1988) - Le granite du gouffre d'Enfer (Massif central français). Pétrologie d'un marqueur tectonique varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 6, p. 907-915.
- VITEL G. (2001) - Géologie de la Loire. Publications Université Saint-Étienne, 169 p.

- VITEL G., BANDET Y., GONORD H. (1994) - Âge saxonnier des rhyolites du Velay central (Massif central). Implications tectoniques. 15^e RST, Nancy, p. 66.
- VITEL G., TURLAND M., LEDRU P., GONORD H., CHAFCHAFI A., ÉTLICHER B. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Monistrol-sur-Loire (768). BRGM Orléans. Notice explicative par Vitel G. *et al.* (2000), 99 p.
- WILLIAMSON B.-J., DOWNES H., THIRWALL M.-F. (1992) - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granitic complex, Massif central, France. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83, p. 235-245.
- WYNS R. (1996) - Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In* : Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, réunion SGF - ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. *In* : Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23-24 novembre 1999. Éd. BRGM, p. 103-108.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée entre 2008 et 2010 par Bernard Barbarin (LMV, Université Blaise Pascal et CNRS, Clermont-Ferrand II) et par :

- Marie-Christine Gerbe (LMV, Université Jean Monnet et CNRS, Saint-Étienne) pour les formations volcaniques, les formations du fossé tertiaire et les formations superficielles ;
- Georges Vitel (Université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour les formations métamorphiques et magmatiques paléozoïques, et pour la géologie de l'environnement ;
- Henri Gonord (Université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour la fracturation, les formations du fossé tertiaire et les formations superficielles ;
- Françoise Couette (Université Jean Monnet, Saint-Étienne) pour les formations de la partie orientale de la carte ;

Les formations du bassin houiller de Saint-Étienne, ainsi que les paragraphes concernant son évolution, ont été décrites à partir de la publication « Géologie de la Loire » (2001) par G. Vitel (Publications de l'université de Saint-Étienne) et les publications citées dans le texte.

Coordination : Bernard Barbarin.

ANNEXES

**ANNEXE 1 - LOCALISATIONS ET BRÈVES DESCRIPTIONS
DES PRINCIPALES ROCHES DONT LES ANALYSES CHIMIQUES
SONT PRÉSENTÉES DANS L'ANNEXE 2.**

N° échant.	TYPE PETROGRAPHIQUE	DESCRIPTION	LOCALISATION	x	y
ROCHES METAMORPHIQUES SERIE DU PILAT					
FC 5	micaschiste	sombre et très fin	D 500, proche du barrage	754.30	343.10
FC 4	gneiss	riche en biotite	Vallée de la Semène	748.75	343.90
COMPLEXE ANATECTIQUE DU VELAY					
FY-UNIEUX	granite anatexie	type hétérogène à Bt et Cd	Unieux - Pont de Pertuiset	749.75	347.25
FY-LO	granite anatexie	type clair à Cd	D3 - carrière WSW la Mûre	749.10	346.85
FY-5	granite anatexie	type clair riche en Cd	Pierrot - D498 W Estvareilles	728.55	347.05
FY-93	granite anatexie	type moyen riche en Cd	La Terrasse - SE St-Hilaire	734.35	341.80
FY-231	granite anatexie	type à Bt sans Cd	Les Emoutoires - D5 S Marols	733.85	353.70
FY-169 V	vaugnérîte	enclave dans granite anatexie	D14 - NW La-Chapelle-en-Lafaye	728.75	323.00
FY-422 Ma	migmatite	riche en Bt, encaissant de vaugnérîte	Font Bonne - D5 N Marols	733,05	355,80
FY-422 V1	vaugnérîte	enclave avec contacts lobés dans migmatite			
FY-422 h	granite	veines claires autour et dans les vaugnérîtes	Les Brunelles - D5 N Marols	733,35	356,05
FY-420 M	migmatite	très hétérogène, riche en Bt et en Cd			
FY-420 A	granite	grain fin, filon dans migmatite	Les Emoutoires - D5 S Marols	733,90	353,90
FY-419	diorite	enclave sombre dans migmatite			
FY-232 M1	migmatite	très hétérogène, riche en Bt et en Cd			
FY-232 s	gneiss	enclave dans migmatite	Les Emoutoires - D5 S Marols	733,90	353,90
FY-232 v	vaugnérîte	enclave dans migmatite			
FY-232 g	granite	grain fin, filon dans migmatite			
COMPLEXE ANATECTIQUE DU VELAY - GRANITE TARDIMIGMATITIQUE DU PLATEAU DE LA DANSE					
FC 3	granite porphyroïde	grain fin, sombre et riche en biotite	Essumain, nord de Quéret	750.65	350.00
GRANITE PORPHYROÏDE DE GUMIÈRES					
FY-404 P	granite porphyroïde	orienté, riche en biotite et très sombre	D44 - Sortie sud de Gumières	728,80	360,30
FY-404 NP	granite clair	passées claires, homogènes, dans granite porph.			
FY-306	granite porphyroïde	orienté, riche en biotite et très sombre	D102 - La Chaux - NW Gumières	727,75	361,10
FY-306 ea	diorite	enclave magmatique sombre dans granite porph.			
FY-306 eb	diorite	enclave magmatique sombre dans granite porph.			
FY-306 s	diorite	enclave magmatique sombre dans granite porph.	Butte (1101m) au N du Fraisse	733,05	352,50
FY-426 g	granite porphyroïde	enclave hectométrique dans granite anatexie			
FY-423 a	granite porphyroïde	enclave plurimétrique dans migmatite	Font Bonne - D5 N Marols	733,15	355,50
FY-423 b	granite porphyroïde	enclave plurimétrique dans migmatite			
GRANITES PORPHYROÏDES DE SAINT-JUST-SUR-LOIRE ET DE LA GAMPILLE					
FC 1	granite porphyroïde	Saint-Just : très fortement cataclaté	D8 - Carrière des Echauds	751.65	356.90
FY-GAM	granite porphyroïde	La Gampille : très fortement cataclaté	Voie ferrée, sud de Crémilleux	752.10	342.25
GRANITE A 2 MICAS CISAILLE DE LA RIVOIRE					
FC 2	leucogranite	grain fin, fortement cisailé (avec C et S nets)	Chemin des Côtes de Semène	749.35	343.80
GRANITE A 2 MICAS DE CHAMBLES - PERIGNEUX					
FY-CH	leucogranite	grain moyen à grossier, homogène	D108 - L'Adroit - NW barrage	748.95	354.05
FY-CH1	leucogranite	gros grain, homogène	Barrage Grangent rive droite	749.70	353.85
FY-CH2	leucogranite	grain moyen, homogène	Barrage Grangent rive gauche	749.50	353.70
FY-RO	leucogranite	grain moyen à fin, homogène	D32 - Carrière de Rochains	743.75	350.10
FY-PE	leucogranite	grain moyen à fin, homogène	Carrières du Suc de la Violette	742.30	352.20
FY-PER1	leucogranite	grain moyen, homogène			
FY-PER2	leucogranite	grain fin, homogène			
GRANITE A 2 MICAS FILONIEN					
FY-18	leucogranite	grain fin, en filon incliné dans granite anatexie	Suc Montmie - S St-Bonnet	734.90	348.35
FY-212	leucogranite	grain fin, en sill dans granite anatexie	Village de Montarchef	729.75	352.30
ROCHES VOLCANIQUES TERTIAIRES					
FGG 5	basanite	neck entouré de migmatites	Butte dominant Lavieu	732.75	360.85
FGG 7	basanite porphyrique	neck entouré de migmatites	Butte à l'Ouest de Prafand	731.45	358.65
FGG 8	basanite porphyrique	blocks épars, pas d'affleurement	Butte à l'Ouest de La Roche	737.60	345.30
FGG 13A	basanite	filons subverticaux et sill	Carrière de Montclaret	737.45	361.15
FGG 15	basanite porphyrique	coulée de 10 m d'épaisseur			

*ANNEXE 2 - COMPOSITION CHIMIQUE DES PRINCIPALES ROCHES
PRÉSENTES SUR LA FEUILLE FIRMINY*

*(PF : perte au feu ; éléments majeurs en % ; éléments mineurs en ppm)
(voir annexe 1 pour localisations et descriptions des roches analysées)*

Échant.	PILAT		VELAY					
	FC 5	FC 4	FY UNIEUX	FY LO	FY 5	FY 93	FY 231	FY 169 V
SiO ₂	67,5	64,2	66,7	72,6	72,6	71,8	74,0	47,4
TiO ₂	0,66	0,75	0,54	0,31	0,26	0,36	0,21	2,95
Al ₂ O ₃	15,5	16,8	15,5	14,6	14,0	14,5	14,1	17,2
Fe ₂ O ₃ t	5,20	6,30	4,27	1,85	1,95	2,34	1,71	11,10
MnO	0,06	0,09	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,22
MgO	1,7	1,8	1,5	0,4	0,6	0,8	0,4	3,7
CaO	0,6	2,1	1,2	0,7	0,9	1,5	1,1	14,6
Na ₂ O	2,4	2,5	3,0	2,8	3,3	3,2	3,2	1,1
K ₂ O	2,64	3,02	3,62	5,28	4,83	4,37	4,54	0,45
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,18	0,36	0,14	0,14	0,11	0,63
PF	3,02	1,69	1,57	0,70	0,79	0,66	0,44	0,28
total	99,42	99,38	98,13	99,62	99,40	99,71	99,84	99,63
Rb	114	193	199	270	200	174	168	10
Sr	168	139	172	62	90	167	159	346
Ba	911	693	473	251	396	713	576	63
Li	41	112	95	53	50	58	30	< LQ
Ni	40	19	21	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	113
Co	23	31	44	42	22	25	38	49
Cr	102	73	70	12	25	29	12	221
V	72	86	51	< LQ	< LQ	19	13	152
W	48	98	197	244	113	127	171	130
Sn	4,7	5,5	3,2	4	5,6	4,4	2,8	12
Zr	187	186	154	108	104	144	135	164
Nb	12	12	17	15	7	9	12	46
Ta	1	1	1,5	1,6	0,8	0,8	0,8	3,3
Hf	3,8	3,9	5	4,9	2,3	3	3,8	2,8
U	2,4	2,5	7,7	12	6,5	2,7	4,6	2,1
Th	13	13	15	31	13	18	20	7,4
Y	33	37	24	11	30	25	27	31
La	44	41	40	37	27	39	38	51
Ce	84	84	81	89	57	80	73	98
Pr	9,8	9,6	10	11	6,5	9,1	8	11
Nd	35	34	36	41	23	33	27	37
Sm	6,5	6,8	7,3	10	4,7	6,3	5,3	6,9
Eu	1,8	1,6	1	0,5	0,8	1,4	0,8	2,1
Gd	6,6	6,9	5,6	6,1	4,9	6,3	4,6	7,2
Tb	0,9	1	0,9	0,9	0,7	0,8	0,7	0,9
Dy	4,6	5,2	5,4	4,1	3,9	3,7	4,6	4,5
Ho	0,9	1	1,1	0,6	0,8	0,7	1	0,9
Er	2,7	3,2	3,2	1,5	2,4	1,9	3,1	2,5
Tm	0,4	0,4	0,5	0,2	0,3	0,2	0,5	0,3
Yb	2,3	2,9	3,1	1,2	2,1	1,4	3,1	2
Lu	0,4	0,4	0,4	0,1	0,3	0,2	0,5	0,3

Échant.	VELAY										VELAY FC 3
	FY 422 Ma	FY 422 V1	FY 422 h	FY 420 M	FY 420 A	FY 419	FY 232 M1	FY 232 s	FY 232 V	FY 232 g	
SiO ₂	56,5	54,8	70,2	67,7	66,6	66,3	70,7	57,8	58,1	68,1	66,5
TiO ₂	0,71	0,77	0,37	0,66	0,64	0,88	0,55	1,20	1,13	0,64	1,02
Al ₂ O ₃	13,6	14,0	15,7	15,4	15,3	16,3	14,9	17,3	17,1	15,1	15,0
Fe ₂ O ₃ t	6,60	7,60	1,93	5,40	4,04	5,10	2,94	8,10	7,50	3,71	4,40
MnO	0,12	0,16	0,03	0,07	0,05	0,11	0,04	0,10	0,12	0,05	0,05
MgO	8,3	8,9	0,7	2,0	1,5	1,6	0,9	3,5	3,4	1,1	1,2
CaO	7,3	6,6	2,2	1,2	2,2	2,1	1,2	3,3	4,5	1,4	1,5
Na ₂ O	2,3	1,9	3,8	2,9	3,6	4,4	3,3	3,3	2,6	3,3	2,8
K ₂ O	2,39	2,64	4,13	3,59	4,33	2,30	4,32	3,39	2,82	4,62	5,25
P ₂ O ₅	0,65	0,68	0,22	0,12	0,51	0,09	0,13	1,45	1,05	0,77	0,54
PF	0,96	1,06	0,47	1,07	0,56	0,63	0,69	1,09	1,09	0,72	1,17
total	99,43	99,11	99,75	100,11	99,33	99,81	99,67	100,53	99,41	99,51	99,43
Rb	138	236	158	184	214	203	252	362	258	249	196
Sr	893	402	442	136	168	151	172	321	784	156	159
Ba	3641	1924	1456	452	617	216	614	897	2451	573	1026
Li	36	59	34	94	47	55	39	71	60	39	107
Ni	134	133	< LQ	37	< LQ	13	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	11
Co	55	63	48	56	32	37	56	42	40	51	26
Cr	526	552	11	102	43	52	32	54	22	24	38
V	130	136	13	65	28	68	32	115	99	29	33
W	87	138	235	306	140	164	260	110	103	248	114
Sn	2,7	5,2	2,3	3,9	4,2	3,8	3,4	3,7	2,5	3	5,4
Zr	33	81	142	184	276	130	165	34	27	88	101
Nb	14	14	9	16	15	12	24	34	27	22	26
Ta	0,8	0,8	0,9	1,4	1,3	1	1,7	1,5	1,4	1,5	0,8
Hf	3,7	1,6	5	3,9	5,9	2,7	4,4	0,7	0,6	2,5	2,3
U	12	5,9	4,2	3,8	9,6	3,7	8,8	10	7,6	10	6,3
Th	44	53	28	16	65	15	14	31	19	57	13
Y	17	21	8,7	27	71	15	21	44	29	42	30
La	121	141	56	41	116	37	34	59	54	97	26
Ce	235	271	102	86	252	78	71	127	115	215	57
Pr	27	31	11	9,6	28	8,7	8	16	15	26	6,3
Nd	98	115	36	34	98	31	30	62	59	92	22
Sm	16	19	6,1	5,9	18	5,7	5,8	13	12	15	4,7
Eu	3,2	3,2	1,1	1,2	1,6	1	1,1	1,3	2,4	1,1	0,8
Gd	9,3	10	3,5	6,1	17	5,3	4,5	11	8,9	9,9	4,8
Tb	1	1,2	0,5	0,8	2,2	0,6	0,7	1,6	1,2	1,5	0,7
Dy	4,6	5,8	2,5	3,9	11	2,6	3,9	9,7	6,5	8,9	3,9
Ho	0,7	0,8	0,4	0,8	2,1	0,5	0,8	1,7	1,1	1,6	0,8
Er	1,8	2,2	1,2	2,4	5,7	1,2	2,3	4,7	3,1	5	2,3
Tm	0,2	0,3	0,2	0,3	0,7	0,2	0,4	0,7	0,4	0,7	0,3
Yb	1,6	1,8	0,9	2,1	4,2	1	2,5	3,8	2,7	4,5	2
Lu	0,2	0,2	0,1	0,3	0,6	0,1	0,4	0,5	0,4	0,6	0,3

Échant .	GUMIERES								
	FY 404 P	F 404 NP	FY 306	FY 306 ea	FY 306 eb	FY 306 s	FY 426 g	FY 423 a	FY 423 b
SiO ₂	61,8	68,2	60,6	51,1	55,1	50,9	59,9	63,6	64,2
TiO ₂	0,90	0,58	1,06	2,45	1,56	1,53	1,08	0,87	0,87
Al ₂ O ₃	15,8	14,9	16,9	18,0	13,4	18,7	17,0	16,1	16,5
Fe ₂ O ₃ t	4,74	2,60	5,50	9,10	8,00	8,30	5,90	4,76	4,71
MnO	0,07	0,02	0,08	0,11	0,12	0,11	0,09	0,07	0,07
MgO	2,7	0,9	3,3	4,9	5,8	5,4	3,5	2,6	2,6
CaO	4,1	1,2	3,8	5,1	4,0	6,4	4,4	3,3	3,6
Na ₂ O	3,3	2,7	3,7	3,9	2,2	3,5	3,4	3,7	3,5
K ₂ O	4,38	6,90	2,87	3,40	3,95	3,00	2,94	3,40	2,93
P ₂ O ₅	0,35	0,32	0,47	0,85	0,94	0,76	0,44	0,33	0,38
PF	1,26	0,70	1,46	1,20	4,06	1,14	0,67	0,58	0,63
total	99,40	99,02	99,74	100,11	99,13	99,74	99,32	99,31	99,99
Rb	213	248	237	321	264	225	198	206	175
Sr	390	143	507	466	271	598	504	388	453
Ba	1161	630	955	456	2722	856	1083	1112	1001
Li	48	48	63	86	78	64	66	43	33
Ni	19	< LQ	21	25	144	35	27	21	17
Co	27	29	63	48	48	43	60	30	50
Cr	85	35	84	62	350	133	99	84	76
V	56	13	85	155	120	139	90	58	70
W	92	161	253	72	92	57	212	117	191
Sn	4,2	2,6	4,4	9,5	11	3	4,3	9,4	5,9
Zr	134	267	41	20	27	42	54	157	72
Nb	10	7	19	58	33	22	19	13	17
Ta	0,7	0,6	1,1	2,2	2,1	1,3	0,8	1,3	1,7
Hf	3,1	5,9	1,3	10	0,8	1,1	1,5	4,2	2,4
U	2,4	6	3,7	7,8	8,5	5,2	3,6	3,6	3,6
Th	12	80	16	27	44	21	13	15	20
Y	22	18	20	53	32	25	17	24	17
La	48	115	66	134	64	96	52	61	66
Ce	98	266	137	283	165	183	107	124	135
Pr	11	31	16	34	23	21	13	13	16
Nd	37	107	58	126	95	77	48	48	56
Sm	6,5	18	10	24	18	14	8,7	8,6	10
Eu	1,9	1,5	1,9	3,6	3	2	1,5	1,9	1,6
Gd	6,4	14	6,8	18	12	9	6,2	7,8	6,7
Tb	0,8	1,2	0,9	2,5	1,6	1,2	0,8	0,9	1
Dy	3,3	3,4	5,1	13	8,5	6,3	4,4	4,2	5,2
Ho	0,6	0,5	0,8	2,2	1,3	1,1	0,7	0,8	0,9
Er	1,8	1,5	2,4	5,9	3,7	3	2	2,1	2,4
Tm	0,2	0,1	0,3	0,8	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3
Yb	1,3	0,9	1,8	4,3	3,3	2,3	1,6	1,5	2
Lu	0,2	0,1	0,3	0,6	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3

Échant.	ST-J.	GAMP.	RIV.	CHAMBLES						
	FC 1	FY GAM	FC 2	FY CH	FY CH1	FY CH2	FY RO	FY PE	FY PER1	FY PER2
SiO ₂	68,5	70,9	74,4	75,1	74,0	74,3	74,2	73,9	74,1	74,6
TiO ₂	0,43	0,48	0,08	0,09	0,10	0,11	0,08	0,07	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	14,6	13,7	14,5	13,9	14,3	14,6	14,5	14,4	14,6	14,6
Fe ₂ O ₃ t	2,90	3,29	0,89	1,05	0,70	1,17	0,96	1,00	1,01	0,78
MnO	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04
MgO	1,5	1,8	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ
CaO	1,2	0,8	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4
Na ₂ O	2,6	3,4	3,7	3,5	3,3	3,5	3,8	3,7	3,8	3,0
K ₂ O	4,85	2,30	4,41	4,23	4,24	4,23	4,22	4,10	4,00	4,14
P ₂ O ₅	0,21	0,24	0,22	0,35	0,38	0,36	0,35	0,38	0,36	0,33
PF	2,63	2,09	1,00	0,79	1,08	0,99	0,84	0,84	0,84	1,07
total	99,47	99,07	99,64	99,54	98,63	99,79	99,49	98,84	99,23	99,04
Rb	239	135	338	345	323	293	283	436	319	419
Sr	144	177	49	54	72	46	47	42	49	39
Ba	545	157	145	134	138	117	109	100	102	90
Li	84	83	115	126	88	73	99	303	297	294
Ni	15	15	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ
Co	30	37	43	35	57	74	41	67	84	43
Cr	78	74	18	15	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ
V	29	34	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ
W	140	194	279	233	343	456	249	448	496	286
Sn	13	9,2	41	17	22	21	18	32	29	20
Zr	133	156	40	44	33	42	27	31	27	23
Nb	11	18	12	18	17	19	17	27	19	26
Ta	1,6	2,7	3,6	3,8	4,7	4,7	5,3	8,2	6,6	4,1
Hf	3	5,5	1,1	1,8	1,8	2,1	1,4	1,6	1,5	1,1
U	6,9	6,5	2,7	7	14	21	25	9,2	5,8	5,1
Th	16	21	3,7	3,9	4,2	4,6	3,3	3,4	3	2,3
Y	23	21	10	8,1	8,8	8,1	6,8	7,4	5,9	8,2
La	40	51	7,6	8	8,4	8,9	5,9	5,4	4,9	4,6
Ce	83	102	14	17	18	19	13	12	10	10
Pr	9,4	12	1,6	1,9	2,2	2,2	1,5	1,4	1,2	1,2
Nd	33	45	5,2	7	8,2	7,8	5,2	4,8	4,4	4,6
Sm	6,3	8,6	1,2	1,6	2,1	1,8	1,2	1,2	1,2	1,3
Eu	1,2	1,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Gd	5,8	5,8	1,2	1,4	2	1,8	1,1	1	1	1,3
Tb	0,7	0,9	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3
Dy	3,5	5,1	1,2	1,8	2,5	2,2	1,6	1,6	1,5	1,8
Ho	0,6	0,9	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Er	1,8	2,6	0,8	1	1,2	1,1	1	0,9	0,9	1
Tm	0,3	0,4	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,6	2,2	1	0,9	1,2	1,2	1,1	1,2	1	1,3
Lu	0,2	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

	LG EN FILONS		VOLCANISME TERTIAIRE				
Échant.	FY 18	FY 212	FGG 5	FGG 7	FGG 8	FGG 13A	FGG 15
SiO ₂	73,5	73,2	42,9	45,3	43,7	41,7	42,2
TiO ₂	0,16	0,21	3,15	2,62	2,91	3,26	3,21
Al ₂ O ₃	14,2	14,1	12,7	14,1	13,4	13,2	12,8
Fe ₂ O _{3t}	1,28	1,38	11,90	10,70	11,70	11,90	10,90
MnO	< LQ	0,02	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19
MgO	0,3	0,3	9,4	8,1	9,4	8,8	7,6
CaO	0,5	0,7	9,5	9,2	10,5	9,7	10,5
Na ₂ O	3,4	3,3	4,0	3,3	3,4	4,8	4,4
K ₂ O	5,06	5,33	1,04	2,88	2,35	0,96	1,03
P ₂ O ₅	0,30	0,20	0,61	0,64	0,72	0,68	0,67
PF	0,94	0,54	3,80	2,22	1,12	4,15	5,79
total	99,64	99,28	99,18	99,25	99,39	99,34	99,29
Rb	261	301	81	100	93	109	73
Sr	54	57	705	866	813	846	830
Ba	264	280	633	823	787	884	761
Li	112	89	31	16	16	10	12
Ni	< LQ	< LQ	145	105	118	101	115
Co	29	42	55	63	51	60	43
Cr	13	12	219	181	203	140	193
V	< LQ	< LQ	191	178	188	203	168
W	168	277	90	167	81	109	49
Sn	17	11	11	3,5	4,4	3,1	2,3
Zr	94	124	208	344	226	249	188
Nb	10	10	52	80	67	67	53
Ta	2	1,5	3,5	5,2	3,9	4,1	3,3
Hf	2,2	2,9	4,1	6	4,2	4,4	3,3
U	8	4,1	1,6	2,4	1,8	1,9	1,1
Th	7,9	18	6,4	9,9	8,2	8,1	5,6
Y	14	17	25	33	30	31	32
La	16	28	47	73	69	67	61
Ce	35	60	90	135	125	124	114
Pr	4	6,7	10	14	13	14	13
Nd	14	23	39	51	46	48	47
Sm	3,7	5,3	7,5	9,1	8,6	9	8,9
Eu	0,5	0,6	2,6	3,2	2,9	3,1	3,1
Gd	3,9	5	7,5	9,4	8,7	9	8,7
Tb	0,6	0,7	1	1,2	1,1	1,1	1,1
Dy	2,5	2,8	4,7	5,8	5,2	5,4	5,2
Ho	0,3	0,4	0,9	1,1	0,9	1	1
Er	0,8	1,2	2,3	3	2,6	2,6	2,5
Tm	0,1	0,1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
Yb	0,5	0,9	1,7	2,3	1,9	1,9	1,8
Lu	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2

ANNEXE 3 - RÉSULTATS DES DATATIONS U-Pb (LASER-ICPMS-MC)
SUR ZIRCONS ET U-Th-Pb SUR MONAZITES DES PRINCIPAUX
GRANITES DE LA FEUILLE FIRMINY (COCHERIE, 2007)

	Âge zircon	Âge monazite	Zircons hérités	Zircon typologie
GR P GUMIERES	313 ± 2 Ma			S 23 CA HT
GR P ST JUST	292 ± 3 Ma	332 ± 5 Ma	325 ± 5 Ma 2 033 ± 24 Ma	S 1 AN BT
L GR CHAMBLES	289 ± 6 Ma	340 ± 5 Ma	583 ± 11 Ma 1 700 ± 37 Ma	S2 S6 AN BT
L GR LA RIVOIRE	(304 ± 4 Ma)	322 ± 3 Ma 345 ± 5 Ma	457 ± 14 Ma 519 ± 23 Ma 576 ± 7 Ma 961 ± 9 Ma 2 398 ± 16 Ma 2 913 ± 19 Ma 3 185 ± 9 Ma	S3 AN BT

*ANNEXE 4 - RÉSULTATS DES DATATIONS K/AR SUR ROCHES
 TOTALES DE CINQ ÉCHANTILLONS DE ROCHES VOLCANIQUES
 DE LA CARTE DE FIRMINY*

(Les analyses ont été réalisées par H. Bellon au laboratoire de datation K-Ar de l'UMR 6538 « Domaines océaniques » de l'université de Bretagne occidentale à Brest. La datation est pratiquée sur une fraction de granulométrie 150-300 µm de l'échantillon de roche totale. Les échantillons ont été au préalable broyés grossièrement. Ces granulats ont ensuite été triés sous la loupe binoculaire pour éliminer les fragments présentant des xénolites et xénocristaux et les fragments altérés, puis ont été lavés et tamisés.)

Échantillon	N° analyse	Âge moyen ± incertitude (Ma)	Âge(Ma) ± Inc. (Ma)	³⁶ Ar Exp ₃ (10 ⁻⁹ cm ³)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar*/g (10 ⁻⁷ cm ³)	K ₂ O (%)	Poids (g)
FGG 5 (Lavieu)	6352-1	22 ± 1,5	22,9 ± 1,3	11,81	17,2	7,212	0,97	1,0032
	6380-1		21 ± 1,5	4,703	13,3	6,614	0,97	0,3216
FGG 7 (Prafand)	6362-2	19,4 ± 0,5	19,2 ± 0,5	2,473	68,1	15,65	2,52	0,9993
	6374-5		19,6 ± 0,5	1,305	77,2	16,01	2,52	0,8168
FGG 8 (La Roche)	6359-8	23,7 ± 0,6	23,2 ± 0,6	2,024	71,3	14,71	1,95	1,0118
	6370-1		24,3 ± 0,6	1,772	70,2	15,39	1,95	0,8004
FGG 13A (filon de Montclaret)	6360-9	20,5 ± 1,5	19,2 ± 1,5	15,74	11,8	5,973	0,96	1,0387
	6831-2		21,8 ± 1,5	4,406	13,8	6,772	0,96	0,3084
FGG 15 (coulée de Montclaret)	6369-9	28,6 ± 1,3	29,2 ± 1,3	8,788	22,8	7,588	0,8	1,0098
	6382-3		28 ± 1,4	3,105	19,4	7,277	0,8	0,3032

Les analyses ont été réalisées par H. Bellon au Laboratoire de Datation K-Ar, de l'UMR 6538 « Domaines océaniques », de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. La datation est pratiquée sur une fraction de granulométrie 150-300 µm de l'échantillon de roche totale. Les échantillons ont été au préalable broyés grossièrement. Ces granulats ont ensuite été triés sous la loupe binoculaire pour éliminer les fragments présentant des xénolites et xénocristaux et les fragments altérés, puis ont été lavés et tamisés

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

