

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VEYRE-MONTON à 1/50 000**

**Monographie accompagnant la carte et
la notice en version imprimée**

717

Par

**Philippe CHÈVREMONT
Hélène TISSOUX
Julien BERNARD
Clotilde BERTIN
Pierre-Marie VINCENT†**

**avec la collaboration de
Pierre BOIVIN
Robert BOUILLER
Pierre NEHLIG
Vincent BOUCHOT
Michel FAURE**

SOMMAIRE

RÉSUMÉ ABSTRACT

INTRODUCTION

*SITUATION GÉOGRAPHIQUE
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE
TRAVAUX ANTÉRIEURS
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE VARISQUE

Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss
Formations dévono-dinantienne, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique
Massifs et petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques
Filons de roches subvolcaniques
Filons de roche hydrothermale

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES DE LA LIMAGNE ET/OU DU PLATEAU DES DÔMES

Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Sidérolithique)
Oligocène inférieur (Rupélien)
Oligocène supérieur (Chattien)
Miocène inférieur – Aquitanien
Miocène inférieur – Burdigalien

FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

Volcanisme miocène inférieur à moyen de la Limagne et/ou du plateau des Dômes (23-11,6 Ma)
Volcanisme miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma)
Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes
Volcanisme pliocène « prémontdorien » du plateau des Dômes (5,3 à 3,4 Ma)
Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviatiles pliocènes "prémontdoriens" du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma)
Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (environ 3 Ma)
Volcanisme pliocène supérieur à pléistocène inférieur du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma) et dépôts alluviaux ou fluvio-lacustres associés
Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne
Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées
Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma)

FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

Dépôts gravitaires
Dépôts alluviaux
Dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires
Tourbières
Travertins
Dépôts anthropiques

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SOCLE VARISQUE
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES DE LA LIMAGNE ET/OU DU PLATEAU DES DÔMES
FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES
FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE
ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES
OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)
DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES
VOLCANISME TERTIAIRE À QUATERNaire

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES
BIBLIOGRAPHIE

RÉSUMÉ

par P. Chèvremont

Le territoire de la feuille Veyre-Monton (n°717) à 1/50 000 se trouve entièrement dans le département du Puy-de-Dôme (63), immédiatement au Sud de celui de la feuille Clermont-Ferrand (n°693). Situé géologiquement dans la partie centre-nord du Massif central français, ce territoire est couvert par des formations géologiques variées tant sur le plan lithologique que sur celui de leur âge. Un faisceau de failles normales de direction générale Nord-Sud divise la carte de Veyre-Monton en deux parties à peu près égales en superficie, mais très différentes sur le plan géologique :

- À l'Ouest, le plateau des Dômes, constitué de deux principales entités géologiques :
 - ◆ 1) le socle varisque, constitué de roches métamorphiques et de roches magmatiques, encaissant de rares filons de quartz et de petits bassins sédimentaires tertiaires de type Limagne ;
 - ◆ 2) des formations volcaniques cénozoïques, comprenant :
 - des vestiges de coulées basaltiques s.l. tertiaires, en inversion de relief, comme celle de la montagne de la Serre, et quelques cônes stromboliens plus ou moins démantelés,
 - des entités tertiaires à quaternaires issues du volcan du Mont-Dore *stricto sensu* (3,1 à 1,8 Ma),
 - des entités quaternaires issues du volcan du Sancy (1,1 à 0,24 Ma),
 - de spectaculaires cônes stromboliens et coulées de laves faisant partie de la Chaîne des Puys, d'âge quaternaire récent : pléistocène supérieur à holocène (<0,1 Ma).
- À l'Est, un petit vestige de paléosol ferrugineux attribué au Sidérolithique, des dépôts sédimentaires tertiaires et des formations volcaniques cénozoïques de la Limagne d'Allier, qui recouvrent un socle varisque affleurant sporadiquement le long des vallées de l'Allier, de la Couze Chambon et de la Couze Pavin.

Les dépôts sédimentaires vont de l'Oligocène inférieur au Miocène moyen.

En Limagne les formations volcaniques sont en grande majorité tertiaires et en inversion de relief, mais se trouvent également diverses entités volcaniques tertiaires à quaternaires issues des stratovolcans du Mont-Dore s.s. et du Sancy, ainsi que trois coulées « basaltiques » quaternaires de la Chaîne des Puys, qui sont descendues dans la Limagne pour arriver jusqu'à Chanonat, Saint-Amant-Tallende et Neschers, par les vallées de l'Auzon, de la Veyre et de la Couze Chambon respectivement.

Le socle varisque (hercynien) a acquis sa structuration il y a 420 à 300 Ma lors d'un cycle orogénique qui a donné naissance à une chaîne de montagnes dont le Massif central français présente la plus grande zone d'affleurements en France. Il comprend ici :

- ◆ 1) des formations métamorphiques méso- à catazonales rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss et comprenant des paragneiss fortement migmatitiques – de type diatexites – et des gneiss leptynitiques transformés en mylonites et ultramylonites dans une zone de cisaillement ductile dextre de direction N135 à 110°E ;
- ◆ 2) quelques panneaux de roches sédimentaires et/ou volcaniques dévono-dinantianes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact, et surtout
- ◆ 3) des intrusions polyphasées de corps magmatiques, plutoniques à subvolcaniques, dont l'âge va de 365 à 315 Ma environ.

Les roches plutoniques appartiennent à trois types d'associations magmatiques :

- ◆ association calco-alcaline s.s. pour les roches basiques à acides des massifs de type Aydat (365 Ma) et pour les roches intermédiaires à acides de type St-Hérent ;
- ◆ association calco-alcaline magnésio-potassique (subalcaline) pour le monzogranite de type Royat-Theix ;
- ◆ association alumino-potassique pour un petit massif de tonalite, les massifs de granite-granodiorite de type Cournols-St-Nectaire (352 ± 4 Ma), les massifs de granite orienté de type Chambon-sur-Lac et les filons tardifs de leucogranite.

Les entités subvolcaniques constituent des filons ou de petits stocks, formés soit d'une des roches porphyriques suivantes : microdiorite à micromonzonite quartzifère à amphibole, microgranite-granodiorite à biotite cisaillé, microgranite à biotite, microleucogranite à biotite altérée, soit de rare lamprophyre.

Un petit vestige de paléosol sidérolithique, fini-jurassique à crétacé, se trouve à Coudes, en rive droite de l'Allier.

Les dépôts sédimentaires tertiaires vont de l'Oligocène inférieur au Miocène moyen et se trouvent en majorité au sein du grand bassin de la Limagne d'Allier, dans la moitié orientale de la carte, mais aussi dans de petits bassins dispersés, encastrés dans le socle varisque du plateau des Dômes. Ces bassins sont dus à la tectonique en horsts et grabens liés à l'orogenèse alpine.

Les dépôts les plus anciens datent de l'Oligocène inférieur (Rupélien) et comprennent un conglomérat de base, n'apparaissant qu'en un seul endroit, des calcaires à Striatelles, des argiles, sables, grès et arkoses diverses, et enfin des schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques. Les dépôts de l'Oligocène supérieur (Chattien) débutent par des marnes vertes et un calcaire argileux à Cypris, avec un faciès de bordure constitué de marnes et calcaires sableux, et se terminent par des marnes et calcaires à récifs de phryganes.

Les dépôts du Miocène inférieur à moyen (Aquitainien- Burdigalien) débutent par des travertins silicifiés et meulières, puis comprennent des formations spécifiques au plateau de Gergovie :

- ♦ à l'Aquitainien, des calcaires marneux lacustres en remplissage du maar 1 et des arkoses et calcaires marneux, localement bréchiques ;
- ♦ au Burdigalien, des marnes, argiles et sables à Mélannies, puis des sables argileux, quartzo-feldspathiques, localement conglomératiques.

Les formations volcaniques cénozoïques sont extrêmement variées tant par leur âge, qui va du Miocène inférieur à l'Holocène, que par leur nature.

Les formations volcaniques les plus anciennes datent du Miocène inférieur à moyen – 23 à 11 Ma avec un paroxysme vers 16 Ma – et sont représentées à la fois en Limagne et au sein du plateau des Dômes. Elles comprennent 1) de nombreux maars-diatrèmes de pépérites, âgés de 23 à 15 Ma, qui ont percé des dépôts sédimentaires oligocènes, 2) des basaltes s.l., parfois riches en olivine, sous forme de coulées, lacs de lave, filons, sills, culots, cheminées..., et 3) la structure particulière du Puy de Saint-Sandoux, en Limagne, constituée de néphélinite à olivine et analcime, de pegmatitoïde à rhönite et de basanite. Dans le cas exceptionnel du plateau de Gergovie, le dyke d'alimentation du maar-diatrème pépéritique du Puy de Mardoux est constitué par un mélange de deux liquides, l'un basaltique et l'autre carbonaté à prépondérance dolomitique.

Le volcanisme du Miocène supérieur (8,3 à 5,3 Ma) n'est représenté que sur le plateau des Dômes et comprend d'une part des coulées de basaltes divers, ankaramitiques ou non, et d'autre part le diatréme de Montchalet, constitué de tufs et brèches phréato-magmatiques.

Des formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes apparaissent elles aussi uniquement sur le plateau des Dômes et comprennent des sucs de trachybasalte à nodules de péridotite, des sucs et des coulées de basaltes s.l., le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid et des alluvions fluviatiles, sablo-argileuses, sous certaines coulées de basaltes s.l.

Le volcanisme pliocène « prémontdorien » (5,3 à 2,6 Ma) est représenté par 1) des entités variées sur le plateau des Dômes, 2) l'extrême nord du vaste plateau volcanique du Cézallier, dans la partie la plus méridionale de la carte, et 3) la structure du Puy de Corent, en Limagne.

Sur le plateau des Dômes se trouvent l'écoulement cendro-ponceux trachytique de type Farges (4 Ma) et les tufs et brèches phréatomagmatiques des Farges, les dômes de trachyte porphyrique à sanidine de Voissière et de Montmie (3,8 Ma), des coulées de divers types de basaltes s.l., le dôme de trachybasalte du Puy d'Alou (3,8 ± 1 Ma), ainsi que le vestige de cône strombolien du Puy de la Vigéral et la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre (3,4 Ma) associée. Cette dernière présente la particularité de se poursuivre jusqu'au Crest en Limagne, en étant en forte inversion de relief.

L'extrême nord du vaste plateau volcanique pliocène du Cézallier comprend diverses coulées de basanites, à nodules de péridotite ou non, des coulées de basalte doléritique (4,2 à 3,1 Ma) et la brèche hyaloclastique du maar de Prady. Des vestiges de dépôts fluviatiles pliocènes se trouvent sous les coulées de basanite de Pardines et de basalte doléritique de Roca Neyra.

Au Puy de Corent le volcanisme du Pliocène supérieur est représenté par une coulée de basalte s.l. et un cône strombolien associé, datés à environ 3 Ma.

Le stratovolcan du Mont-Dore s.s. est daté du Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur (3,2 à 1,8 Ma). Son flanc oriental, qui se situe sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton, comprend une exceptionnelle variété de formations volcaniques et des dépôts fluviatiles localement associés. L'événement majeur de son histoire polyphasée est la mise en place de la « Grande Nappe » de tufs cendro-ponceux rhyolitiques, datée à 2,77 Ma environ. Cette nappe est recouverte par un spectaculaire ensemble d'avalanches de débris, daté à 2,6 Ma, qui atteint 120 m d'épaisseur totale au plateau de Perrier, situé en Limagne, dans l'angle sud-est de la feuille Veyre-Monton. Le volcanisme montdorien se traduit en outre par des coulées de trachyandésites porphyriques, basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites), de basaltes divers, et de rare téphriphonolite (ordanchite). Il se termine par le dépôt de cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques de Varennes et du lac Chambon, une coulée de trachybasalte porphyrique et le diatème de la Dent du Marais (ou Saut de la Pucelle), constitué de brèches et tufs basaltiques. Dans les formations volcaniques s'intercalent localement des dépôts fluviatiles ou fluvio-lacustres, à composante volcanique ou non, parfois fossilières : plantes, ossements de mammifères...

En Limagne, dans la partie nord-est de la feuille Veyre-Monton, le volcanisme du Pléistocène inférieur est par ailleurs représenté par les petits lambeaux d'ankaramite de La Roche-Noire (1,2 à 0,8 Ma) et de trachybasalte à téphrite porphyrique de Mirefleurs, en inversion de relief.

Le stratovolcan du Sancy est daté du Pléistocène inférieur à moyen (1,1 à 0,24 Ma). Son flanc nord-est se situe sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton et comprend lui aussi une exceptionnelle variété de formations volcaniques et de dépôts fluviatiles localement associés. Cette variété comprend des coulées de basaltes divers et de trachyandésites porphyriques, basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites) ; ces coulées sont toutes en inversion de relief, plus ou moins prononcée selon leur âge. Elle comprend en outre des dépôts de pences trachyandésitiques à trachytiques, remaniées ou non, ainsi que plusieurs générations d'avalanches de débris, dont celle de Fontenille (environ 1 Ma), qui apparaît sous forme d'une guirlande de lambeaux, s'étendant sur quelque 35 km de longueur depuis l'Ouest de Besse-en-Chandesse jusqu'à l'Est de Longues en rive droite de l'Allier.

Enfin, le volcanisme cénozoïque se termine par la mise en place de la mondialement célèbre Chaîne des Puys, dont une grande partie apparaît ici : entre le Puy de Mercoeur au Nord et le Tartaret au Sud. Cette partie comprend essentiellement des cônes stromboliens et des coulées de laves de trois types pétrochimiques : basaltiques, trachybasaltiques et trachyandésitiques, et, pour le reste des projections phréatomagmatiques et des pyroclastites de recouvrement. Ce volcanisme n'est probablement pas terminé et pourrait même se poursuivre par la mise en place d'un dôme trachytique avec une nuée ardente : quand ?

Les formations superficielles cénozoïques sont elles aussi extrêmement variées. Les dépôts gravitaires sont fréquents et variés, concernent des glissements de terrain et éboulements en masse dont le plus spectaculaire est celui de la Dent du Marais, de la solifluxion intense, des éboulis, et des colluvions soit hétérométriques, alimentées par une ou plusieurs des formations précédentes, soit argilo-graveleuses de bas de versants. Les dépôts alluviaux comprennent des alluvions fluviatiles, réparties en six générations (Fu à z), ainsi que des cônes de déjection. Des dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires, weichséliens, sont présents sur les versants, est et nord-est respectivement, des reliefs constitués par les massifs volcaniques du Mont-Dore et du Sancy, et en particulier dans le fond et sur les flancs de la vallée de la Couze de Chaudéfour, classée en Réserve Naturelle Nationale. De minces dépôts tourbeux d'altitude apparaissent localement sur ces mêmes versants. Enfin, des travertins, parfois spectaculaires comme celui de la Tête de Lion, se trouvent dans certaines vallées actuelles ; les travertins récents à actuels sont associés à des sources d'eaux minérales carbogazeuses dans les vallées de l'Allier, du Fredet et de la Couze Pavin. L'ancienne station thermale de Saint-Nectaire se trouve dans la vallée du Fredet. Des marais salés avec des plantes halophiles sont liés à certains travertins.

Les ressources en eau sont relativement abondantes grâce d'une part aux alluvions de l'Allier et de ses affluents, qui constituent un réservoir important pour l'alimentation en eau potable, et, d'autre part, aux reliefs, dus aux formations volcaniques et à la tectonique en horsts et grabens. Les substances utiles sont abondantes et variées. En revanche, les ressources minières sont faibles, avec de petits gîtes, qui n'ont plus le moindre intérêt économique dans la conjoncture actuelle, et des indices, concernant pour l'essentiel les substances suivantes : barytine, galène, or, fer, diatomite, gypse, lignite et bitume.

ABSTRACT

par J. Bernard

The 1:50 000 scale **Veyre-Monton** (n° 717) map sheet is fully located in the French department of Puy-de-Dôme (63), immediately to the south of the Clermont-Ferrand map sheet (n° 693). Geologically located in the north-central part of the French Massif Central, this territory is covered by extremely contrasted geological domains, for both their lithologies and ages.

The **Limagne fault**, a wide normal faults system striking in an overall north-south direction, divides the sheet into two parts of equivalent surface, but strongly contrasted in terms of geology:

- To the west, the **Dômes plateau** consists in two main geological domains: the Variscan crystalline basement made up of magmatic and metamorphic rocks; and the Cenozoic volcanic formations emplaced from various eruptive centers (Cézallier, Mont-Dore, Sancy and Chaîne des Puys).
- To the east, a small remnant of ferruginous paleosol attributed to the **Siderolithic**, the **Limagne d'Allier Tertiary sedimentary deposits**, as well as several **Cenozoic volcanic formations** overlie the Variscan basement which irregularly outcrops along some valleys. Tertiary to Quaternary volcanic flows and deposits from Mont-Dore, Sancy and the Chaîne des Puys volcanoes also reached the Limagne.

The **Variscan (Hercynian) basement** was structured about 420 to 300 Ma ago, when the convergence between the Gondwana and Laurussia plates was accommodated by the Hercynian orogeny, of which the Massif Central represents the largest outcropping area in France. The Veyre-Monton sheet illustrates the diversity of the Variscan country rocks, including:

- meso- to catazonal metamorphic formations of the Upper Gneiss Unit, composed of strongly migmatitic paragneisses – of diatexite type - and leptynite (ultra)mylonitized gneisses deformed along a dextral ductile shear zone striking N110 to 135°E;
- slices of sedimentary and/or volcanic Devono-Dinantian rocks, metamorphosed in the greenschist facies and sometimes affected by contact metamorphism;
- numerous polyphased intrusions of magmatic bodies, plutonic to subvolcanic, whose ages range from 365 to 315 Ma, approximately, and belonging to three main types of magmatic series: calc-alkaline s.s. for basic to acid rocks of Aydat type (365 Ma) and for intermediate to acidic rocks of St-Hérent type; calco-alkaline Mg-K (subalkaline) for the monzogranite of Royat-Theix type; and aluminopotassic for the granite-granodiorite of the Cournols-St-Nectaire type (352 ± 4 Ma), the oriented granite of the Chambon-sur-Lac type, and the late dykes of leucogranite.

A remnant of siderolithic paleosol, Jurassic to early Cretaceous, outcrops at Coudes.

Tertiary sedimentary deposits range from the Lower Oligocene to the Middle Miocene, and are mostly found within the large **Limagne d'Allier** graben basin, but also along small scattered basins of the Dômes plateau. The Limagne and these satellites were formed during the horst and graben tectonics associated with the Alpine orogeny.

- The oldest deposits are Lower Oligocene (**Rupelian**) in age and include a base conglomerate (visible only in one place), Striatelles limestones, various clays, sands, sandstones and arkoses, and finally papyraceous schists, marls and dolomitic limestones. The Late Oligocene (**Chattian**) deposits begin with green marl and Cypris clay-limestone sequences, with a border facies of marl and sandy limestones, and end with marl and caddisfly-reefs limestones.
- The Lower to Middle Miocene (**Aquitanian-Burdigalian**) deposits begin with silicified and millstone travertines, and include formations only described in the Gergovie plateau: the Aquitanian lacustrine marl limestones (filling the maar 1 crater), arkoses and marly limestones, locally brecciated; the Burdigalian, marls, clays and sands, quartzo-feldspathic or locally conglomeratic.

Cenozoic volcanic formations are extremely varied, in age (ranging from Lower Miocene to Holocene), composition and nature.

- The oldest volcanic formations are **Lower to Middle Miocene** in age (23 to 11 Ma with a paroxysmal phase around 16 Ma) and are described both in Limagne and in the Dômes plateau. They include numerous **peperite** maars-diatremes crosscutting the Oligocene sedimentary deposits, basalts s.l. (sometimes olivine-rich), and the specific structure of Puy de Saint-Sandoux, in Limagne, composed by nephelinite and basanite lavas as well as a rhönite-bearing pegmatitoid layer.
- **Upper Miocene** volcanism (8.3 to 5.3 Ma) only affects the Dômes plateau, and includes basaltic s.l. flows (sometimes ankaramitic) and the phreatomagmatic Montchalet diatreme.
- **Mio-Pliocene** sedimentary and/or volcanic formations also outcrop only on the Dômes plateau and include stocks of basalt s.l. and trachybasalt (sometimes peridotite nodules-bearing), the inter-basaltic

volcano-sedimentary complex of Saulzet-le-Froid, as well as fluvial alluvium underlying some of the basaltic s.l. flows.

♦ “**Premontdorian**” **Pliocene** volcanism (5.3 to 2.6 Ma) is represented by many entities on the Dômes plateau: the trachytic ash-pumice flow and the phreatomagmatic tuffs and breccias of Farges-type (4 Ma), porphyritic sanidine-trachyte domes from Voissière and Montmieu (3.8 Ma), flows of various types of basalt s.l., the Puy d’Alou trachybasalt dome (3.8 ± 1 Ma), as well as the remnants of the Strombolian cone of Puy de la Vigéral and its famous associated trachybasalt flow of “**Montagne de la Serre**” (3.4 Ma), a world-class example of inverted relief recently classified by UNESCO. The south of the map shows the northern end of the vast volcanic **Cézallier** plateau where various basanite flows (sometimes with peridotite nodules), doleritic basalt flows (4.2 to 3.1 Ma) and underlying alluviums (Pardines and Roca Neyra), as well as the hyaloclastic breccia of the Prady maar are outcropping. In the Limagne, the Puy de Corent complex is made up of a basalt flow s.l. and a Strombolian cone, both aged ~ 3 Ma.

♦ The eastern flank of the **Upper Pliocene - Lower Pleistocene** (3.2 to 1.8 Ma) **Mont-Dore stratovolcano** s.s. is located on the Veyre-Monton map sheet, and is represented by an exceptional variety of volcanic formations, locally associated with fluvial deposits, occasionally fossiliferous (plants, mammal remnants). The polyphased history of this volcano is characterized by several pyroclastic cycles, including the major rhyolitic ash-pumice event known as the “Grande Nappe” dated at ~ 2.77 Ma. The **Perrier plateau** exhibits a spectacular 120 m-thick set of debris avalanches deposits dated at ~ 2.6 Ma overlapping the “Grande Nappe”. Montdorian volcanism is also associated with the emplacement of porphyritic basaltic (locally called “*doréite*”) or differentiated (locally called “*sancyites*”) trachyandesites, various basalts, and rare tephriphonolite (locally called “*ordanchites*”). It ends with the emplacement of the trachyandesitic cinerites and pumiceous tuffs of Varennes and Lake Chambon, and the eruption of the Dent du Marais diatreme (breccias and basaltic tuffs).

In Limagne, in the northeastern corner of the sheet, **Lower Pleistocene** volcanism is also represented by the small inverted relief of the ankaramitic La Roche-Noire (1.2 to 0.8 Ma) and trachybasaltic to tephritic (porphyritic) Mirefleurs lava remnants.

♦ The northeastern flank of the **Lower to Middle Pleistocene** (1.1 to 0.24 Ma) **Sancy stratovolcano**, also located on the Veyre-Monton map sheet, includes as well a remarkable diversity in the volcanic formations, locally associated with underlying fluvial deposits: flows of basalt s.l. and porphyritic basaltic (locally called “*doréite*”) or differentiated (locally called “*sancyites*”) trachyandesites, more or less inverted in relief according to their age; deposits of trachyandesitic to trachytic pumice, sometimes reworked; several generations of debris avalanches deposits, including the Fontenille-type facies (about 1 Ma), outcropping over ~ 35 km as disconnected remnants.

♦ Finally, the Cenozoic volcanism ends with the emplacement of the famous **Chaîne des Puys**, part of the UNESCO World Heritage List since 2018. The southern third of this ~ 45 km-long line of about 80 monogenetic volcanoes is located on the Veyre-Monton map sheet, from the Puy de Mercœur to the North to the Tartaret to the South. It includes here Strombolian cones and **Holocene** lava flows of three main petrochemical types (basalt, trachybasalt and trachyandesite), phreatomagmatic projections (maar-types), and associated pyroclastic-fall covers. This volcanism, very recent over geological time, is not considered as extinct: the probability of a future eruption in the Chaîne des Puys cannot therefore, in our current state of knowledge, be totally ruled out.

The **Cenozoic superficial formations** are also extremely varied. Slope deposits (landslides, solifluxion, screes, and colluvium) are covering many of the most important reliefs of the map sheet. Six generations of alluvial deposits (Fu to z) were mapped, as well as alluvial cones. Glacial or fluvio-glacial deposits, Weichselian in age, are present on the eastern slopes of the Mont-Dore and Sancy volcanoes, in particular in the Couze de Chaudéfour National Reserve valley. Finally, travertine deposits are present, sometimes spectacular, and occasionally associated with carbonated mineral water sources, and/or salty wetlands where rare halophilic plants grow.

Freshwater resources are relatively abundant due to the alluvium nappes of the Allier (and tributaries) river, which represent a significant reservoir for the drinking supply of the region, and to the volcanic formations and “horst and graben” reliefs. The **mineral resources** are principally represented on the Veyre-Monton map sheet by a large and varied amount of quarry stones and material. Ore –mining-resources are on the contrary rare: small occurrences of no longer any economic interest are described for the following substances: barite, galena, gold, iron, diatomite, gypsum, lignite and natural bitumen.

*à la mémoire de Guy Camus (1941-1999), Alain de Goër de Herve (1937-2002)
et Pierre-Marie Vincent (1927-2014), géologues de l'Université de Clermont-Ferrand,
qui ont fait des levers sur la carte géologique de la France à 1/50 000 - feuille Veyre-Monton,
mais qui ont quitté notre monde avant la finalisation de cette carte et de sa notice*

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Veyre-Monton (n°717) à 1/50 000 se trouve entièrement dans le département du Puy-de-Dôme (63), immédiatement au Sud de celui de la feuille Clermont-Ferrand (n°693). Il est couvert par les deux cartes topographiques à 1/25 000 suivantes : Aydat-Saint-Nectaire (2532 Ouest) pour la moitié occidentale, Veyre-Monton (2532 Est) pour la moitié orientale.

Globalement l'altitude décroît d'Ouest en Est, depuis un maximum de 1 347 m, au sommet de la montagne de Pouly, en limite occidentale de la feuille, jusqu'à un minimum de 323 m pour la partie la plus aval de l'Allier, en limite nord-est de la carte. Le relief, relativement accentué, de la moitié occidentale de la feuille correspond au plateau des Dômes, armé par les cônes volcaniques quaternaires de la Chaîne des Puys dont les sommets culminent à plus de 1 000 m avec un maximum de 1 249 m pour le Puy de Mercœur en limite nord de la carte. Vers l'Est le plateau des Dômes est limité par la Limagne de l'Allier, au sein de laquelle se trouvent des appareils volcaniques tertiaires constituant des reliefs dont les sommets ont une altitude qui décroît globalement d'Ouest en Est : par exemple, 848 m au Puy de Saint-Sandoux, 745 m au plateau de Gergovie, 621 m au Puy de Corent en rive gauche de l'Allier, 496 m à la planète de La Roche Noire en rive droite de l'Allier.

Ce territoire est drainé pour l'essentiel par l'Allier, qui serpente du Sud vers le Nord à travers la partie la plus orientale de la carte, et par ses affluents, situés en rive gauche (ouest) en grande majorité. Les principaux de ces affluents sont, du Sud au Nord : la Couze Pavin, la Couze Chambon, la Monne et la Veyre, qui ont une direction proche d'Ouest-Est au sein du plateau des Dômes et s'incurvent vers le Nord-Est en arrivant dans la Limagne sauf pour la Couze Pavin qui demeure Ouest-Est jusqu'à son confluent avec l'Allier à Issoire. Seule la partie la plus nord-ouest de la carte ne fait pas partie du bassin versant de l'Allier mais de celui de la Sioule ; en effet, cette partie est drainée essentiellement par la Gorce, qui a une direction S-N sur le territoire de la feuille et qui se jette dans la Sioule à Pont-des-Eaux, à l'extrême nord-ouest de la carte.

La population humaine se trouve principalement dans la Limagne d'Allier, c'est à dire dans la moitié orientale de la feuille où se situent notamment les communes suivantes : La Roche-Blanche, Veyre-Monton, Saint-Amant-Tallende et Champeix, du Nord au Sud. Saint-Saturnin se trouve au centre de la feuille, à la limite entre la Limagne de l'Allier et le plateau des Dômes, sur une coulée de trachybasalte quaternaire qui a emprunté la vallée de la Veyre. Les bourgs de Saint-Saturnin et de Montpeyroux sont classés parmi les « plus beaux villages de France ».

Dans la moitié occidentale de la carte l'habitat est beaucoup plus dispersé et c'est au fond des principales vallées que se trouvent les plus gros bourgs : Aydat dans la vallée de la Veyre, au Nord ; Murol et Saint-Nectaire dans la vallée de la Couze Chambon, au Sud. La commune de Saint-Nectaire est connue pour ses sources pétrifiantes et pour les grottes du Cornadore, creusées par l'homme dans le granite, à l'époque gallo-romaine, pour y aménager des thermes.

La Limagne d'Allier est couverte de riches terres agricoles, consacrées aux cultures céréalières ou fruitières. Les zones de relief sont occupées soit par des forêts, soit par des pâturages pour les ovins et/ou les bovins. Ces derniers sont prédominants, notamment dans la zone d'appellation contrôlée du célèbre fromage de Saint-Nectaire, zone qui s'étend jusqu'à Cournols vers le Nord.

La Chaîne des Puys constitue un endroit privilégié pour le tourisme et s'intègre dans le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne dont le siège est situé au château de Montlosier sur la commune d'Aydat. Dans la partie la plus septentrionale de la feuille Veyre-Monton se trouvent les fameux cratères jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas, égueulés vers le Sud. De ces cratères est issue une longue coulée trachybasaltique qui s'étend jusqu'à Saint-Amant-Tallende vers l'Est ; à Aydat cette coulée a formé sur la Veyre un barrage naturel, limitant le plus grand lac d'Auvergne : sa superficie est de 65 ha et sa profondeur atteint 15 m. Plus au Sud, la coulée trachybasaltique issue du cône strombolien du Tartaret, à l'Ouest de Murol, s'étend sur une longueur de 22 km au fond la vallée de la

Couze Chambon, jusqu'à Neschers (« nez de la cheire »). Le cône strombolien du Tartaret a constitué au sein de la vallée fluvio-glaciaire de la Couze de Chaufour un premier barrage derrière lequel s'est formé le premier lac Chambon, puis en amont de ce cône le glissement en masse de la Dent du Marais ou Saut de la Pucelle a créé un deuxième barrage derrière lequel se trouve le lac Chambon actuel, d'une superficie de 50 ha.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Un faisceau de failles de direction générale Nord-Sud divise la carte de Veyre-Monton en deux parties à peu près égales en superficie, mais très différentes sur le plan géologique :

- À l'Ouest, le plateau des Dômes, constitué des deux principales entités géologiques suivantes :

- 1) Le socle varisque, qui comprend (i) des formations métamorphiques méso- à catazonales rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss, (ii) quelques panneaux de roches sédimentaires et/ou volcaniques dévono-dinantien, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact, et surtout (iii) des intrusions polyphasées de corps magmatiques, plutoniques à subvolcaniques.

Ce socle encaisse de rares filons de quartz et quelques dépôts sédimentaires cénozoïques de type Limagne.

- 2) Des formations volcaniques cénozoïques, comprenant :

- des vestiges de coulées « basaltiques » tertiaires, en inversion de relief, comme celle de la montagne de la Serre, et quelques cônes stromboliens plus ou moins démantelés,
- des entités tertiaires à quaternaires issues du volcan du Mont-Dore *stricto sensu*,
- des entités quaternaires issues du volcan du Sancy,
- de spectaculaires cônes stromboliens et coulées « basaltiques » faisant partie de la Chaîne des Puys, d'âge quaternaire.

- À l'Est, les dépôts sédimentaires et les formations volcaniques cénozoïques de la Limagne d'Allier, qui recouvrent un socle varisque affleurant sporadiquement le long des vallées de l'Allier, de la Couze Chambon et de la Couze Pavin. Les dépôts sédimentaires vont de l'Oligocène inférieur au Miocène inférieur. Les formations volcaniques sont en majorité tertiaires et en inversion de relief : plateau de Gergovie, Puy de Saint-Sandoux, cône strombolien du Puy de Corent et coulée de basalte associée, plateau de Perrier, etc. Trois coulées « basaltiques » quaternaires de la Chaîne des Puys sont descendues jusque dans la Limagne pour arriver jusqu'à Chanonat, Saint-Amant-Tallende et Neschers, par les vallées de l'Auzon, de la Veyre et de la Couze Chambon respectivement.

Enfin, des formations superficielles variées recouvrent localement une ou plusieurs des entités précédentes.

Socle varisque

Le socle varisque est constitué d'entités variées comprenant :

- des formations métamorphiques méso- à catazonales, plissées, rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss ;
- des formations sédimentaires et/ou localement volcaniques, d'âge dévonien à dinantien, métamorphisées dans le faciès schiste vert, plissées, plus ou moins schistosées et ayant fréquemment subi un métamorphisme thermique dû à des intrusions magmatiques ;
- des corps intrusifs, de géométrie et d'âge variables, constitués de roches magmatiques, plutoniques à subvolcaniques, de différentes compositions.

En outre, ce socle varisque encaisse 1) quelques filons de quartz qui posent le problème de leur(s) âge(s) de mise en place : tardivarisque, liasique ou ultérieur ? 2) quelques minces filons de barytine d'âge probablement liasique et 3) des filons ou des dômes de roches subvolcaniques cénozoïques qui ont alimenté le volcanisme contemporain.

Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss. Elles n'apparaissent que dans la partie sud-ouest de la carte et comprennent : (i) une diatexite mésocrate à grain moyen à biotite, fréquemment chloritisée, cordiérite généralement pinitisée, muscovite et rare sillimanite, et (ii) des gneiss leptynitiques à grain fin-moyen, à biotite, en majeure partie mylonitiques à

ultramylonitiques, dans une zone de cisaillement dextre de direction N135°E. Vers le Sud, la diatexite se rattache aux migmatites paradérivées de la carte de Besse-en-Chandes, tandis que la bande de gneiss leptynitiques se poursuit sur cette même carte en prenant une direction N100°E.

Formations dévono-dinantienne plus ou moins métamorphisées. Ces formations ne subsistent qu'en panneaux de taille variable, dispersés au sein des intrusions de roches plutoniques, dans la moitié occidentale de la carte. Elles sont constituées de roches variées dont la nature, l'âge et l'évolution tectono-métamorphique polyphasée sont discutés dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ». Les principaux panneaux sont ceux de Pont-des-Eaux et de Recoleine, dans l'angle nord-ouest de la carte, et de la Monne, au centre de la moitié occidentale de la carte.

Intrusions de roches plutoniques. Parmi les roches plutoniques, intrusives dans les formations dévono-dinantienne, les données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques permettent de distinguer trois principaux types d'association magmatique, d'âges différents :

- **Une association calco-alcaline *stricto sensu***, mésocrate à mélancrate, constituée de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, à amphibole et/ou biotite, et de roches basiques associées, formant le petit massif d'Aydat et ses satellites, datée à 365 Ma, c'est-à-dire du Dévonien supérieur, par la méthode $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur zircon (Pin, 1989).
- **Une association calco-alcaline magnésio-potassique ou subalcaline**, constituée d'un monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, formant, dans la partie septentrionale de la carte, le massif de Theix qui se poursuit vers le Nord, dans le secteur de Royat, sur le territoire de la feuille Clermont-Ferrand à 1/50 000 (Jeambrun *et al.*, 1973).
- **Une association alumino-potassique**, mésocrate à leucocrate, comprenant :
 - un granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite ou cordiérite, formant le massif de Cournols-Saint-Nectaire, intrusif dans les formations dévono-dinantienne et dans le massif plutonique calco-alcalin d'Aydat, et daté à 352 ± 4 Ma, soit du Tournaisien, par les méthodes U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite et U-Pb sur zircon (Cocherie, 2004) ; vers l'Est ce massif se poursuit sous la Limagne, en affleurant dans les secteurs de Champeix et de Coudes, au fond des vallées de la Couze Chambon et de l'Allier respectivement, puis est relayé par le vaste massif analogue de Saint-Dier-d'Auvergne, qui s'étend sur les territoires des feuilles Issoire, Thiers, Noirétable et Ambert ;
 - un granite mésocrate à subleucocrate à grain moyen, plus ou moins orienté, à deux micas et localement cordiérite pinitisée, de type Chambon-sur-Lac, apparaissant dans la moitié méridionale de la carte et se poursuivant vers l'Ouest sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic ; ce granite est mylonitique au sein d'une bande de direction N30°E passant sous le lac Chambon ;
 - des leucogranites de grain fin à moyen, à muscovite et fréquente biotite, plus localement cordiérite pinitisée et/ou tourmaline, intrusifs – sous forme de filons, sills ou petits stocks – dans l'ensemble des roches précédentes ; le faciès-type, qui se trouve dans la carrière de Manson, sur le territoire de la feuille Clermont-Ferrand à 1/50 000, a un âge pouvant aller du Viséen supérieur au Stéphanien d'après deux isochrones Rb-Sr (Piel, 1966), qui donnent un âge de 321 ± 13 Ma en roche totale plus biotite et de 317 ± 16 Ma en roche totale plus muscovite.

Filons et sills de roches subvolcaniques. Cinq types de roches subvolcaniques varisques ont été inventoriés :

- une microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole, liée spatialement et génétiquement aux massifs calco-alcalins de type Aydat ;
- un microgranite-granodiorite porphyrique à biotite, cisaillé, constituant des filons lenticulaires, situés le long de la vallée de la Monne et encaissés dans une série schisto-gréseuse dévono-dinantienne, à intercalations graphiteuses, métamorphisée en cornéennes à biotite ou à andalousite ;
- un microgranite porphyrique à biotite, constituant un filon de direction générale N145°E, à l'Ouest de Fohet, dans la partie centrale de la carte ;

- un microleucogranite porphyrique à biotite, formant trois filons recouvrant deux massifs de granitoïdes de type Cournols-St-Nectaire : deux filons, de directions N20° et N160°E au Nord de Champeix, et un épais filon de direction N70°E au Pougelet, au sein du horst de Saint-Yvoine ;
- un lamprophyre altéré à biotite, observé uniquement dans une carrière abandonnée, située au Nord de Ponteix, où il forme deux minces filons parallèles de direction N10°E, recouvrant une zone cataclasée du granite de Cournols–Saint-Nectaire, mais probablement présent ailleurs, sous forme de filons très altérés et/ou masqués par des formations superficielles.

Formations sédimentaires tertiaires de la Limagne et du plateau des Dômes

Sur la carte de Veyre-Monton se trouvent d'abondantes formations sédimentaires continentales dont l'âge de dépôt va du début de l'Oligocène inférieur à la fin du Miocène inférieur, soit de 34 à 16 Ma. La grande majorité de ces formations se trouve dans le bassin de la Limagne d'Allier c'est-à-dire dans le tiers le plus oriental de la carte, où elles ne semblent que rarement reposer sur un paléosol ferrugineux sidérolithique, observé uniquement dans la partie orientale de la feuille, en rive droite de l'Allier, à Coudes où il a une épaisseur inférieure à 10-20 m ; les datations par paléomagnétisme démontrent que les phases d'altérations à l'origine du « sidérolithique » sont d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur. En général la couverture est directement en contact – normal ou faillé – avec le socle varisque, mais le contact n'est que rarement visible à l'affleurement.

Cependant, de nombreux petits bassins isolés se trouvent également à l'Ouest de la faille bordière de cette Limagne, c'est-à-dire au sein du plateau des Dômes et cela dans deux secteurs de la carte : pour l'essentiel dans un large quart sud-ouest, et, pour une infime partie, dans l'angle nord-ouest, au sein du fossé d'Olby. Ce fossé se poursuit sur les trois feuilles adjacentes : Bourg-Lastic, Pontgibaud et Clermont-Ferrand. Il est rempli de formations argilo-sableuses, blanches à rouges, rapportées à l'Oligocène.

Le bassin des Limagnes se caractérise par des dépôts de type lacustre et fluviatile, avec une sédimentation carbonatée, argileuse, évaporitique et bitumineuse et une sédimentation détritique à sables quartzo-feldspathiques ou à chailles, arkoses et conglomérats.

Volcanisme tertiaire

Il concerne toute l'étendue du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 et comprend une grande variété de types de formations et de contenus pétrochimiques.

Volcanisme basique du Miocène inférieur à moyen (23 à 11,6 Ma). D'après la géochronologie relative et quelques datations radiométriques l'activité volcanique a débuté au Miocène inférieur, il y a environ 23 Ma. Ce volcanisme comprend de nombreux maars-diatrèmes de pépérites, cantonnés dans la moitié orientale de la carte et pour l'essentiel dans la Limagne d'Allier où les structures recouvrent à l'emporte-pièce des sédiments tertiaires, oligocènes et/ou miocènes. La mise en place des pépérites est accompagnée ou suivie de celle de basaltes s.l. non seulement dans la Limagne d'Allier, mais également dans une grande partie du plateau des Dômes car vers l'Ouest ces basaltes se trouvent jusqu'à Fallateuf, à l'Ouest de Fontfreyde dans la partie nord de la carte Veyre-Monton, et jusqu'à Murol dans l'angle sud-ouest de cette carte. Ces entités « basaltiques » constituent d'une part des coulées et des lacs de lave, en inversion de relief, et d'autre part des culots, des filons, des sills ou des cheminées déchaussées par l'érosion. Le paroxysme de ce volcanisme se situe vers 16 Ma, c'est-à-dire à la limite entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen, âge probable de la célèbre coulée de « basalte » du plateau de Gergovie, située de part et d'autre de la limite Ouest-Est entre les cartes de Veyre-Monton et de Clermont-Ferrand.

En Limagne se trouve en outre une structure volcanique particulière : celle du Puy de Saint-Sandoux s.l., constituée de néphélinite à olivine et analcime, pegmatitoïde à rhönite et basanite.

Volcanisme basique du Miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma). Des entités volcaniques mafiques du Miocène supérieur sont présentes au sein du plateau des Dômes, d'une part dans la partie la plus occidentale du quart nord-ouest de la carte et, d'autre part, dans le quart sud-ouest où deux datations radiométriques de basalte ankaramitique par la méthode K/Ar donnent les âges suivants : 8,3 à 7,5 Ma pour la coulée basale du Puy de Bessolles ; 5,9 Ma pour la coulée sommitale du Puy de Roussat (Santoire, 1976). En dehors de ces deux basaltes ankaramitiques, le volcanisme

basique du Miocène supérieur est représenté, au sein de la planète inférieure d'Aurières, par des mélanéphélinites et des basaltes.

Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes. Sur le plateau des Dômes se trouvent quelques formations sédimentaires et/ou volcaniques dont l'âge est supposé se situer autour de la limite de 5,3 Ma entre le Miocène et le Pliocène. Sur le territoire de la carte Veyre-Monton, les formations mio-pliocènes du plateau des Dômes sont peu développées et comportent (i) de petits pointements de basaltes s.l. ou de leucobasalte, à l'Ouest du hameau de Saignes, dans la partie nord du quart sud-ouest de la carte, (ii) le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid et (iii) des alluvions fluviatiles, sablo-argileuses, situées sous des coulées de basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux, dans le quart sud-ouest de la carte.

Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviatiles pliocènes « prémontdoriens » du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma). Le Cézallier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre le Mont-Dore-Sancy et le Cantal. Son extrémité septentrionale se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, dans un secteur allant du Puy de Bessolles à l'Ouest jusqu'à Sauvagnat-Ste-Marthe et Roca Neyra à l'Est, en passant par Creste au milieu. Dans ce secteur le volcanisme du Cézallier est représenté par des coulées de basaltes s.l., comportant des basanites – avec ou sans nodules de périclase – et des basaltes doléritiques, ainsi que par le maar de Prady.

Dans le cas exceptionnel du plateau de Perrier, J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations alluviales successives, numérotées de F1 à F10. Les deux premières sont prémontdoriennes et sous-jacentes aux coulées volcaniques de Pardines pour F1 et de Roca Neyra pour F2.

Volcanisme pliocène « prémontdorien » du plateau des Dômes (5,3 à 3,4 Ma). Sur le plateau des Dômes, le volcanisme du Pliocène est représenté par des formations variées :

- l'écoulement cendro-ponceux trachytique et les tufs et brèches phréatomagmatiques des Farges à l'Est de St-Nectaire ;
- les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie, dans l'angle sud-ouest de la carte ;
- des vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées, des coulées de divers basaltes s.l. en inversion de relief ;
- le cône strombolien du Puy de la Vigéral et la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, datée à 3,4 Ma et en spectaculaire inversion de relief.

Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (environ 3 Ma). Dans la partie orientale de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, se trouve – en inversion de relief – une entité volcanique particulière : celle du Puy de Corent. Cette entité comprend (i) un cône strombolien, situé dans sa partie sud-ouest et constituant le Puy de Corent proprement dit, qui culmine au point coté $z=621$ m, et (ii) une coulée de basalte, issue de ce cône et s'étendant pour l'essentiel vers le Nord-Est en direction du bourg de Corent. Trois datations radiométriques par la méthode K-Ar (Baubron et Cantagrel, 1983) donnent un âge se situant autour de 3 Ma.

Volcanisme tertiaire à quaternaire

Volcanisme pliocène supérieur à pléistocène inférieur du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma). Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se trouvent de nombreuses formations volcaniques rattachées – spatialement et génétiquement – à l'édifice du Mont-Dore s.s., ainsi que des dépôts alluviaux fluviatiles, parfois fossilières, qui se trouvent localement sous ou au sein de certaines des formations volcaniques, comme c'est notamment le cas dans l'angle sud-est de la carte où se trouve l'extraordinaire site du plateau de Perrier ; sur ce site le volcanisme a permis non seulement de préserver les dépôts fluviatiles, mais encore de les caler dans le temps grâce à des datations radiométriques.

Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) et les tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe", sous-jacents, constituent des lambeaux, d'extension et d'orientation variables, répartis sur une grande partie de la présente carte. Ces lambeaux sont actuellement en inversion de relief, plus ou moins prononcée selon les endroits. Les dépôts ont été canalisés dans des paléovallées, qui par rapport aux vallées actuelles sont soit grossièrement parallèles, soit franchement obliques.

Volcanisme quaternaire

Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne. Dans la partie la plus nord-est de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, ce volcanisme est représenté par trois petits lambeaux de coulées en inversion de relief : le lambeau d'ankaramite de La Roche-Noire (1,2 à 0,8 Ma) et les deux lambeaux de Mirefleurs dont la composition va d'un trachybasalte à une téphrite (Cheguer, 1996) et qui ont probablement un âge analogue à celui de l'ankaramite de La Roche-Noire.

Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées. Le volcanisme du Sancy suit de près celui du Mont-Dore et comprend également une grande variété de formations. Ces formations, pour la plupart en inversion de relief, comprennent :

- d'une part, divers types de trachyandésites porphyriques, d'un âge allant de 0,90 à 0,24 Ma, cantonnées dans l'angle sud-ouest de la carte Veyre-Monton ;
- d'autre part, des entités de lithologie et d'extension variables dont les plus importantes sont les lambeaux de dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma), qui s'étendent sur quelque 35 km de longueur depuis l'angle sud-ouest de la carte jusqu'à l'Est de Longues en rive droite de l'Allier ; ces dépôts recouvrent localement soit des alluvions fluviatiles, soit les pences trachyandésitiques à biotite, remaniées de Coudes (environ 1 Ma).

Des lambeaux de dépôts d'avalanche de débris plus jeunes et de faible extension se trouvent en rive gauche de la Couze Chambon, d'une part à l'Ouest de Montpeyroux (< 0,58 Ma ?) et, d'autre part, à l'Ouest et au Sud de Coudes. Les autres lithologies présentes sont :

- le basalte peu porphyrique de la planète de Courbanges (1 Ma ?), dans l'angle sud-ouest de la carte ;
- le trachybasalte de type coulée inférieure de la carrière du Cheix (0,9 Ma K/Ar) ;
- des pences et cendres trachytiques de type carrière du Cheix et de Neschers (0,8 Ma K/Ar ; 0,6 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ;
- un trachybasalte de type coulées supérieures de la carrière du Cheix et de Creste (0,6 Ma K/Ar) ;
- des basaltes s.l. porphyriques à olivine et clinopyroxène de type chapelle d'Anciat (0,5 Ma K/Ar).

Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma). Dans la partie occidentale de la carte de Veyre-Monton se trouvent :

- la partie méridionale de l'ensemble principal de la mondialement célèbre Chaîne des Puys, partie qui va du Puy de Mercœur au Nord à la Narse d'Espinasse au Sud ;
- deux volcans isolés situés plus au Sud : le Puy de Monténard et le Tartaret, qui ne figurent pas sur la carte volcanologique à 1/25 000 de la Chaîne des Puys - 5^e édition, mais sont décrits dans sa notice explicative (Boivin *et al.*, 2009).

Il n'y a pas de dôme trachytique de type Puy de Dôme, mais des cônes stromboliens avec des coulées de laves et des saupoudrages de lapilli associés, ainsi que des cratères de maar avec un croissant ou un anneau pyroclastique associé. Les analyses chimiques compilées dans le cadre du DEA de J.-B. Rosseel (1996) ont permis de distinguer trois classes pétrochimiques : basalte, trachybasalte et trachyandésite, toutes les trois présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton.

La plupart des entités de la Chaîne des Puys datent du Pléistocène supérieur, mais certaines – y compris sur le territoire de la présente carte – ont un âge < 11 700 ans et datent corrélativement de l'Holocène.

Formations superficielles cénozoïques

En raison de la grande variété lithologique des entités géologiques, du relief relativement escarpé – lié au rift de la Limagne (et à la tectonique corrélative en horsts et grabens) qui a débuté à l'Éocène supérieur – et des variations climatiques, des formations superficielles cénozoïques de nature variée et d'extension variable se trouvent sur le territoire de la carte Veyre-Monton à 1/50 000.

Dans l'état actuel des connaissances il n'est pas fiable d'établir une chronologie générale des dépôts superficiels, de sorte que la légende est établie par types de dépôt, avec cependant pour certains types une chronologie relative.

Dépôts gravitaires. Sur la feuille de Veyre-Monton, nous avons différencié dans ce type de dépôt : les zones à forte solifluxion, les colluvions, les éboulis et les glissements de terrains et éboulements en masse.

Les larges vallées glaciaires des massifs du Sancy et du Mont-Dore présentent des caractéristiques propices aux glissements. Les glissements les plus marquants, sont ceux de Pardines, de la Dent du Marais, de la colline du château de Murol et de Champsiaux, tous situés dans la partie la plus méridionale de la carte. Le glissement le plus spectaculaire se situe au Nord-Est du lac Chambon, dans l'angle sud-ouest de la carte, où se dresse une imposante muraille de 90 m de hauteur : la Dent du Marais ou Saut de la Pucelle ; cette falaise constitue la niche d'arrachement d'un éboulement en masse, qui s'est propagé vers le Sud jusqu'à la bordure orientale du lac Chambon. Cet évènement, daté à 2 600 ans BP (Before Present ou plus précisément Before 1950 AD), c'est à dire à - 650 ans, correspond à la mise en place instantanée de 7×10^6 m³ et ce volume considérable a eu pour conséquence de barrer la vallée de la Couze une deuxième fois – après le volcan du Tartaret – créant ainsi l'actuel lac Chambon.

Des éboulis, anciens ou récents, se trouvent au pied d'escarpements rocheux, constitués notamment de formations volcaniques en inversion de relief.

Sur toute l'étendue de la carte, au pourtour de reliefs plus ou moins accentués, se trouvent des colluvions hétérométriques, qui sont différenciées en fonction des diverses formations qui les alimentent principalement. Les colluvions de basaltes s.l. sont les plus représentées sur la carte ; elles se situent notamment au pourtour de chacun des pointements volcaniques de la Limagne (Puy de Corent, Puy Giroux, Puy de Saint-Sandoux, etc.) et drapent les versants des coulées en inversion de relief (montagne de la Serre, mésa de Pardines au Nord du plateau de Perrier, etc.).

Enfin, des zones de solifluxion intense sont délimitées localement.

Dépôts fluviatiles. Certains dépôts d'alluvions fluviatiles cénozoïques sont bien calés dans le temps grâce aux datations radiométriques réalisées sur les formations volcaniques sus-jacentes, de sorte que ces dépôts sont placés au niveau de ces formations volcaniques dans la légende et décrits dans les chapitres correspondants de la notice. C'est en particulier le cas pour le plateau de Perrier, dans l'angle sud-est de la carte, où J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations fluviatiles successives, numérotées de F1 à F10, les deux premières étant prémontdoriennes, sous-jacentes à des coulées volcaniques basiques du Cézallier nord, et les huit suivantes intercalées dans des formations montdoriennes, avec pour certaines une composante lacustre et/ou des intercalations de cinérites.

Les autres dépôts fluviatiles sont différenciés de façon classique en fonction de leur altitude relative, avec une notation allant de **Fu** pour les alluvions des terrasses les plus hautes à **Fz** pour les alluvions récentes à actuelles. Ces dépôts comprennent en outre des cônes de déjection, délimités sur la carte avec la notation **Jy-z**.

Dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires. Ces dépôts se trouvent au Sud d'Aurières, dans la partie la plus occidentale de la carte. Ils sont attribués au Weichsélien (ou Würm) et comprennent d'une part des vestiges de moraines et, d'autre part, des formations déposées dans des vallées glaciaires, mais en majeure partie masquées par des alluvions fluviatiles récentes à actuelles, déposées dans les cours d'eau qui empruntent ces anciennes vallées glaciaires, dont la plus célèbre est celle de la Couze de Chaudéfour, classée en Réserve Naturelle Nationale depuis 1991.

Tourbières. De petites tourbières d'altitude, récentes à actuelles, sont présentes dans la partie occidentale de la carte, soit dans des vallons au sein de placages morainiques weichséliens, soit au fond de dépressions circulaires, correspondant à des maars de la Chaîne des Puys.

Travertins. Des travertins « anciens », âgés de 60 à 180 ka, se situent dans la partie la plus orientale de la carte, aux alentours du confluent de la Couze Chambon avec l'Allier, au Nord et au Sud de Coudes. Des travertins récents à actuels sont liés à des sources qui émergent à la faveur de fractures au sein de massifs de granitoïde mésocrate de type Cournols–Saint-Nectaire, dans les vallées du Fredet, de la Couze Chambon, de la Couze Pavin et de l'Allier.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La carte à 1/50 000 de Veyre-Monton s'inscrit entièrement dans le cadre de la carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) qui a fait l'objet de quatre éditions :

- 1^{ère} édition : M. Lévy (1887),
- 2^{ème} édition : M. Lévy, A. Lacroix, P. Glangeaud et J. Giraud (1909),
- 3^{ème} édition : G. Garde et L. Glangeaud (1939),
- 4^{ème} édition : J. Goguel (1962).

Parmi les huit cartes géologiques à 1/50 000 entourant celle de Veyre-Monton, sept sont déjà éditées et une est en cours de finalisation :

692 Pontgibaud Hottin <i>et al.</i> , 1989	693 Clermont-Ferrand Jeambrun <i>et al.</i> , 1973	694 Thiers Jeambrun <i>et al.</i> , 1976
716 Bourg-Lastic Brousse <i>et al.</i> , 1981	717 Veyre-Monton	718 Issoire Saint-Joanis <i>et al.</i> , 1982
740 La Tour-d'Auvergne Brousse <i>et al.</i> , 1990	741 Besse-en-Chandesse Sortie prévue en 2023	742 St-Germain-Lembron Prognon <i>et al.</i> , 2012

Le socle varisque a fait l'objet, entre autres, des diplômes universitaires suivants :

- le DES de K.-T. Piel (1966) sur le granite de Manson, comportant une carte géologique à 1/9 000 d'un secteur à cheval sur les feuilles Veyre-Monton et Clermont-Ferrand à 1/50 000 ;
- la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) sur les formations métamorphiques dévono-dinantien et les roches plutoniques de la région sud-ouest de Clermont-Ferrand, avec des cartes géologiques à 1/25 000 de deux secteurs situés dans la partie nord-ouest de la feuille Veyre-Monton : Aydat-vallée de la Monne et Pont-des Eaux-Nébouzat ;
- la thèse de C. Pin (1989), comportant un chapitre sur le plateau des Dômes (p. 209-213).

Les火山ismes des parties des massifs du Mont-Dore s.s. et/ou du Sancy situées sur le territoire de la feuille Veyre-Monton ont fait l'objet des thèses de J.-C. Besson (1978) et M.-H. Ly (1982), de publications de J.-C. Besson *et al.* (1977, 1979) et d'une synthèse volcanologique inédite de P. Labazuy *et al.* (2004). Cette synthèse, réalisée dans le cadre du présent projet de cartographie, ne concerne qu'un petit secteur, situé au Nord de Saint-Nectaire.

Les formations sédimentaires et volcaniques du plateau de Gergovie, situées de part et d'autre de la limite Ouest-Est entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand et de Veyre-Monton, sont notamment décrites dans les publications de J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008) et de G -A. Valentine et B. van Wyk de Vries (2014).

Le volcanisme de la Chaîne des Puys, dont une partie s'étend sur une large moitié occidentale de la feuille Veyre-Monton, a fait l'objet d'une carte géologique à 1/25 000 « Volcanologie de la Chaîne des Puys », parue en 6 éditions, accompagnées chacune d'une notice explicative :

- 1^{ère} édition : G. Camus *et al.* (1975),
- 2^{ème} édition : A. de Goërs de Herve *et al.* (1983),
- 3^{ème} édition : A. de Goërs de Herve *et al.* (1991),
- 4^{ème} édition : P. Boivin *et al.* (2004),
- 5^{ème} édition : P. Boivin *et al.* (2009),
- 6^{ème} édition : P. Boivin *et al.* (2017).

Les trois dernières éditions prennent en compte les résultats de 400 analyses géochimiques de roches volcaniques, réalisées dans le cadre du DEA de J.-B. Rosseel (1996) et financées par le BRGM.

En 1982 la COGEMA a réalisé en Limagne Sud une campagne de 11 forages dont les logs à 1/1 000 ont été établis à partir de l'observation des cuttings et de diagraphies.

Enfin, de nombreux auteurs ont réalisé des études ponctuelles sur des sujets spécifiques, comme par exemple la célèbre séquence fluviatile plio-pléistocène du plateau de Perrier, qui constitue un site exceptionnel grâce à son recouvrement et, corrélativement, sa préservation par des formations volcaniques provenant des massifs cénozoïques du Mont-Dore ou du Cézallier. Parmi les nombreuses publications concernant ce site extraordinaire la plus ancienne est celle de A. Michel-Lévy et E. Munier-Chalmas (1889), alors que les plus récentes sont celles de J.-F. Pastre (2004, 2005), B. Bernard *et al.* (2009) et S. Nomade *et al.* (2012, 2014a-b, 2017), qui contiennent de nombreuses références aux travaux antérieurs et dont nous avons largement tenu compte pour la rédaction de la présente notice.

Parmi les autres publications prises en compte il y a notamment :

- le DEA de E. de Goërs de Herve (1992) sur les formations glaciaires et post-glaciaires,
- la publication de J.-J. Macaire *et al.* (1992) sur l'histoire polyphasée de la genèse du lac Chambon,
- la publication de N. Vidal *et al.* (1996) sur la déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique,
- la publication de J. Dejou et V. Loiseau (1983) sur les sols bruns acides développés sur des granites.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La réalisation de la carte géologique de la France à 1/50 000 – feuille Veyre-Monton est une longue histoire, étalée sur plus de 40 ans. En effet, les leviers géologiques ont débuté en 1971 et ne se sont terminés qu'en 2014, tandis que les finalisations de la carte et de sa notice datent de fin 2017. Chacun des quarts de la feuille a son histoire particulière.

Quart nord-ouest (Veyre-Monton 1-2). G. Camus et A. de Goërs de Herve, maîtres de conférences à l'Université de Clermont-Ferrand, en ont levé la majeure partie. G. Camus a levé la partie Chaîne des Puys en 1971-74, puis B. Tricot a levé l'angle sud-ouest en 1976. A. de Goërs de Herve a révisé et complété le tout en 1977-78 et 1983, et a remis au BRGM, en décembre 1983, une maquette à 1/25 000 et une légende concernant ce quart nord-ouest. Cependant, cette maquette était incomplète : il manquait (i) l'essentiel de la partie sud-ouest et (ii) le socle varisque de la partie la plus sud-est.

G. Camus est décédé le 19 juin 1999, l'année de sa retraite. A. de Goërs de Herve a pris sa retraite en 1997, puis est décédé le 19 juin 2002 sans avoir pu terminer son travail cartographique et sans avoir écrit la moindre ligne de notice explicative. P. Chèvremont, ingénieur-géologue au BRGM-Orléans, a complété le levier du socle en 2004 puis en 2012, et a intégré les nouvelles données figurées sur la carte de la Chaîne des Puys à 1/25 000 – 5^e édition (P. Boivin *et al.*, 2009).

En 2013, F. Prognon (BRGM) a fait des leviers les formations superficielles, glaciaires notamment, à l'Ouest de Saulzet-le-Froid dans l'angle sud-ouest de VM1, pour compléter la maquette d'A. de Goërs de Herve dans ce secteur.

Quart sud-ouest (Veyre-Monton 5-6). J.-C. Besson en a levé la totalité, en 1973-77, dans le cadre de sa thèse (1978) et a dessiné, en 1977, une maquette à 1/25 000, remise au BRGM accompagnée d'une légende incomplète. Des leviers complémentaires ont été réalisés d'une part sur le socle varisque et les formations volcaniques par A. de Goërs de Herve en 1983, et, d'autre part, sur les formations volcaniques par M.-H. Ly en 1982-1983. Cependant, seule la partie la plus orientale du quart sud-ouest avait fait l'objet d'une révision cartographique, sur la maquette de M.-H. Ly concernant le quart sud-est.

De 1995 à 2002, des étudiants de maîtrise à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand ont effectué des stages de cartographie, qui ont fait l'objet de rapports écrits (*in* Labazuy *et al.*, 2004). En 2004, une compilation de toutes les données antérieures et de nouveaux leviers de terrain ont abouti à une synthèse volcanologique du versant oriental du stratovolcan du massif du Mont-Dore, accompagnée d'une maquette à 1/25 000 couvrant le secteur de St-Nectaire, dans la partie septentrionale de la zone Veyre-Monton 5-6. Les auteurs de cette synthèse sont : P. Labazuy, du Laboratoire Magmas et Volcans du CNRS de Clermont-Ferrand, F. Souquière, de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, et J.-C. Besson, de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

P. Marteau, géologue au BRGM, a prospecté et cartographié les tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe » dans les secteurs de St-Nectaire et de Mareuge.

P. Chèvremont a revu et complété, en 2004 puis en 2009-2014, le socle varisque ainsi que les entités volcaniques et les formations superficielles.

Moitié orientale : quarts nord-est et sud-est (Veyre-Monton 3-4 et 7-8). R. Bouiller, géologue BRGM puis collaborateur du Service de la carte géologique de la France, a levé, en 1975-76, la majeure partie de la moitié orientale, c'est à dire les formations sédimentaires et superficielles de la Limagne d'Allier, ainsi qu'une partie des entités volcaniques de cette Limagne, et a remis au BRGM, en novembre 1976, une maquette à 1/25 000 et une légende concernant ces formations. D. Giot, géologue des formations sédimentaires au BRGM, a mis à jour cette légende en 2004.

Malgré une révision de R. Bouiller en 1979, il restait à compléter cette maquette pour le socle varisque et pour les formations volcaniques cénozoïques. Ces dernières comprennent d'une part les terminaisons orientales de deux coulées quaternaires, issues de la Chaîne des Puys et bien délimitées sur la carte volcanologique à 1/25 000 de cette Chaîne (5^e édition en 2009), et, d'autre part, des appareils tertiaires, dispersés dans la Limagne, qui ont fait, entre 1975 et 1982, l'objet de leviers ponctuels par trois étudiants de l'Université de Clermont-Ferrand :

- B. Tricot en 1976 et J.-C. Besson en 1978-79, pour le quart nord-est ;
- M.-H. Ly, en 1982-83, pour quelques appareils du quart nord-est, et, en 1975-82, pour tous les appareils du quart sud-est et leur contexte géologique, travail qui a abouti à la remise au BRGM, en décembre 1983, d'une maquette à 1/25 000, accompagnée d'une légende, couvrant l'intégralité du quart sud-est et débordant légèrement sur le quart sud-ouest.

Pour les formations alluviales ou volcano-sédimentaires de cette moitié orientale nous avons en outre pris en compte des éléments cartographiques et des descriptions issus de travaux de J.-F. Pastre (2004, 2005).

L'Institut Polytechnique Lasalle Beauvais a apporté sa contribution à travers trois Mémoires d'Aptitude à la Géologie, concernant :

- en 2006-2007, un inventaire des terrains sédimentaires cénozoïques de la Limagne de l'Allier, par B. Perriaux et R. Rateau (2007) ;
- en 2007-2008, une cartographie, des altérites développées sur le socle varisque ou sur des roches volcaniques, et, d'autre part, des formations argileuses sédimentaires, par C. Capbarat (2008) et L. Revel (2008).

P.-M. Vincent, décédé le 10 avril 2014, a réalisé une carte inédite des formations volcaniques et sédimentaires du plateau de Gergovie et les a décrites dans une notice également inédite ; nous reprenons ici ses principales données.

En 2004 puis en 2009-2011, P. Chèvremont a levé le socle varisque du quart nord-est et a revu et complété les leviers de ce socle pour le quart sud-est. Enfin, en 2013-14 P. Chèvremont a complété le lever des formations volcaniques tertiaires du quart nord-est.

Synthèses cartographiques. En 2003, C. Duteil, dessinateur au BRGM-Orléans, a réduit à 1/50 000 les maquettes mentionnées ci-dessus et a reporté les contours géologiques sur un cronaflux du fond IGN de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000. En 2010, P. Chèvremont a corrigé et complété ce cronaflux en intégrant les données acquises en 2004 puis en 2009-2010 et en 2013-2017 il a révisé et complété les contours avec l'aide de H. Berthier, infographiste au BRGM.

Auteurs de la notice. P. Chèvremont est le coordonnateur de la notice et a en rédigé la majeure partie. Les autres rédacteurs sont nommés en tête de chacun des chapitres. Dans de nombreux paragraphes se trouvent des textes et/ou des figures, empruntés à des auteurs de thèses et/ou de publications, en citant à, chaque fois les auteurs concernés et les dates des ouvrages, dont les références sont données dans la bibliographie.

Un grand remerciement à Pierre Boivin, professeur émérite, rattaché au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de l'Université Clermont Auvergne - CNRS - IRD, OPGC, qui a relu et amendé les nombreux chapitres concernant la description des terrains volcaniques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE VARISQUE

par Philippe Chèvremont

Formations métamorphiques méso- à catazonales de l'Unité Supérieure des Gneiss

M². Diatexite mésocrate à grain moyen à biotite, fréquemment chloritisée, cordiérite généralement pinitisée, muscovite et rare sillimanite. Ce type de migmatite, proche d'un granite, n'apparaît que dans l'angle sud-ouest de la présente carte, sous forme de petits corps séparés en surface par des coulées de basaltes s.l. mais constituant très probablement un massif continu en profondeur. Vers le Sud, sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (à paraître), cette diatexite fait partie des « migmatites paradérivées » rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss.

D'Ouest en Est, cette diatexite affleure :

- au Nord et Nord-Est de Courbanges, dans les vallées des ruisseaux du Cheix et de Courbanges respectivement ;
- au Sud de St-Victor-la-Rivière, dans la vallée du ruisseau de Malvoisière.

Dans les vallées des ruisseaux du Cheix et de Courbanges, la diatexite est en majeure partie massive, proche d'un granite, et altérée avec des placages d'hydroxydes de fer sur les plans de fractures. La taille de grain varie entre 1 et plusieurs mm ce qui permet de distinguer macroscopiquement du quartz, des feldspaths, de la biotite et de la cordiérite, verdâtre par suite son altération en pinite.

Les meilleurs affleurements rocheux se trouvent à l'Ouest du hameau de Chomeilles, en rive droite (nord) du ruisseau de Malvoisière, dans le talus nord d'une piste et sur cette piste ($x=647,22$ à $647,37$; $y=2060,43$ à $2060,52$). Ils montrent une diatexite soit massive, soit amygdalo-rubanée, les amygdales et les rubans lenticulaires correspondant à des amas, plus ou moins étirés, constitués de cordiérite, plus biotite plus parfois muscovite, et noyés dans une phase quartzo-feldspathique leucocrate. Plus à l'Ouest, dans le talus nord de la route D 5, la roche est fortement altérée à complètement arénisée, donnant un faciès qui va d'une isaltérite à une allotérite. Plus à l'Est, au Sud du hameau de Chatelguizon, la diatexite renferme des niveaux de puissance métrique formés d'un gneiss leptynitique (ζ^4) puis disparaît pour laisser place à une barre massive de gneiss leptynitique fracturé qui forme un piton rocheux en rive droite du ruisseau ($x=648,92$; $y=2060,22$).

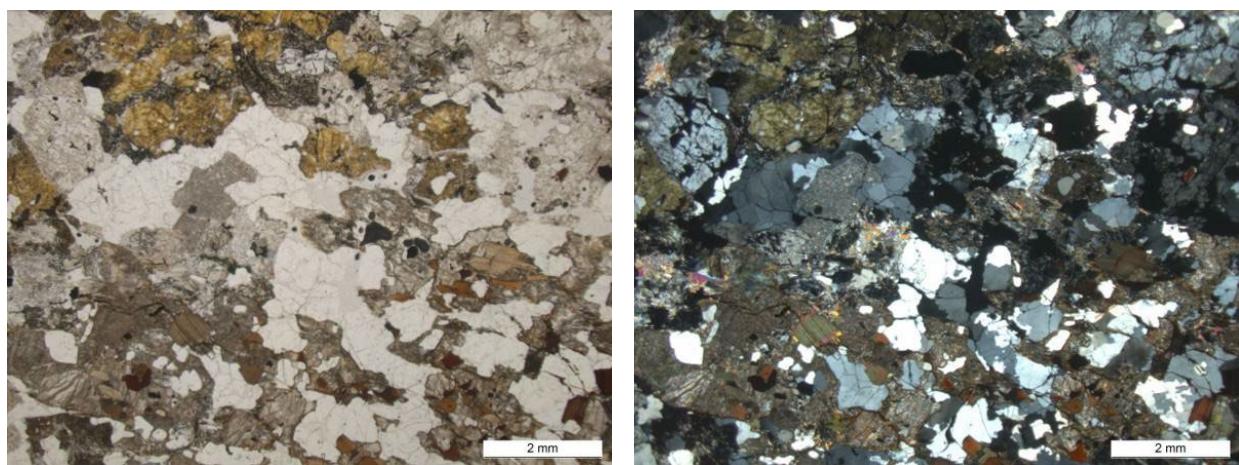


Fig. 1 - Microphotographies 5D23a - LM C56864 : phase leucocrate de la diatexite rubanée 5D23.

L'étude microscopique d'un faciès amygdalo-rubané montre que la phase leucocrate a une texture hypidiomorphe à grain moyen (≤ 4 mm) et une composition de leucogranite (Fig. 1) : plagioclase subautomorphe, plus ou moins sérichtisé ; orthose xénomorphe, colorée en jaune¹ ; quartz en plages de taille variable, à extinction onduleuse et sous-grains.

¹ La coloration sélective du feldspath potassique en jaune est obtenue en trempant la lame mince non couverte dans du cobaltinitrite de sodium, après attaque aux vapeurs de HF sous hotte aspirante

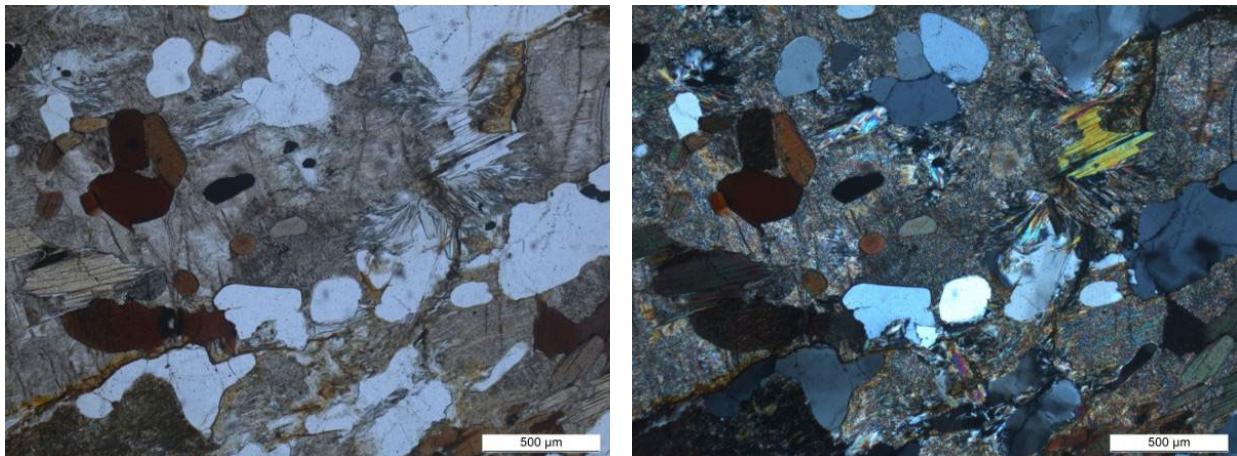


Fig. 2 - Microphotographies 5D23b - LM C56864 : amas de cordierite pinitisée + biotite + muscovite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

Les amas de silicates alumineux (fig. 2) sont constitués des minéraux suivants : cordierite, prépondérante et plus ou moins pinitisée ; biotite brun-rouge, en lamelles aux contours déchiquetés, à inclusions sporadiques de zircon, monazite, apatite, et localement altérée en chlorite plus minéraux de fer et/ou titane plus parfois mica blanc secondaire ; muscovite primaire accessoire.

Par ailleurs, le faciès de diatexite rubanée se trouve localement en enclaves, de taille variable, au sein du granite de type Chambon-sur-Lac. Par exemple, à 700 m à l'Ouest-Nord-Ouest du hameau de Jassat, immédiatement au Nord de la route D 618, ce faciès constitue un panneau, figuré sur la carte, d'une dizaine de mètres de largeur et de plusieurs décamètres de longueur. La roche de ce panneau est formée d'une alternance lenticulaire de lits leucocrates quartzo-feldspathiques, de puissance centimétrique et de minces lits sombres, biotitiques, de 1 à 2 mm de puissance, tellement effilochés qu'on peut les qualifier de schlieren. Son étude pétrographique (fig. 3) montre une texture grano-lépidoblastique résiduelle, fortement oblitérée par l'anatexie.

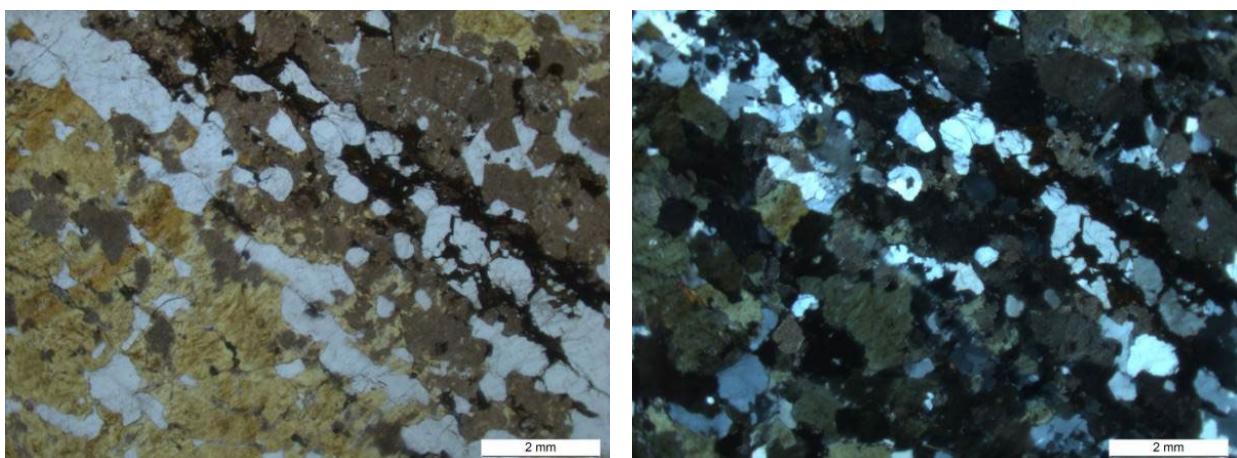


Fig. 3 - Microphotographies 5C46 - LM C55329 : diatexite rubanée 5C46 - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite, avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

Les lits clairs ont une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (1 à 2 mm), à fabrique planaire, et une composition de leucogranite nettement plus riche en feldspath potassique, coloré artificiellement en jaune, qu'en plagioclase. Ce dernier est subautomorphe à automorphe, non zoné, criblé de micropaillettes de mica blanc et parfois maculé de taches de feldspath potassique secondaire. Le feldspath potassique primaire est de l'orthose, xénomorphe. Le quartz, à extinction onduleuse et sous-grains, se présente en cristaux soit dispersés, soit groupés en amas parallèles à la fabrique planaire. La biotite, de teinte brun-rouge et plus ou moins ferruginisée, est répartie de façon irrégulière, en lamelles isolées ou en amas de type schlieren ; parfois elle est chloritisée et/ou renferme des fuseaux de feldspath potassique de type adulaire. Apatite, zircon et monazite sont des minéraux accessoires, associés à la biotite pour l'essentiel.

2

ζ⁴. Gneiss leptynitiques à grain fin-moyen, à biotite ; 1- faciès mylonitique à ultramylonitique, à mica blanc et parfois tourmaline, 2- cataclase surimposée. Dans la partie sud-ouest de la carte de Veyre-Monton, une bande de gneiss leptynitiques, localement mylonitiques et par endroits cataclasés, de direction générale N135°E, se suit de façon très discontinue – à cause du fait qu'elle est en majeure partie recouverte par des formations volcaniques ou superficielles – depuis l'Ouest de Beaune-le-Froid jusqu'en rive gauche du ruisseau de Malvoisière, au Sud-Est du hameau de Chatelguizon (commune de St-Victor-la-Rivière) en limite méridionale de la carte. Vers l'ESE cette bande se poursuit sur le territoire de la feuille de Besse-en-Chandesse à 1/50 000, où elle prend une direction N110°E, a une largeur maximale de 1,5 km et affleure de façon beaucoup plus continue. Les principales informations recueillies sur la carte de Besse-en-Chandesse (Chèvremont *in* Blein *et al.*, à paraître) sont les suivantes :

- La bande est limitée du côté sud-ouest par la faille majeure de Courgoul, de direction N110°E, qui la sépare des « migmatites paradérivées » de l'USG.
- Le faciès prédominant consiste en des gneiss, leucocrates ou localement mésocrates, avec une teinte beige à gris clair, qui ont un grain fin à moyen et se débitent très facilement selon des plans de foliation toujours porteurs d'une linéation très marquée.
- Le faciès mylonitique à ultramylonitique est hololeucocrate avec une teinte gris-très clair à blanchâtre, et renferme fréquemment du mica blanc et parfois un peu de tourmaline. Ce faciès très déformé est particulièrement développé au sein d'une zone de 500 à 700 m de largeur, située du côté nord de la faille majeure de Courgoul. Par ailleurs, au Nord de cette zone, il apparaît, sporadiquement et de façon lenticulaire, le long de failles mineures subparallèles à la faille de Courgoul. Enfin, à proximité immédiate de cette faille majeure apparaît localement une cataclase, qui se surimpose à la déformation ductile.
- **Les critères cinématiques indiquent que le cisaillement ductile est dextre.**

Sur le territoire de la présente carte, le faciès le moins déformé est celui qui affleure à l'Ouest et à l'Est du hameau de Chatelguizon, de part et d'autre du vestige de coulée basaltique de la cote z=1036. Vers le Nord il est masqué par des éboulis basaltiques, tandis que vers le Sud apparaît une forte cataclase, visible par exemple (i) dans petite carrière abandonnée, située au Sud-Est de la cote z=1036, en bordure nord d'une piste (x=648,6 ; y=2060,4), ou (ii) sur un piton rocheux se trouvant en rive gauche du ruisseau de Malvoisière (x=648,92 ; y=2060,25). À environ 400 m à l'Ouest de ce piton, dans le talus nord d'un sentier, affleure une diatexite (M²), plus ou moins arénisée, renfermant des niveaux clairs de puissance métrique, constitués de gneiss leptynitiques apparemment non affectés par l'intense anatexie développée aux dépens des paragneiss. Cela montre (i) que le passage des paragneiss aux gneiss leptynitiques sus-jacents n'est pas brutal, mais se fait par l'intermédiaire d'une zone où les paragneiss ont des intercalations de gneiss leptynitiques et (ii) que ces derniers constituent des corps ayant résisté à l'anatexie.

Bien qu'il soit le moins déformé, le faciès de Chatelguizon est cependant protomylonitique, comme le confirme son étude en lame mince. En effet, les plages de quartz sont fortement recristallisées et étirées (quartz en lanières) jusqu'à former de minces rubans lenticulaires parallèles à la foliation. En revanche, les feldspaths ne sont pas ou peu déformés et il subsiste des îlots de texture grenue à tendance monzonitique, dans lesquels le feldspath potassique – de type orthose plus ou moins perthitique – se présente en plages xénomorphes, interstitielles à des cristaux subautomorphes de plagioclase, moyennement séricité, ou englobant même de tels cristaux. La biotite, de teinte brun-rouge, est peu abondante (5 à 7 % en volume) et forme des paillettes isolées ou en petits amas, parallèles à la foliation. Elle n'est pas chloritisée, mais peut être légèrement ferruginisée et/ou renfermer des microamandes d'adulaire écartant les clivages. Ces caractères pétrographiques laissent supposer qu'il s'agit d'un orthogneiss dérivant d'un granite subleucocrate à biotite.

Lorsqu'on va vers le Nord-Ouest, les affleurements ne montrent plus qu'un faciès mylonitique à ultramylonitique et/ou fortement cataclasé. À l'Ouest de Jassat, un faciès ultramylonitique, hololeucocrate, renfermant de petites paillettes de mica blanc visibles à l'œil nu, apparaît dans une petite carrière abandonnée située en bordure nord-ouest de la D 618 (x=646,2 ; y = 2062,5). À l'ENE de cette carrière, sur une distance de quelque 600 m, le talus nord de la D 618 est entaillé dans une formation de versant à blocs de basalte, recouvrant une zone broyée et blanche, qui affleure sporadiquement et renferme parfois des plaquettes de mylonite hololeucocrate. Cette zone se retrouve plus au Nord, au Sud-Ouest du Suc du Coq, et semble être suborthogonale à la bande mylonitique. Plus au Nord-Ouest le faciès mylonitique affleure en bordure sud du lac Chambon, à l'orée nord du bois des Bouves.

Au Nord-Ouest du lac Chambon, le faciès ultramylonitique hololeucocrate réapparaît à deux endroits :

- au Nord du hameau de Varennes, où il est fortement argilisé par endroits ;

- à 1,2 km à l'Ouest du bourg de Beaune-le-Froid, où il affleure sur les deux rives du ruisseau de Chadeyre, notamment sur sa rive gauche (nord) où il forme une barre rocheuse de direction NW-SE, parallèle à une foliation de direction N140°E (fig. 4), subverticale (pendage de 85° vers le SW) portant une linéation très marquée et subhorizontale (10° au 140°) ; au sein de cette barre l'ultramylonite renferme localement des traînées de tourmaline très sombre, presque noire.



Fig. 4 - Affleurement d'ultramylonite en rive gauche du ruisseau de Chadeyre ;
le stylo à bille donne l'échelle et est orienté pointe (capuchon) au N320 - photo PC 5A01 25/03/2010.

Les critères cinématiques indiquent que le cisaillement ductile est dextre, comme sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse et conformément à ce qu'indique la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003).

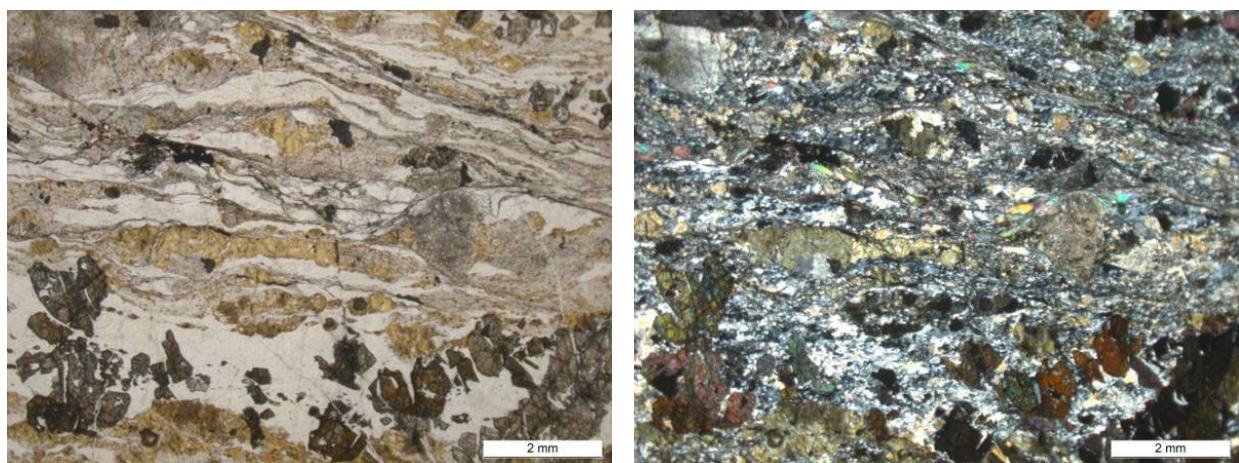


Fig. 5 - Microphotographies 5A01 - LM C56863 : ultramylonite avec un ruban de quartz à tourmaline (en bas)
microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ;
avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

L'étude pétrographique de l'ultramylonite de Jassat révèle qu'elle est constituée de petits (≤ 1 mm) clastes œillés, moulés par une foliation mylonitique soulignée par de minces rubans de quartz finement recristallisé et par de fines traînées de microphyllites incolores plus oxy-hydroxydes de fer. Les clastes sont formés des minéraux suivants : plagioclase et feldspath potassique, parfois corrodés par du quartz en gouttelettes ; rare quartz ; biotite altérée.

Dans l'ultramylonite à tourmaline 5A01, ce silicate boré se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de teinte brune à vert kaki, concentrés dans des rubans lenticulaires de quartz finement recristallisé, en partie microfracturés et recimentés par du quartz (fig. 5). En outre, cette ultramylonite contient

un peu de muscovite primaire, en lamelles, fréquemment kinkées et de forme sigmoïde, dispersées dans de minces rubans de quartz et/ou de fines traînées de microphyllites incolores.

Pour la mylonite de Jassat, une analyse chimique des éléments majeurs (tabl. 3 en annexe), provenant de la thèse de J.-C. Besson (1978), montre une composition très acide ($\text{SiO}_2=73,08\%$), leucocrate ($\text{B}=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}=4,9\%$) et très peu alumineuse ($\text{A}=-60,7$; $\text{A/CNK}=0,80$). Malgré la forte teneur en SiO_2 le paramètre Q, qui représente la silice non feldspathisable, est relativement bas (113,43) ce qui fait que la composition de la mylonite se rapproche des pôles monzonite quartzifère et syénite quartzifère dans le diagramme multicationique Q vs P : cf. plus loin fig. 35.

Formations dévono-dinantianes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact

Ces formations sont morcelées par suite des intrusions de roches plutoniques varisques et du recouvrement par divers types de roches volcaniques cénozoïques. Les principaux panneaux sont ceux de Pont-des-Eaux et de Recoleine, dans la partie la plus nord-ouest de la carte, et de la Monne, au centre de la moitié occidentale de la carte. En outre, ces formations se trouvent sous forme d'enclaves au sein des massifs plutoniques intrusifs de type Aydat et de Theix et de petits panneaux situés au toit (roof-pendants) de ces massifs.

Sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, A. de Goér de Herve (1983, inédit) a distingué quatre entités lithologiques dévono-dinantianes, que nous avons reprises sur la présente carte géologique à 1/50 000 :

- **dhS** : Série schisto-gréseuse, à intercalations graphiteuses, localement métamorphisée en cornéennes ou en schistes tachetés à biotite et parfois muscovite, andalousite ou cordiérite ;
- **dh χ** : Série quartzique et arkosique, fréquemment métamorphisée en quartzites et cornéennes leptynitiques ;
- **dhv** : Série volcanique ou volcano-sédimentaire, fréquemment métamorphisée en cornes vertes à amphibole et/ou pyroxène ;
- **dh Γ a** : Complexe des cornes vertes, diorites et roches basiques du Fourchat.

dhS. Série schisto-gréseuse, à intercalations graphiteuses, localement métamorphisée en cornéennes ou en schistes tachetés, à biotite et parfois muscovite, andalousite ou cordiérite. Cette entité constitue d'une part la majeure partie des panneaux de Pont-des-Eaux et de Recoleine et, d'autre part, l'essentiel du grand panneau de Monne-Fohet. Elle équivaut à la formation **h2S** : « Schistes, schistes gréseux » de la carte géologique à 1/50 000 de la France - feuille de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973).

Une carrière abandonnée se trouve en rive gauche de la Ribeyre à 1,4 km WSW de Fohet. Cette carrière est fortement dégradée et en son milieu se trouve une zone faillée argilisée de direction N60°E. Un lieu exceptionnel d'observation est une autre carrière abandonnée, située en rive droite de la Gorce, à 800 m au NE d'Olmont et 1,4 km au NW de Recoleine ($x=643,67$; $y=2078,95$ pour le centre de la carrière). En effet, cette carrière en gradins permet d'observer la Série en 3D. Au niveau inférieur de la partie occidentale apparaissent les roches les plus fraîches : des schistes gris à gris vert, finement lités et recoupés par quelques minces filons de pegmatite, de 1 à 10 cm de puissance, subparallèles à S0-S1. Dans le détail on observe une alternance de lits silto-argileux et de lits à texture plus grossière et à composition de grauwackes. Au niveau supérieur de la partie orientale, la schistosité et l'altération supergène sont plus marquées et on note la présence de lentilles de quartz subparallèles à S0-S1 et de puissance ≤ 30 cm. L'étude microscopique d'un échantillon du niveau inférieur montre une texture granoblastique rubanée, avec une composante cisaillante, obliterant partiellement la texture primaire, arénitique avec une alternance de lits d'épaisseur pluri-millimétrique soit, en majorité, grauwackeux à éléments anguleux dispersés, soit silto-argileux. Le tout est recoupé par des veinules d'adulaire, puis par de minces veines lenticulaires de quartz en microcristaux engrenés. Les éléments anguleux, de taille variable (0,2 à 1 mm), sont en majorité monominéraux : quartz à extinction onduleuse et parfois sous-grains, plagioclase, biotite décolorée, muscovite... Les débris lithiques observés sont des micropegmatites quartz-albite et des fragments de roches volcaniques. La matrice est quartzophylliteuse et renferme des minéraux opaques.

Une autre carrière abandonnée se trouve en bordure ouest de la D 643, à 0,75 km au SSW de Prades ($x=650,75$; $y=2069,47$). Elle montre une série très fortement redressée, subverticale (fig. 6), avec une stratification localement très nette (fig. 7) et quelques niveaux alumineux montrant des taches de métamorphisme de contact (cf. plus loin).



Fig. 6 - Carrière abandonnée dans la série schisto-gréseuse **dhS** en bordure W de la D 643, à 0,75 km au SSW de Prades.



Fig. 7 - Détail des schistes **dhS** de la vallée de la Monne. Photos 6A11a-b PC 6A11a-b 22/03/2011.

Dans les « schistes verts » ne contenant pas de passages de grauwackes, le débit schisteux est très marqué et le rubanement est nettement plus fin, d'ordre millimétrique. Ils sont surtout constitués de quartz, de séricite en micropaillettes soulignant la schistosité, et de minéraux opaques incluant de la pyrite, mais peuvent également renfermer un ou plusieurs des minéraux suivants : plagioclase, biotite, muscovite, chlorite, epidote, apatite, calcite (Mboungou-Kongo, 1987).

Des niveaux graphiteux apparaissent localement, comme par exemple au Sud du hameau de Prades dans le talus ouest de la D 953 (x=650,87 ; y=2069,90 ; fig. 8) ou dans le bois de Chay (2C58 ; x=650,40 ; y=2070,91) où le fossé ouest d'une piste N-S montre de minces intercalations ($p \leq 1$ m) de schistes graphiteux très altérés, argilisés, au sein de cornéennes plus ou moins altérées. Ils se distinguent par leur teinte grise. L'étude d'une lame mince (fig. 9) montre une texture très finement rubanée avec alternance de lits de 40 μ m à 1 mm d'épaisseur, les uns quartzé, les autres plus ou moins chargés de produits cryptocrystallins opaques qui sont des graphitoïdes ; la roche renferme en outre un peu de biotite, décolorée, probablement due à un métamorphisme thermique.



Fig. 8 - Niveaux graphiteux, gris sombre, au Sud du hameau de Prades dans le talus ouest de la D 953 – photo PC 6A15 22/03/2011.

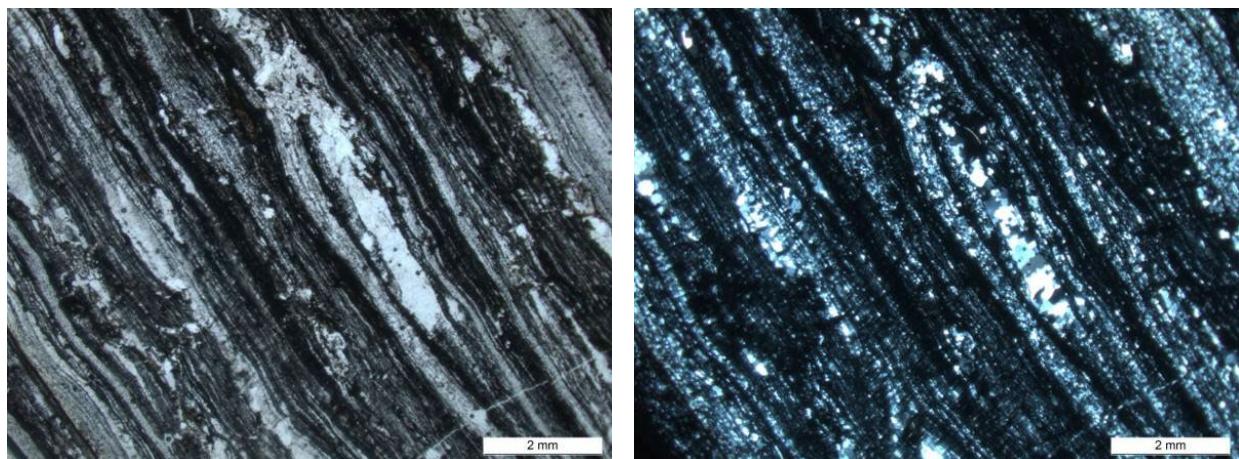


Fig. 9 - Microphotographies 6A15 - LM C42241 : schiste graphiteux de Prades microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Métamorphisme de contact. Il se traduit essentiellement par un développement de biotite en paillettes blastiques. Dans les faciès les plus alumineux apparaît localement de l'andalousite, comme le signale A. de Goér de Herve dans la légende de sa maquette de à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2 (1983, inédit), ou de la cordiérite, en taches dans des plans de schistosité comme le décrit J.-B. Mboungou-Kongo (1987), qui signale en outre la présence sporadique de grenat.

Pour notre part, au sein du panneau de Monne–Fohet nous avons observé et étudié en lames minces :

- à proximité immédiate du contact avec le granitoïde de Cournols ($x=652,40$; $y=2070,45$), une cornéenne à texture noduleuse, à deux micas et andalousite ne subsistant qu'en petites reliques au sein de petits nodules de forme elliptique avec un grand axe ≤ 6 mm et de teinte claire, constitués de mica blanc secondaire ;
- à 0,75 km au Sud de Phialeix, une cornéenne rubanée à biotite brun rouge et rare muscovite (fig. 10), dans laquelle le métamorphisme de contact se surimpose au rubanement du métamorphisme régional ;
- plus au Sud, en rive gauche de la Monne, à l'Ouest du moulin de Prades ($x=650,92$; $y=2069,57$), un schiste tacheté dans lequel apparaissent, sur des plans de foliation, de petites taches sombres, de taille ≤ 1 mm, constituées d'amas de très fines paillettes de biotite brun-vert néoformée, qui sont par ailleurs abondantes dans le reste de la roche où se trouvent en outre des lamelles de muscovite néoformée de taille ≤ 3 mm et ayant cristallisé de façon « statique » c'est-à-dire sans orientation préférentielle.

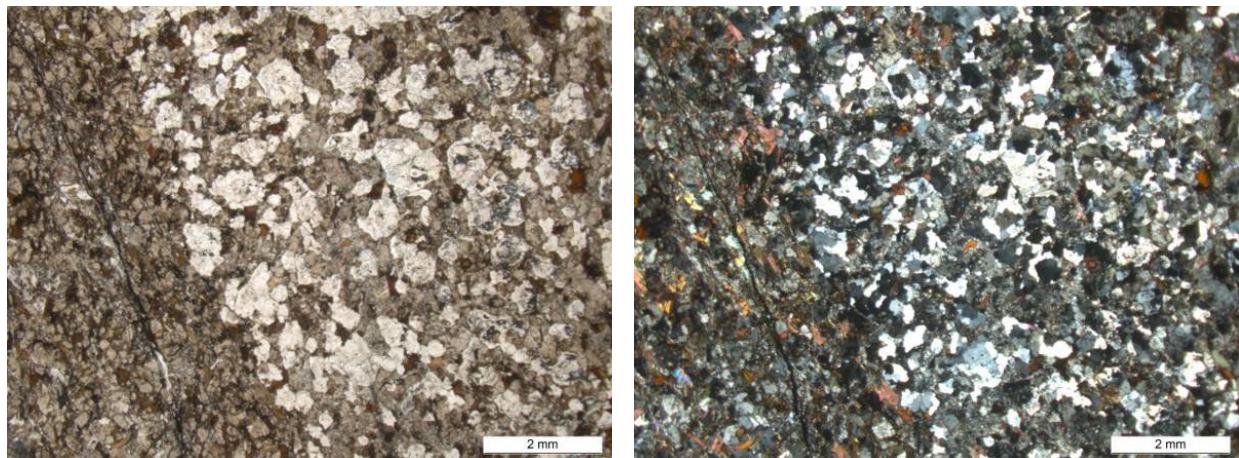


Fig. 10 - Microphotographies 2C26 - LM C42170 : cornéenne rubanée à biotite et rare muscovite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du feldspath potassique en jaune.

Géochimie. J.-B. Mboungou-Kongo (1987) a fait réaliser trois analyses chimiques d'éléments majeurs sur des méta-arénites prélevées à l'Ouest du Fohet (tabl. 1 en annexe). Ces roches ont une composition faiblement à moyennement acide ($\text{SiO}_2=63,7\text{--}68,3\%$), peu calcique ($\text{CaO}=2,0\text{--}2,9\%$), généralement plus sodique ($\text{Na}_2\text{O}=3,2\text{--}3,9\%$) que potassique ($\text{K}_2\text{O}=2,1\text{--}3,2\%$), et moyennement riche en Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}=4,8\text{--}6,2\%$) et en

Mg (MgO=1,9-2,5 %). Elles sont peralumineuses, comme le montre l'indice d'aluminosité A/CNK compris entre 1,19 et 1,41, ce qui est conforme à leur richesse en micas.

dhx. Série quartzitique et arkosique, fréquemment métamorphisée en quartzites et cornéennes leptynitiques. Cette série affleure essentiellement dans l'angle nord-ouest de la carte, selon une bande N-S, située essentiellement en rive gauche (ouest) du ruisseau de Recoleine, à l'exception de sa partie la plus septentrionale qui se trouve en rive droite de ce ruisseau, dans la partie occidentale du hameau de Recoleine et un peu plus au Nord. Les affleurements montrent une roche claire, à patine brun clair, et très fracturée (fig. 11), ou, parfois, une cornéenne leptynitique à pyrite comme en bordure orientale de la N 89 au Nord de Recoleine (point 1A06). Une cornéenne leptynitique à biotite apparaît par ailleurs plus à l'Est, sur le flanc sud de la colline de Montagnat, où elle se trouve en enclaves dans le granite porphyroïde de Theix (point 2A07) et a un aspect gneissique avec une foliation très marquée et microplissée.



Fig. 11 - Affleurement de quartzite dans le hameau de Recoleine - photo PC 1A02 28/09/2010.

L'étude microscopique d'un échantillon de quartzite du point 1A02 montre une texture granoblastique, à grain hétérogène, fin à moyen : 0,1 à 2 mm, avec une moyenne de l'ordre de 1 mm. La roche est constituée d'environ 90 % de quartz en cristaux à extinction onduleuse, présentant parfois des bordures granulées, et pour le reste des minéraux suivants : (i) muscovite et biotite plus ou moins ferruginisée, en petites lamelles très xénomorphes, interstitielles au quartz, (ii) andalousite en général fortement à complètement rétromorphosée en mica blanc secondaire, (iii) minéraux opaques et (iv) zircon et apatite accessoires. Les minéraux opaques sont en majorité des oxy-hydroxydes de fer, dispersés ou parfois concentrés en accumulations intergranulaires ou en lits.

Localement on note un enrichissement soit en plagioclase albite donnant une paraleptynite quartzo-albitique, soit en muscovite. La cornéenne leptynitique à pyrite (fig. 12) a une texture de recuit thermique ; sa phase quartzo-feldspathique est constituée de quartz, de plagioclase séricité et d'abondant feldspath potassique, ce qui implique qu'elle dérive d'une arkose.

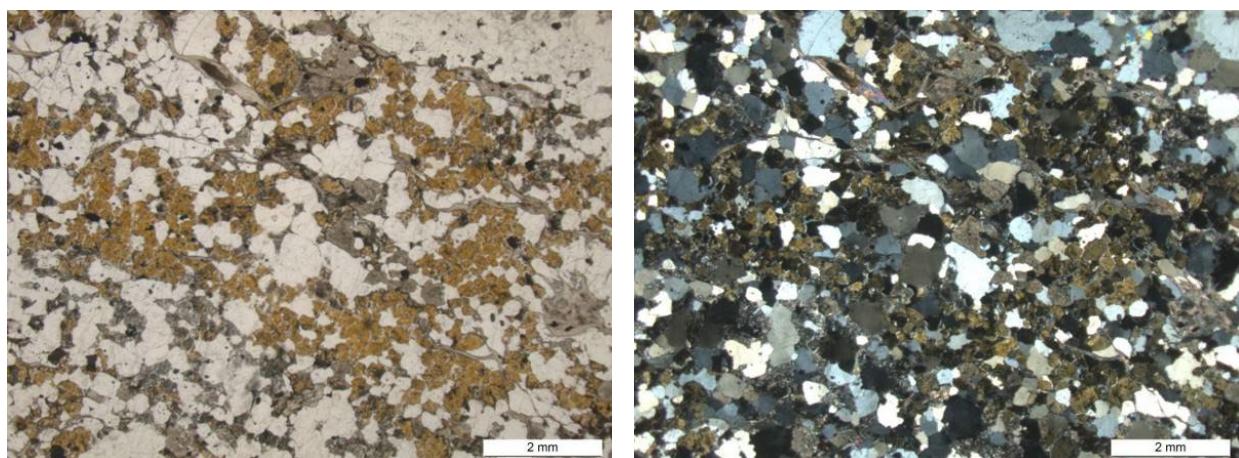


Fig. 12 - Microphotographies 1A06 - LM C56856 : cornéenne leptynitique riche en feldspath potassique (coloré en jaune).

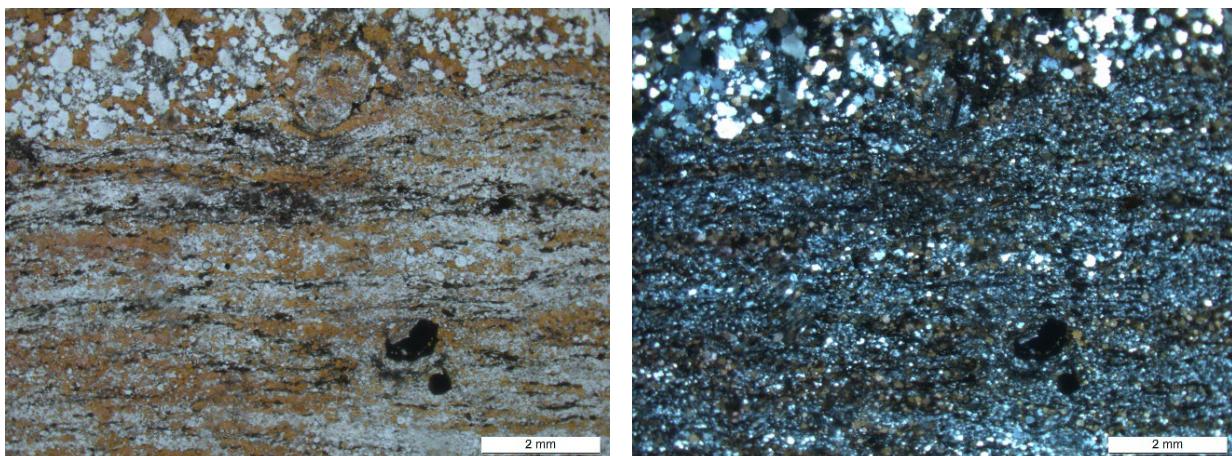


Fig. 13 - Microphotographies 2A07 - LM C57205 : cornéenne leptynitique à lépidomélane, riche en feldspath potassique (coloré en jaune) - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

La cornéenne leptynitique à biotite du flanc sud de la colline de Montagnat (fig. 13) a une texture de recuit thermique oblitérant une texture grano-lépidoblastique rubanée. Sa phase quartzo-feldspathique est constituée essentiellement de quartz et de feldspath potassique, ce qui implique qu'elle dérive d'une arkose potassique. Le mica noir, de teinte brun-vert et fortement pléochroïque, a probablement une composition de lépidomélane.

dhv. Série volcanique ou volcano-sédimentaire, fréquemment métamorphisée en cornes vertes à amphibole et/ou pyroxène. Cette Série est constituée de roches dures de teinte gris sombre à verdâtre, affleurant sous forme de trois types de gisements :

- deux petits corps de métavolcanites se trouvant l'un dans l'angle nord-ouest de la carte, à l'Ouest de Pont-les-Eaux, et l'autre plus au Sud, à l'Ouest de Vareilles ;
- des bancs lenticulaires d'amphibolites, de 0,5 à 4 m de puissance, intercalés dans la Série schisto-gréseuse (**dhS**) et trop petits pour être distingués sur une carte à 1/50 000, à l'exception de deux bancs situés de part et d'autre la vallée de la Monne, à l'Ouest du moulin de Prades ;
- de petits panneaux de cornes vertes, situés au toit ou au sein des massifs de roches plutoniques d'Aydat-Verneuge et de Theix.

Métavolcanites de Pont-des-Eaux. Le petit corps de Pont-les-Eaux est situé dans l'angle nord-ouest de la carte et se prolonge sur les territoires des feuilles adjacentes de Clermont-Ferrand au Nord, où il est cartographié en « tufs rhyodacitiques et rhyolites » avec la notation **h2p**, et de Bourg-Lastic à l'Ouest, où il est cartographié en « tufs anthracifères » avec la notation **h2tf**. Sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton, nous n'y avons observé que des roches volcaniques basiques à intermédiaires, métamorphisées dans le faciès schiste vert.

Une texture volcanoclastique relictuelle est parfois visible, comme dans le cas de l'échantillon 1A11, prélevé à l'Ouest de Pont-les-Eaux. La roche de teinte gris vert renferme de petits porphyroclastes de plagioclase, de quartz et de rare amphibole verte, de 0,5 à 3 mm de longueur, brisés ou non (fig. 14 et 15), ce qui suggère que la roche dérive d'un tuf à cristaux. Ces porphyroclastes sont orientés, présentent de fréquentes ombres de pression et sont sertis dans une matrice granonématoblastique à grain fin, constituée de plagioclase, d'abondante amphibole verte en aiguilles, de quartz et d'un peu de biotite ferruginisée. De l'adulaire apparaît sporadiquement soit en remplissage de fissures, seule ou en association avec du quartz, soit sur des clastes de plagioclase. Un peu de calcite tardive est en outre présente.

J.-B. Mboungou-Kongo (1987) a observé une altération de l'amphibole en epidotes (clinozoïsite et pistachite) plus minéraux opaques, et a fait réaliser deux analyses chimiques d'éléments majeurs (échantillons 4P et 4AP, tabl. 1 en annexe). Ces analyses montrent qu'il s'agit d'une roche intermédiaire à faiblement acide ($\text{SiO}_2=58,5-65\%$), plus sodique que potassique, à composition de trachyandésite à trachyte dans le diagramme TAS, ce qui l'éloigne des compositions moyennes des roches volcaniques de la formation de Cressy-sur-Somme dans le Morvan (fig. 16). L'échantillon 4P a en outre fait l'objet d'une analyse d'éléments en traces dans la thèse de C. Pin (1989), qui donne les valeurs suivantes en ppm :

Th	Sr	Zr	Nb	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	ΣTR
8,06	357	162	11	25,2	19,92	35,27	22,4	4,82	1,2	3,55	3,47	1,91	2,39	0,39	95,32

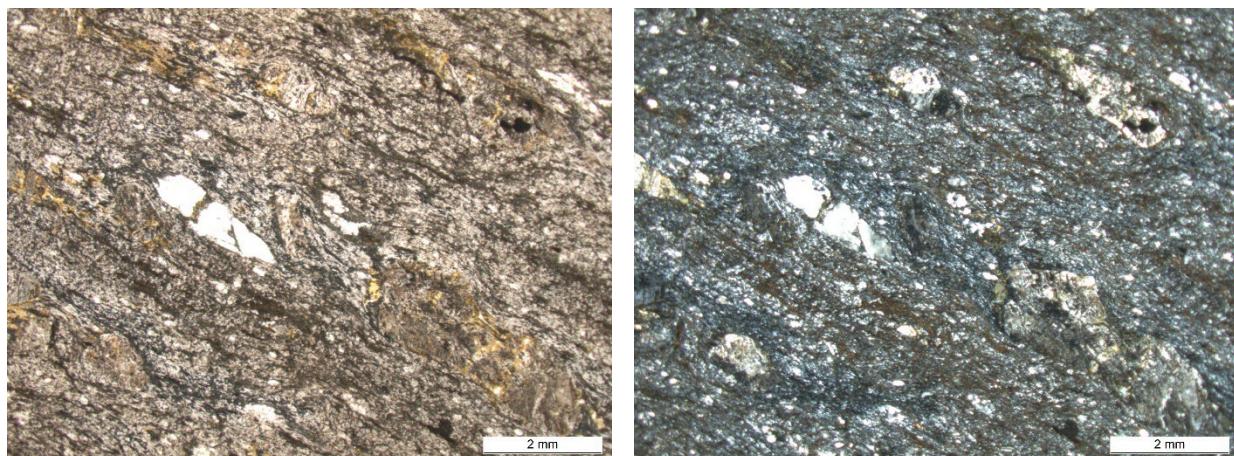


Fig. 14 - Microphotographies 1A11a - LM C56859 : métavolcanite à texture volcanoclastique résiduelle, avec des porphyroclastes de plagioclase et de quartz, brisés ou non, dans un fond granonématoblastique ; adulaire secondaire colorée en jaune.

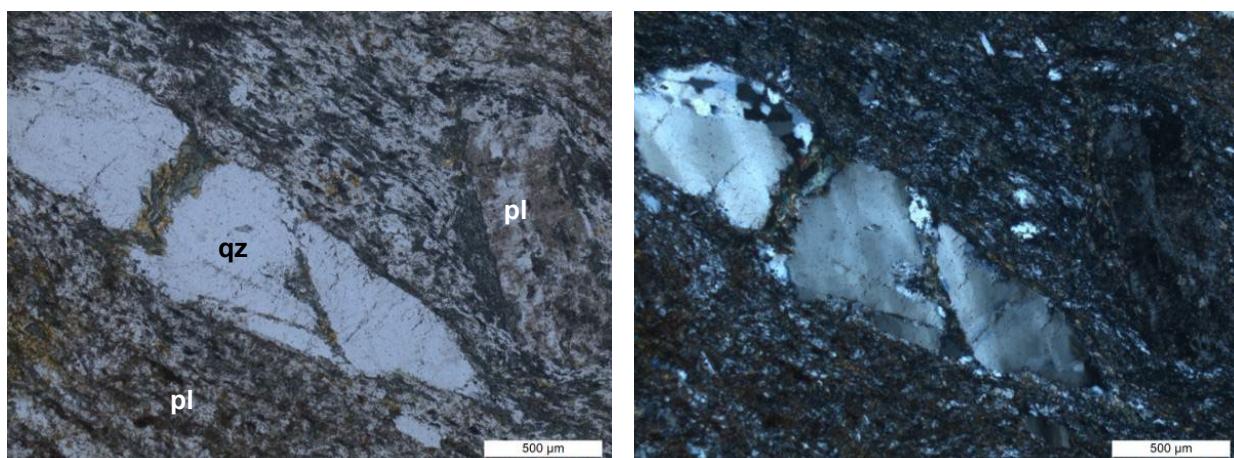
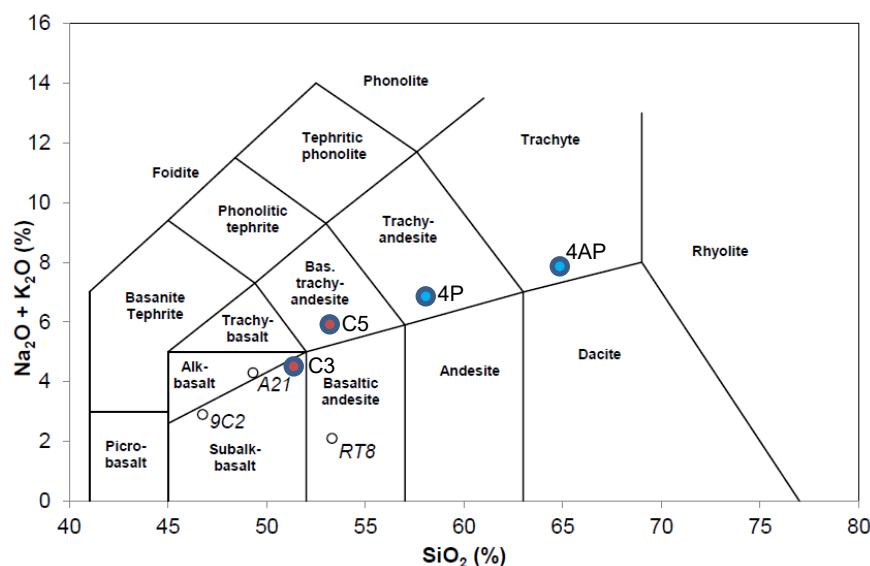


Fig. 15 - Microphotographies 1A11b - LM C56859 : vue de détail montrant un porphyroclaste de quartz(qz) brisé et deux porphyroclastes de plagioclase (pl) non brisés, dans un fond riche en amphibole verte microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.



● cornes vertes ● « métavolcanites » de Pont-des-Eaux ● ● volcanites de Cressy-sur-Somme (moyennes) voir tableau 1 en annexe pour les analyses chimiques

Fig. 16 : diagramme TAS pour des roches (méta)volcaniques et des cornes vertes.

Enfin, C Pin et J.-L. Paquette (2002) ont réalisé des mesures isotopiques Rb-Sr et Nd-Sm qui permettent de comparer la métavolcanite de Pont-des-Eaux aux roches volcaniques dévono-dinantianes du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise ainsi qu'à la « diorite » d'Aydat, et de montrer le caractère calco-alcalin de toutes ces roches comme cela est explicité plus loin dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

Amphibolites. Ce faciès est peu fréquent et le principal gisement observé consiste en un niveau lenticulaire de 3 à 4 m de puissance, qui apparaît – à l'altitude $z=900$ m environ – dans la partie supérieure d'une carrière abandonnée située en rive gauche (nord) de la vallée de la Monne, à 1,4 km à l'WNW Ouest du moulin de Prades. Ce niveau est intercalé dans des cornéennes grises, qui se sont développées aux dépens de la Série schisto-gréseuse (dhS) et présentent une foliation de direction N110°E avec un pendage de 65° vers le Sud. L'amphibolite s'altère rapidement en allant vers l'Ouest pour faire place à une isaltérite de teinte jaune verdâtre.

L'observation microscopique d'un échantillon frais (fig. 17) montre une texture grano-nématoblastique et la composition minéralogique suivante : amphibole verte, plagioclase, quartz ; leucoxène et oxydes de fer-titane accessoires. Cette amphibolite est recoupée par des veines hydrothermales, constituées de calcite, chlorite, rare épidote et parfois quartz (comme sur les microphotos).

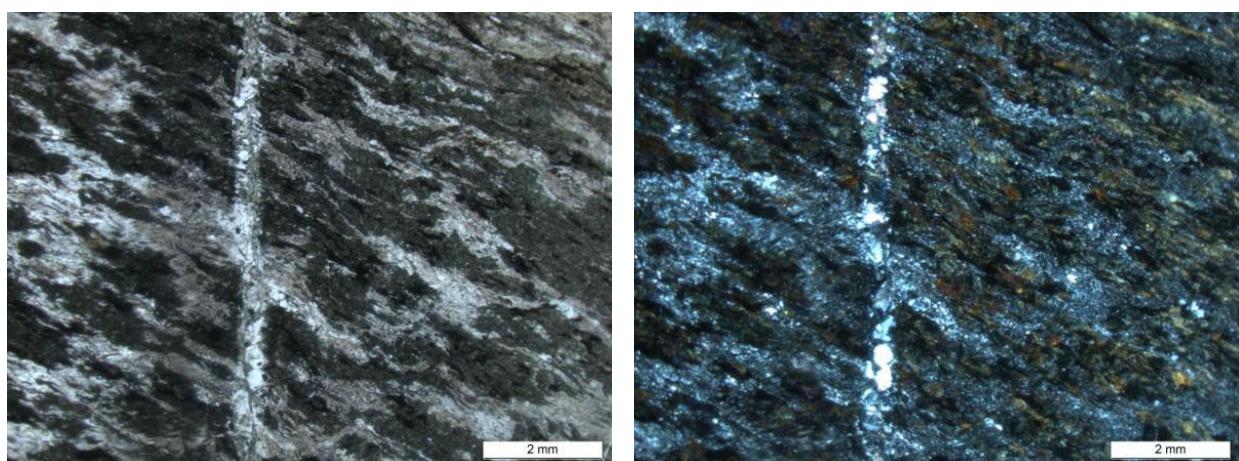


Fig. 17 - Microphotographies 6A17 - LM C42242 : amphibolite quartzo-plagioclasique, recoupée une veine hydrothermale - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Cornes vertes. C'est le faciès le plus commun. Il s'agit de cornéennes calciques ou **tactites**, très hétérogènes à l'échelle de l'affleurement voire au sein d'un même échantillon macroscopique. J.-B. Mboungou-Kongo (1987) y distingue 4 pôles principaux : amphibolite, pyroxénite, épidotite et grenatite, ainsi que des faciès intermédiaires. À l'échelle de l'échantillon les cornes vertes sont soit massives et de teinte vert-sombre prédominante, soit rubanées, constituées d'une alternance de lits lenticulaires, de 1 à 5 mm de puissance et de teinte variable : vert-clair, vert-sombre, grise ou parfois rose. Des cornéennes à amphibole associées au massif de granite porphyroïde à biotite de Theix se trouvent d'une part sur le flanc nord-est de la colline de Montagnat, au Sud-Ouest du bourg de Saint-Genest-Champanelle, et, d'autre part, au Sud de ce bourg, en bordure orientale de la D 90. Ces cornéennes renferment des prismes d'amphibole vert sombre ayant une longueur de 2 à 10 mm, ce qui les rend bien visibles macroscopiquement.

La variété des faciès se retrouve dans l'étude pétrographique en lames minces. La texture est granoblastique, grano-lépidoblastique, grano-nématoblastique ou porphyroblastique, rubanée le cas échéant, ou encore noduleuse (fig. 18) ou polygonale (fig. 19).

La paragenèse minérale comprend globalement les minéraux suivants : plagioclase, quartz, amphibole verte ou brune, clinopyroxène, épidote, grenat, biotite, chlorite, calcite et minéraux accessoires tels que oxydes de fer et/ou titane, sphène, leucoxène, sulfures, allanite... Cependant, les teneurs modales en ces minéraux peuvent varier considérablement d'un échantillon à l'autre, voire d'un lit à l'autre dans le cas d'une texture rubanée. Le faciès noduleux est caractérisé par la présence de « nodules » de forme amiboïde et de 1 à 2 mm de longueur, constitués d'un assemblage de microblastes de plagioclase et d'amphibole verte très pléochroïque : subincolore à vert émeraude (fig. 18). Dans les autres faciès l'amphibole, de teinte généralement verte ou parfois brune ou bleu vert, se présente soit en cristaux aciculaires, soit en blastes ou pœciloblastes, isolés ou en petits amas.

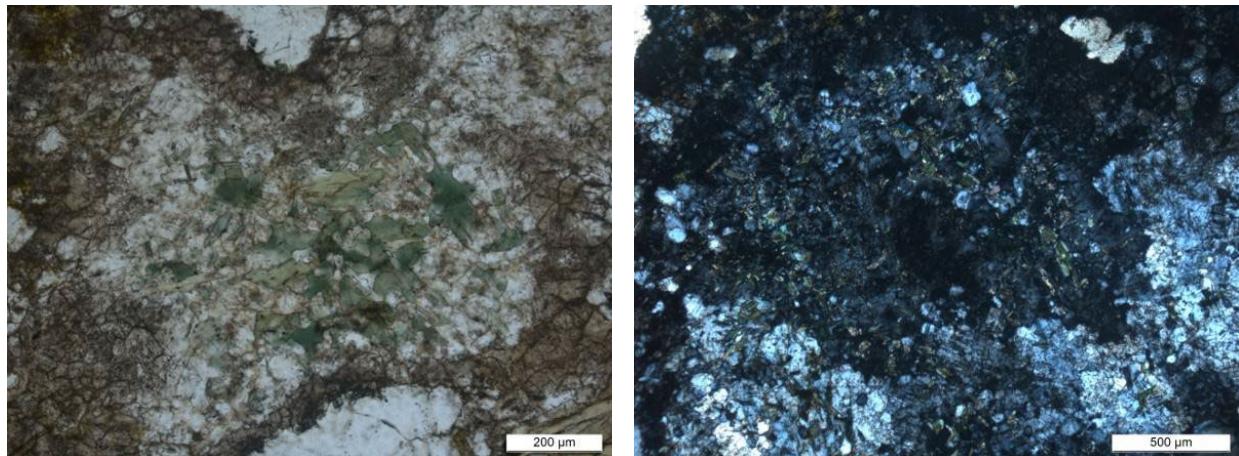


Fig. 18 - Microphotographies 2C15 - LM C42166 : cornéenne noduleuse à amphibole vert émeraude microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

En outre, ces cornes vertes sont localement bréchifiées et silicifiées, comme par exemple au sommet de la colline située ($x=650,30$; $y=2073,20$) à 600 m à l'ESE de l'église d'Aydat, où se trouve un amas de blocs épars, constitués de cornéennes à amphibole plus clinopyroxène ou biotite, bréchifiées par un réseau de fractures à remplissage de quartz à texture engrenée, aux épontes desquelles les cornéennes sont parfois microbréchifiées et silicifiées. Un peu plus au Nord-Est, dans le talus sud-est de la petite route qui mène au hameau de Poudure, affleure un faciès ayant une allure de métatexite et correspondant à une cornéenne rubanée à grain fin, sans amphibole mais à biotite brun rouge, muscovite et grenat, qui dérive vraisemblablement d'un sédiment alumineux, associé au protolite des cornes vertes.

D'après l'étude minéralogique de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) :

- le plagioclase a une composition d'andésine (An30-45) et présente des inclusions d'apatite et d'amphibole ;
- le clinopyroxène est du diopside ;
- l'épidote est soit de la pistachite, généralement réactionnelle, soit de la clinozoïsite automorphe ;
- de la calcite, associée à du grenat, et du feldspath potassique sont parfois présents.

J.-B. Mboungou-Kongo (1987) donne trois 3 analyses chimiques d'éléments majeurs (tabl. 1 en annexe) dont l'une (9C2) concerne une corne verte du complexe du Fourchat (cf. ci-dessous **dhΓa**). Il s'agit de roches basiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2=46,75-53,30\%$), calciques ($\text{CaO}=11,7-15,7\%$), plus ou moins magnésiennes ($\text{MgO}=0,72-7,30\%$) et ferrifères ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}=6,0-10,4\%$). Les roches basiques (9C2 et A21) ont un indice de coloration relativement élevé se traduisant par un paramètre multicationique $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$ de 44 et 58 %.

Ces cornes vertes sont considérées comme dérivant de sédiments calcaréo-pélitiques. À titre de comparaison nous avons cependant reporté les trois échantillons analysés dans le diagramme de classification TAS (fig. 15) où ils montrent des compositions comparables à celles soit de basaltes subalcalins (9C2) ou alcalins (A21), soit d'andésites basaltiques (RT8).

dhΓa. Complexe des cornes vertes, diorites et roches basiques du Fourchat. Ce complexe constitue un corps relativement important, allongé dans la direction $N110^\circ\text{E}$, d'environ 500 m de longueur sur 250 m de largeur maximale, situé sur le versant occidental de la colline du Fourchat, entre les hameaux du Fohet et de Phialeix. Comme son nom l'indique, il s'agit d'une entité complexe, constituée de cornes vertes, présentant de nombreuses analogies avec celles qui sont décrites ci-dessus (**dhv**), mais ayant la particularité d'être recoupées par des filons et des filonnets de roches basiques à intermédiaires, spatialement et génétiquement liées au massif plutonique intrusif d'Aydat. Or, ce massif date du Famennien (Dévonien supérieur) d'après sa datation à 365 Ma par la méthode $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ sur zircon (Pin, 1989), ce qui lui implique que les cornes vertes associées ont le même âge voire un âge plus ancien.

Les conditions d'affleurement sont médiocres à cause du recouvrement par des formations superficielles. En 2004, des roches en place étaient visibles d'une part dans les fossés de la route D 788, au Sud-Est de la cote $z=956$, et, d'autre part, dans le fossé oriental de la piste qui se trouve à l'Est de cette route, sur le flanc occidental de la colline de Fourchat. Ce dernier fossé montrait divers faciès, qui se retrouvent parmi les « pierres volantes » situées à l'Ouest de la piste. Cette variété de faciès comprend :

- 1) un faciès vert sombre relativement massif, à aspect d'amphibolite, de grain fin à moyen (≤ 2 mm),
- 2) un faciès finement rubané avec alternance de lits lenticulaires de 1 à 3 mm de puissance, soit verdâtres avec des nuances diverses, soit gris clair à sombre,
- 3) un faciès à grain très fin, de teinte gris vert sombre, recoupé par un tout un réseau de veinules leucocrates.

L'étude microscopique de trois lames minces donne les résultats suivants :

- Le faciès vert sombre à grain fin est riche en amphibole vert kaki et présente une texture polygonale (fig. 19) qui témoigne d'un recuit thermique : il s'agit d'une cornéenne à amphibole.

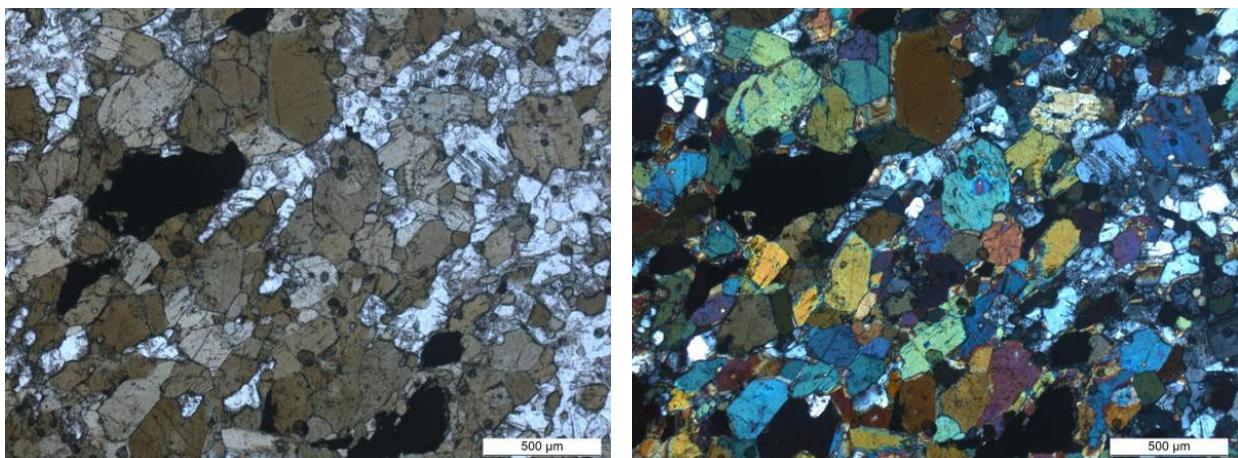


Fig. 19 - Microphotographies 2C15 - LM C42166 : cornéenne à amphibole vert kaki, à texture polygonale microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

• Le faciès à grain très fin est une cornéenne à amphibole verte et biotite brune parfois ferruginisée, recoupée par un réseau de veinules de puissance ≤ 2 mm et à composition de leucodiorite à amphibole verte (fig. 20). Dans cette cornéenne les silicates ferro-magnésiens sont accompagnés de plagioclase, de quartz relativement abondant et d'oxydes de fer et/ou titane accessoires. Ces derniers sont également présents dans les veinules leucocrates, constituées des minéraux cardinaux suivants : plagioclase prédominant et amphibole verte.

• Le faciès rubané est une tactite à clinopyroxène, epidote et amphibole, les teneurs modales en ces silicates ferro-magnésiens variant fortement d'un lit à l'autre (fig. 21). La paragenèse comprend en outre du plagioclase complètement séricité, de petits amas de mica blanc secondaire et des minéraux accessoires tels que sphène et oxy-hydroxyde de fer.

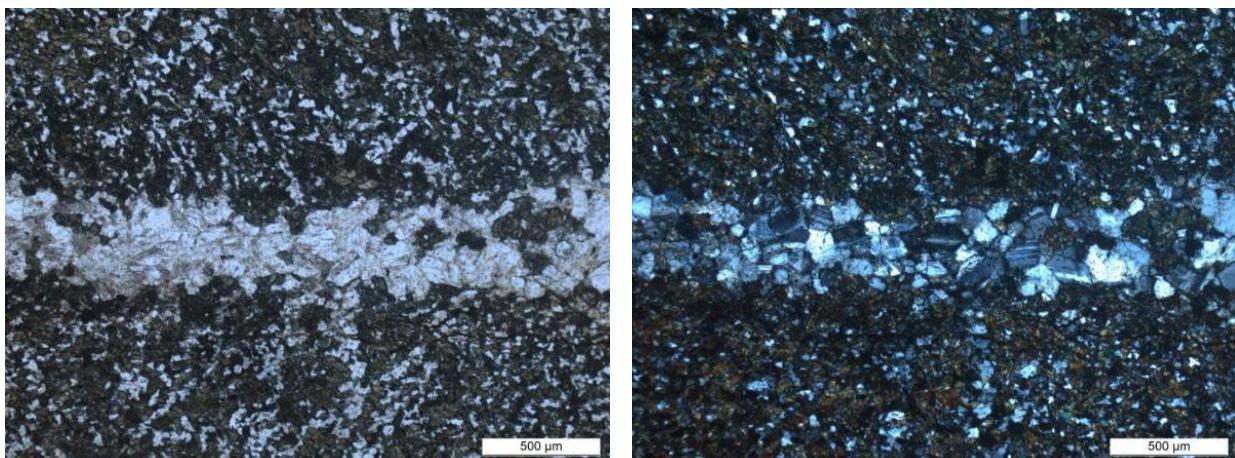


Fig. 20 - Microphotographies 2C19a - LM C42168 : cornéenne à grain très fin, à amphibole et biotite, recoupée par une veine de leucodiorite à amphibole.

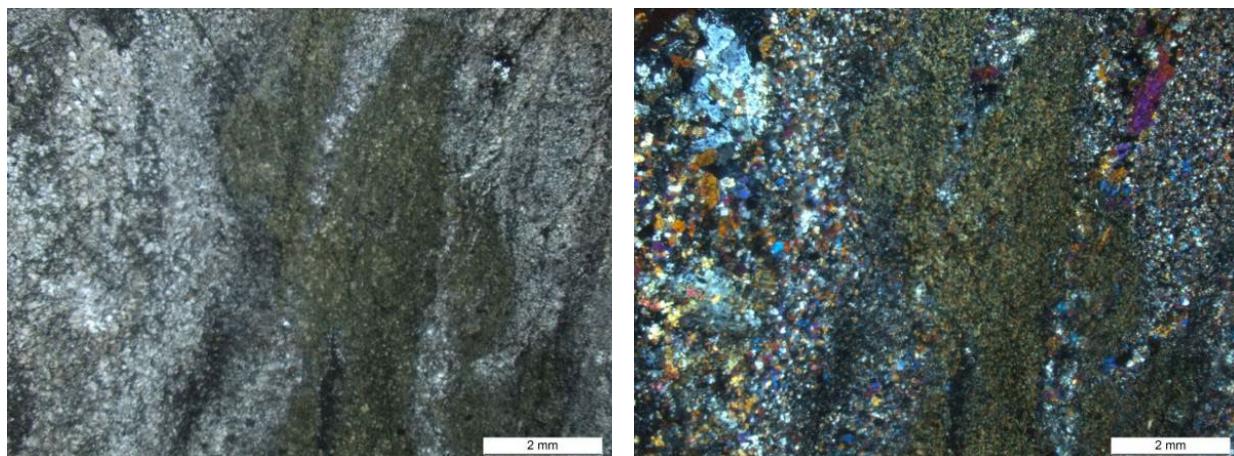


Fig. 21 - Microphotographies 2C19b - LM C42167 : tactite rubanée, avec des rubans riches en epidote au centre microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Massifs et petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques (Dévonien supérieur à Stéphanien-Autunien ?)

D'abondantes intrusions magmatiques varisques, polyphasées, ont fortement disloqué les formations métasédimentaires et/ou volcaniques antérieures et y ont localement développé un métamorphisme de contact. Ces intrusions comprennent d'une part des massifs plutoniques, de géométrie et de taille variables, décrits dans ce paragraphe, et, d'autre part, des filons et sills de roches subvolcaniques, décrits plus loin. Les roches plutoniques se répartissent en trois types d'association magmatique : (i) calco-alcaline *stricto sensu*, mésocrate à mélancrate, (ii) calco-alcaline magnésio-potassique ou subalcaline, mésocrate, et (iii) alumino-potassique, mésocrate à leucocrate.

Association calco-alcaline *stricto sensu*

Cette association est représentée par le massif d'Aydat et ses satellites, situés dans le quart nord-ouest de la carte. Ces corps sont intrusifs dans les formations dévono-dinantianes avec développement d'un métamorphisme de contact et ils sont constitués essentiellement de roches plutoniques mésocrates, intermédiaires à faiblement acides ($\text{SiO}_2=55,7\text{--}67,3\%$), à amphibole et/ou biotite, dont la composition modale du stock quartzo-feldspathique varie dans la gamme diorite quartzifère - tonalite - granodiorite dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973). À ces roches plutoniques mésocrates sont associées, spatialement et génétiquement, des roches plutoniques basiques, sombres à très sombres et fréquemment cumulatives, à composition de gabbro-diorite et/ou de hornblendite. Enfin, cet ensemble de roches plutoniques est recoupé par des filons lenticulaires et de petits stocks de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole.

η^3 . Gabbro-diorite, hornblendite en petits corps (enclaves ou roof-pendants). Ces roches se distinguent de celles de type η^2 , auxquelles elles sont étroitement associées, par (i) leur teinte généralement plus sombre et (ii) leur mode de gisement sous forme de corps lenticulaires, d'extension relativement faible, apparaissant sporadiquement sous forme soit de différenciations ou d'enclaves au sein des entités de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, soit de panneaux au toit de ces entités. Il s'agit de cumulats précoces présentant une grande variété de faciès avec des variations de granulométrie, le grain étant fin à grossier, et de composition modale allant d'un pôle mélancrate riche en amphibole à un pôle mésocrate à plagioclase prédominant sur l'amphibole.

Hornblendite. Le faciès le plus sombre est une hornblendite à grain grossier (1 à 2 cm) constituée de 60 à 90 % de hornblende et pour le reste de plagioclase et de minéraux accessoires comprenant fréquemment de la pyrite, bien visible macroscopiquement. Ce faciès affleure, par exemple, en bordure sud-ouest du lac d'Aydat dans le talus ouest d'un virage de la D 90 ($x=650,12$; $y=2073,90$). Il s'agit d'un mésocumulat de hornblende avec plagioclase intercumulus. L'étude microscopique, en lame mince, montre que les prismes de hornblende verte sont fréquemment piquetés de paillettes de biotite très pléochroïque - subincolore à brun-orangé - ou de chlorite vert-pâle (fig. 22). Le plagioclase est plus ou moins sérichtisé. Les minéraux accessoires sont les suivants : chlorite vert-pâle et epidote, en position interstitielle par rapport à l'amphibole ; oxydes de fer et/ou titane, leucoxène, pyrite, apatite.

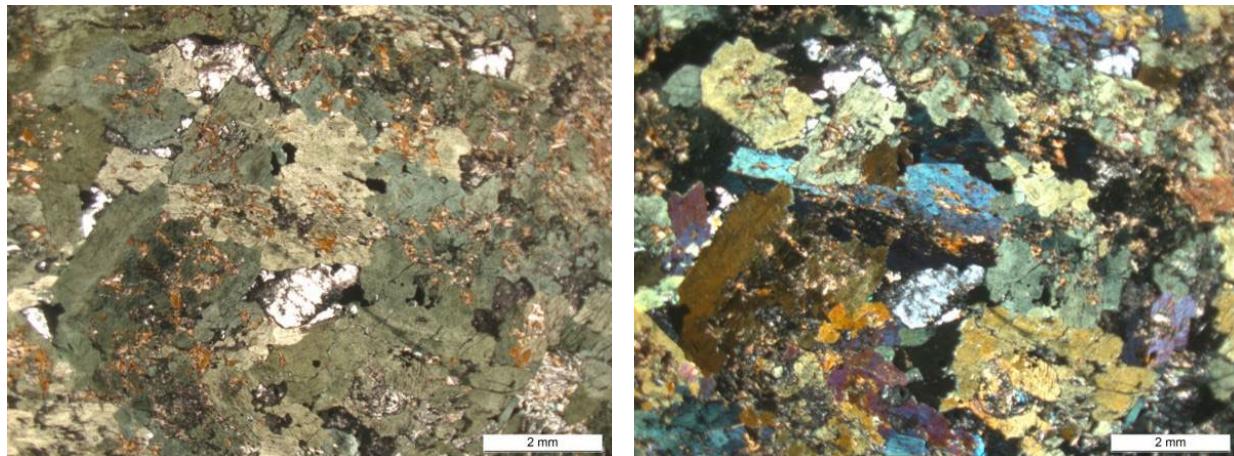


Fig. 22 - Microphotographies 2C34 - LM C42178 : cumulat de hornblende verte avec plagioclase intercumulus microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Les analyses chimiques des éléments majeurs dans deux échantillons (LAYD1 et V5, tabl. 2 en annexe) donnent une composition basique avec $\text{SiO}_2=45,1\text{-}49,5\%$ et riche en Fe, Mg et Ca : $\text{Fe}_2\text{O}_3=11,18\text{-}10,25\%$, $\text{MgO}=5,10\text{-}4,15\%$, $\text{CaO}=9,0\text{-}8,6\%$. Le teneur en TiO_2 est modeste : 0,9-1,3 %. Conformément au caractère mélanoocrate, le paramètre multicationique $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$, qui reflète l'indice de coloration, est élevé : $B=255\text{-}272$ soit 45-46 % en valeur relative. Pour les autres éléments majeurs : $\text{Al}_2\text{O}_3=24,4\text{-}19,1\%$; $\text{Na}_2\text{O}=1,07\text{-}3,8\%$; $\text{K}_2\text{O}=2,7\text{-}1,4\%$; $\text{MnO}=0,12\text{-}0,26\%$; perte au feu=1,45-0,83 %. Les teneurs relativement élevées en K_2O sont dues à la présence de biotite, en épigénie sur des prismes de hornblende (fig. 22), l'échantillon de hornblendite le plus potassique (LAYD1) étant probablement analogue à celui dont la description pétrographique est donnée ci-dessus.

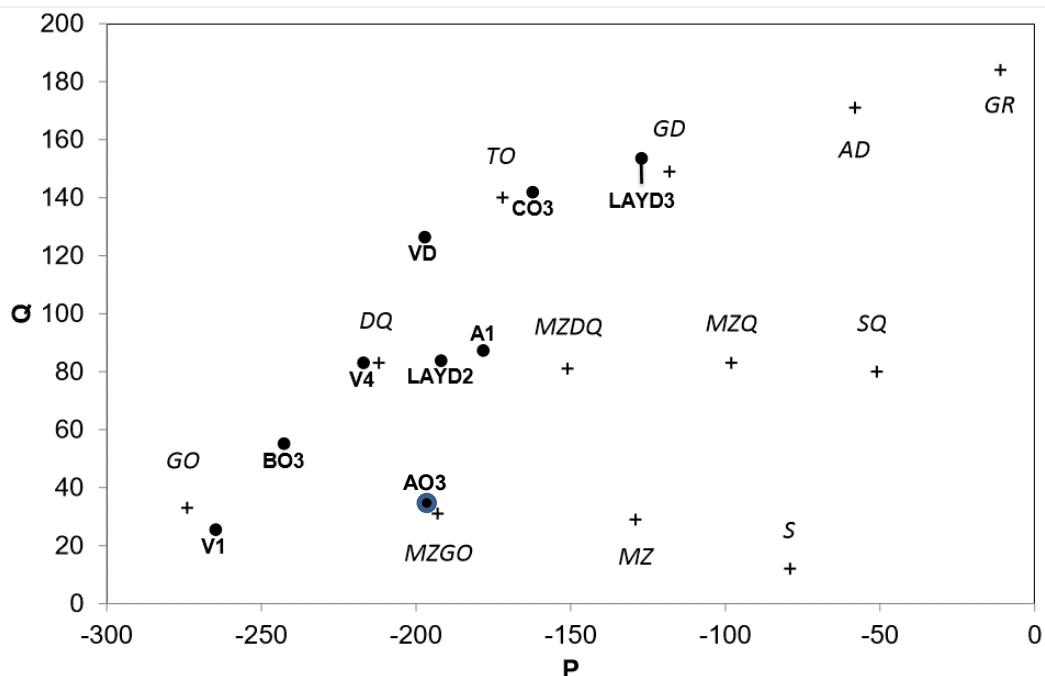


Fig. 23 - diagramme Q vs P pour les roches plutoniques calco-alcalines du massif d'Aydat.

Les paramètres multicationiques Q et P sont calculés d'après les analyses d'éléments majeurs de la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (198, cf. tableau 2 en annexe : $Q=\text{Si}/3-(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca}/3)$; $P=\text{K}-(\text{Na}+\text{Ca})$). Compositions de référence (Debon et Le Fort, 1988) :

TO tonalite	GD granodiorite	AD adamellite	GR granite
DQ diorite quartzifère	MZDQ monzodiorite quartzifère	MZQ monzonite quartzifère	SQ syénite quartzifère
GO gabbro	MZGO monzogabbro	MZ monzonite	S syénite

Gabbro-diorite. Dans le faciès le plus clair, la teneur modale en plagioclase est de l'ordre de 70 %, l'amphibole est xénomorphe et pœcilitique, de cristallisation postérieure à celle du plagioclase, et des paillettes de biotite et/ou de chlorite lui sont associées. Dans le faciès intermédiaire, les proportions de plagioclase et d'amphibole sont à peu près équivalentes et du quartz est parfois présent en faible quantité.

L'analyse chimique des éléments majeurs dans un échantillon de « cumulat plagioclasique » (V1, tabl. 2 en annexe) donne une composition basique avec $\text{SiO}_2=49\%$, qui se distingue de celle des hornblendites par un caractère nettement moins ferro-magnésien ($\text{Fe}_2\text{O}_3=7,95$ contre 11,18-10,25 % ; $\text{MgO}=3,60$ contre 5,10-4,15 % ; $\text{B}=36,6$ contre 45,9-49 %) et, en revanche, plus calcique ($\text{CaO}=10,9$ contre 9,0-8,6 %). Dans le diagramme de classification Q vs P (fig. 23) V1 est proche du pôle gabbro (GO).

η^2 . Diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen, à amphibole et biotite, de type Aydat (365 Ma). Ce type de roche plutonique affleure dans différents secteurs du quart nord-ouest de la carte de Veyre-Monton :

- au centre de ce quart nord-ouest, se trouve un alignement de massifs, séparés par des coulées de roches volcaniques quaternaires de la Chaîne des Puys ; en allant du Sud au Nord, se trouvent successivement le massif d'Aydat, puis celui de Verneuge et enfin, dans la partie la plus septentrionale de la carte, l'extrémité sud d'un massif qui se poursuit vers le Nord, dans le secteur de Beaune-Manson, sur le territoire de la carte de Clermont-Ferrand ;
- autour de Recoleine, dans l'angle nord-ouest de la carte, apparaissent des îlots d'un massif intrusif dans des schistes et ennoyé sous diverses formations volcaniques cénozoïques.

Le massif d'Aydat–Verneuge est hétérogène dans le détail : il présente une différenciation interne qui va d'un pôle de diorite quartzifère jusqu'à un pôle de granodiorite, il renferme des enclaves et des panneaux de toit (roof-pendants) de roches basiques mélancrates à composition de gabbro-diorite ou de hornblendite, ainsi que des enclaves de cornéennes, et il est recoupé localement par des filons lenticulaires de microdiorite à amphibole ou par des filons de leucogranites, aplitiques et/ou pegmatitiques.

L'hétérogénéité est bien visible sur un très bon affleurement, situé ($x=651,15$; $y=2077,10$) dans le talus nord-ouest de la N 9 au Sud-Ouest du carrefour de la Cassière, réaménagé en 2010-2011. En effet, ce talus montre une roche plutonique présentant de rapides variations de la taille de grain et de la teneur modale en amphibole, ainsi que de nombreuses enclaves sombres, de forme et de taille variables. À l'extrémité sud-ouest du talus (fig. 24) la roche renferme quelques tablettes de feldspath potassique de 1 à 2 cm de longueur et d'abondantes enclaves sombres à grain fin, de puissance ≤ 20 cm, qui sont soit ovoïdes et parfois à texture porphyrique par suite de la présence de xénocristaux, soit aplatis et parallèles à la fabrique magmatique planaire. En outre, en allant vers le Nord-Est il apparaît que cet ensemble hétérogène est recoupé par un stockwerk de filons d'aplite et/ou de pegmatite, à proximité du contact avec le massif de granite porphyroïde à biotite de Theix, intrusif dans les roches plutoniques de type Aydat.



Fig. 24 -Affleurement d'un faciès hétérogène de la « diorite » d'Aydat dans le talus nord-ouest de la N 9 au Sud-Ouest du carrefour de la Cassière
photo PC 2A05 21/10/2011.

En dehors de cet affleurement exceptionnel les roches de type diorite quartzifère à granodiorite apparaissent sous forme de blocs plus ou moins arrondis, soit dispersés au sein de l'arène, soit groupés en chaos d'extension variable. L'observation macroscopique montre un grain moyen, plurimillimétrique, et une fabrique planaire, plus ou moins nette selon les endroits et/ou les échantillons.

Les enclaves magmatiques sombres sont de deux types lithologiques différents : d'une part, des roches à grain fin, sombres par suite de leur richesse en amphibole et/ou biotite, et, d'autre part, des roches de grain moyen à grossier correspondant à des cumulats de mélagabbro-diorite riche en amphibole ou de hornblendite. Par endroits, il existe en outre des enclaves de roches métamorphiques de type cornéennes ou cornes vertes.

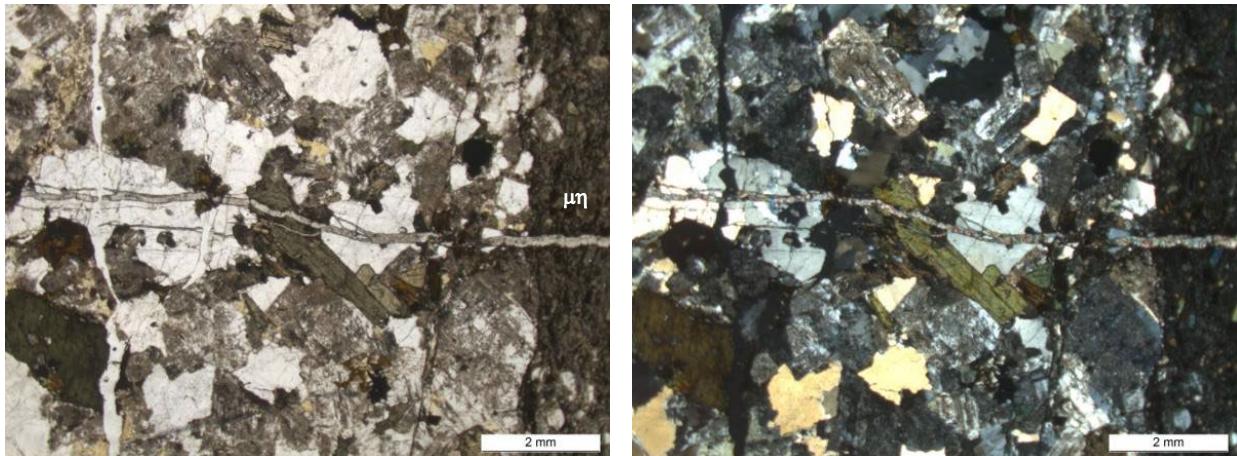


Fig. 25 - Microphotographies 2C39 - LM C42180 : tonalite à grain moyen à hornblende verte et biotite, et microdiorite légèrement quartzifère ($\mu\eta$, à droite), le tout recoupé par une fissure à remplissage de prehnite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du FK.

Les études pétrographiques montrent une texture hypidiomorphe à grain moyen (1 à 8 mm), parfois faiblement myrmékitique. Le stock quartzo-feldspathique comprend toujours du quartz et du plagioclase, alors que le feldspath potassique peut être accessoire dans le cas d'une tonalite (fig. 25) et est toujours présent dans le cas d'une granodiorite. Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à automorphes et est plus ou moins zoné et/ou séricité selon les échantillons ; il peut contenir des inclusions d'amphibole et/ou d'oxydes de fer-titane ou renfermer des bourgeons myrmékitiques en bordure. Le quartz est xénomorphe, interstitiel au plagioclase, à extinction onduleuse et fréquents sous-grains. Le cas échéant, le feldspath potassique est du microcline, en plages xénomorphes, interstitielles au plagioclase. Les silicates ferro-magnésiens hydroxylés sont de deux types : amphibole verte et biotite, intimement associées en général. La biotite est fortement pléochroïque – subincolore à brun-vert ou marron selon les échantillons – et se présente soit en lamelles, isolées ou plus fréquemment groupées en petits amas cloisonnant du plagioclase et du quartz, soit en petites paillettes sur des cristaux d'amphibole. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants : oxydes de fer et/ou titane, sphène, zircon et apatite.

Les microphotos 2C39 (fig. 25) illustrent l'exemple d'une tonalite à grain moyen à hornblende verte et biotite, avec un peu de feldspath potassique (coloré en jaune) et oxydes de Fe-Ti, monazite, zircon et apatite accessoires. Cette tonalite est recoupée par une microdiorite légèrement quartzifère et le tout est recoupé par une fissure à remplissage de prehnite.

Six échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques d'éléments majeurs (tabl. 2 en annexe) dans le cadre de la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987). L'un (AO3) concerne une enclave basique dans la tonalite de St-Julien-sur-Aydat. Pour les cinq autres échantillons ces analyses permettent de confirmer – à l'aide du diagramme multicationique Q vs P (fig. 23) – que la composition va d'une diorite quartzifère (LAYD4, V4) à une granodiorite (LAYD3) en passant par une tonalite (VD, CO3). Cette composition est intermédiaire à acide, la teneur en SiO_2 variant entre 55,7 et 67,30 %. Corrélativement à l'augmentation de la teneur en silice et conformément à la variation de la composition modale, l'évolution du pôle diorite quartzifère vers le pôle granodiorite se traduit par (i) une diminution des teneurs en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (9,16 à 4,27 %), MgO (4,80 à 1,50 %), TiO_2 (1,20 à 0,45 %) et CaO (7,80 à 3,65 %) et (ii) une augmentation des teneurs en Na_2O (3,15 à 3,70 %) et K_2O (1,35 à 2,70 %). Le paramètre multicationique $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, qui reflète l'indice de coloration, est de 44,4 à 41,21 % pour les diorites quartzifères, 27,8 à 20,5 % pour les tonalites et 17,4 % pour la granodiorite. L'indice d'aluminosité A/CNK est de 0,82-0,93 dans les diorites quartzifères - tonalites et de 1,04 dans la granodiorite, ce qui dénote un caractère méta-alumineux à faiblement alumineux.

L'enclave AO3 a une composition qui la place près du pôle monzogabbro (MZGO) dans le diagramme Q vs P (fig. 23) et se singularise par son caractère très mélanocrate : B=Fe+Mg+Ti=69,6 %.

Les échantillons AO3, V4 et CO3 ont en outre fait l'objet d'analyses d'éléments en traces, données dans la thèse de C. Pin (1989) : voir tableau 1 ci-dessous.

Enfin, sur ces quatre échantillons ainsi que sur la métavolcanite de Pont-des-Eaux (*cf. supra dhv*) C Pin (1989) a réalisé des mesures isotopiques Rb-Sr et Nd-Sm qui permettent de comparer la métavolcanite de Pont-des-Eaux aux roches volcaniques dévono-dinantienne du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise ainsi qu'à la « diorite » d'Aydat (Pin et Paquette, 2002) : cf. plus loin chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

	Th	Sr	Zr	Nb	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	ΣTR
AO3	7.30	752	144	4,1	31,6	37.30	36,00	43.20	9.17	2.42	7.34	5.57,	2.37	2.10	0.30	144.40
V4	5.29	539	113	14	44.6	20.19	52.80	23.10	3.52	1.67	6.10	6.45	3.60	4.27	0.71	121.90
CO3	6.86	583	103	14	20.4	19.16	38.90	16.60	3.31	1.10	2.76	2.92	1.71	2.08	0.28	88.83
B03	3.57	597	110	4.1	30.2	15.25	34.44	19.50	4.42	1.46	4.63	4.50	2.51	2.65	0.32	88.62

teneurs en ppm

V4=diorite quartzifère ; CO3=tonalite ; AO3=enclave dans CO3 ; B03=microdiorite quartzifère (cf. plus loin pour description)

Tableau 1 -Teneurs en éléments en traces de trois échantillons de roches plutoniques de type Aydat et d'une microdiorite quartzifère (Pin, 1989).

γ^5 c. Tonalite à grain moyen, à biotite chloritisée. Ce granitoïde n'apparaît que dans la partie la plus nord-ouest de la carte, où il constitue un petit massif qui affleure de façon discontinue en rive droite (fig. 26) et, accessoirement, en rive gauche du ruisseau de la Gorce, là où l'érosion a décapé la coulée de basalte de la planète inférieure d'Aurières qui le recouvre. Il est fortement fracturé, plus ou moins arénisé et en majeure partie masqué par des éboulis de basaltes des planèzes d'Aurières, de sorte que les affleurements rocheux sont peu fréquents et de qualité généralement médiocre.

Les meilleurs affleurements se trouvent à l'Est d'Olmont, en rive droite du ruisseau de la Gorce, au Nord et au Sud de la source d'eau minérale indiquée sur la carte topographique (x=643,67 ; y=2078,45). Ces affleurements montrent un granitoïde à grain moyen, de teinte rosâtre, dans lequel il est possible de distinguer macroscopiquement des cristaux de feldspath rose dont la taille varie entre un et quelques mm, du quartz interstitiel et des paillettes de biotite chloritisée.



Fig. 26 - Affleurement de tonalite à grain moyen, à biotite chloritisée, en rive droite de la Gorce - photo PC 1A08 28/09/2010.

L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe à grain moyen et une composition modale du stock quartzo-feldspathique qui est celle d'une tonalite, le quartz étant relativement abondant tandis que le feldspath potassique primaire est totalement absent (fig. 27).

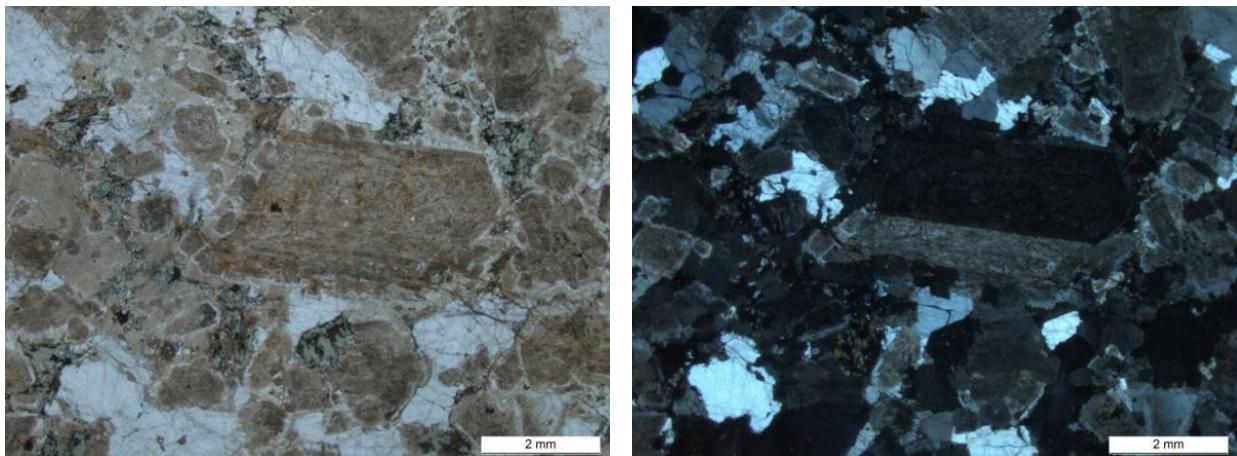


Fig. 27 - Microphotographies 1A07 - LM C56857 : tonalite à grain moyen à biotite chloritisée microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

La composition minéralogique qualitative est la suivante :

- plagioclase subautomorphe à automorphe, présentant un zonage de composition, fréquemment oscillatoire, auquel se superpose un zonage d'altération, le cœur étant assez fortement séricité alors que la bordure ne l'est pas ou peu ;
- quartz à extinction fortement onduleuse et sous-grains, en plages interstitielles aux lattes de plagioclase ;
- biotite complètement chloritisée avec exsudation d'oxydes de fer et/ou titane ;
- feldspath potassique secondaire, de type adulaire, en taches sur du plagioclase ou en remplissage de fissures ;
- zircon, apatite, leucoxène et oxydes de fer et/ou titane, accessoires, associés à de la biotite, chloritisée pour l'essentiel.

Cette composition est nettement différente de celle du « granite à deux micas de La Bourboule », qui plus à l'Ouest, sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1981), constitue un massif d'orientation générale SW-NE, discontinu par suite du recouvrement par des formations volcaniques, abondantes et variées. En revanche, elle permet de classer ce granitoïde dans l'association calco-alcaline *stricto sensu*, et, corrélativement, de l'apparenter au pôle tonalite des roches plutoniques de type η^2 .

oy³⁻⁵. Monzogranite-tonalite mésocrate à subleucocrate, à grain moyen, orienté, à biotite, de type St-Hérent. Ce granitoïde n'apparaît qu'à l'Est du bourg de Saurier, au centre de la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, où il constitue l'extrême nord d'un petit massif dont la partie sud se trouve sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse à 1/50 000 (Blein *et al.*, à paraître). Sur cette dernière carte un massif nettement plus important se trouve dans le secteur de St-Hérent où a été défini ce faciès.

En limite nord de la carte de Besse-en-Chandesse, à l'extrême nord-est du village de Saurier, des pavillons récents sont construits au milieu d'un chaos de blocs et boules, constitués d'un granitoïde mésocrate à grain moyen, à biotite. Ce granitoïde est l'hôte (i) de rares et petites enclaves sombres à grain fin, et (ii) de rares et minces filons de leucogranite. En effet, nous avons observé :

- dans le talus oriental d'une piste, passant immédiatement à l'Est de la zone pavillonnaire, une enclave sombre à grain fin, de forme ovoïde avec une section elliptique ayant un grand axe de 30 cm et un petit axe de 6 cm ; cette enclave renferme quelques petits xénocristaux de quartz et de feldspath(s), qui lui confèrent une texture légèrement porphyrique ;
- dans un des blocs du chaos, un filon lenticulaire de leucogranite à muscovite de direction N45°E, avec un pendage de 85° vers le NW et une puissance ne dépassant pas 8 cm.

L'étude microscopique d'un échantillon de Saurier montre (i) une texture hypidiomorphe à grain moyen, hétérogène (0,1 à 6 mm), et à orientation planaire fruste, et (ii) une composition relativement pauvre en orthose, proche de celle d'une tonalite, et riche en biotite (environ 15 % en volume). La composition minéralogique qualitative est la suivante :

- plagioclase zoné, subautomorphe à automorphe, plus ou moins séricité selon les individus ou les zones, à inclusions sporadiques de paillettes de biotite ;

- quartz à extinction onduleuse, essentiellement en cristaux xénomorphes de taille variable, présentant des sous-grains, ou, accessoirement, en gouttelettes corrodant du plagioclase ;
- orthose en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ;
- biotite très fraîche, de teinte brun-orangé, en lamelles, isolées ou surtout en petits amas cloisonnant la phase quartzo-feldspathique ;
- minéraux accessoires : zircon, monazite, apatite et rares oxydes fer et/ou titane, en majorité inclus dans de la biotite.

Dans la thèse de D. Chaillou (1967) figurent deux analyses modales et une analyse chimique de deux échantillons de la carte de Besse-en-Chandesse.

Pour deux échantillons prélevés près de Dauzat-sur-Vodable, les compositions modales sont les suivantes :

échantillon	quartz	orthose	plagioclase	biotite (chlorite)	divers	total
DCH 83	29,6	25,6	30,1	13,7	1,0	100,0
DCH 84	39,9	25,8	27,5	5,8	1,0	100,0

Le plagioclase a une composition d'andésine dans DCH 83 et d'oligoclase dans DCH 84.

Dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973) ces compositions modales sont celles d'un monzogranite à biotite, mésocrate pour DCH 83 et subleucocrate pour DCH 84.

L'analyse chimique d'un échantillon du granitoïde à biotite de Chevalière est la suivante :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
58,30	21,95	1,20	4,35	1,60	3,10	3,40	3,40	0,95	0,05	1,15	0,10	99,55

teneurs en %, analyse extraite de Y. Viallette (1957, *in* Chaillou, 1967)

Il s'agit d'une roche intermédiaire (SiO₂=52-65 %) ayant une composition de monzonite quartzifère dans le diagramme Q-P ou de tonalite dans le diagramme R1-R2. Le paramètre multicationique B=Fe+Mg+Ti et l'indice d'aluminosité sont élevés : B=23 % en valeur relative, ce qui traduit la richesse en biotite de cette roche, et A/CNK=1,47 ce qui pourrait être dû à une forte chloritisation de cette biotite. Cependant, cette composition de monzonite quartzifère à tonalite riche en biotite est nettement différente des compositions de monzogranite à biotite correspondant aux deux analyses modales mentionnées ci-dessus. En conclusion, d'après ces données la composition du granitoïde à biotite de type St-Hérent varie probablement entre un pôle de monzonite quartzifère-tonalite riche en biotite et un pôle de monzogranite subleucocrate pauvre en biotite. Le faciès riche en biotite se rapproche de la granodiorite-tonalite riche en biotite de Villatange, d'affinité calco-alcaline, qui est datée à 353 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique (Cocherie, *in* notice de la carte St-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2006) et qui est un terme précoce du complexe plutonique polyphasé de Guéret, situé dans la partie nord-ouest du Massif central, à l'Ouest du Sillon Houiller.

μη. Microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole. Cette roche mésocrate se distingue de celle de type η² par sa texture microgrenue porphyrique et par son mode de gisement en filons lenticulaires et petits stocks, de direction et de largeur variables, encaissés dans les roches plutoniques de la gamme diorite quartzifère – granodiorite de type Aydat.

Les relations entre roches microgrenues et roches grenues sont visibles dans deux petites carrières abandonnées :

- à 750 m au SSE d'Aydat, en bordure sud de la D 788 (point 2C37, x=649,95 ; y=2072,78), un filon de roche microgrenue porphyrique – de direction N40°E avec un pendage de 60°SE et une puissance de plusieurs mètres – montre à son toit (éponte NW) une zone arénisée de 2 à 3 m de large puis une tonalite à fabrique planaire, à amphibole bien visible (L<=1 cm) avec quelques petites enclaves sombres à grain moyen riches en amphibole ;
- dans la partie nord d'Aydat, en limite sud d'un lotissement (x=649,75 ; y=2073,88), un mince filon de microdiorite feuilletée et arénisée – de direction N15°E avec un pendage de 80°W, et une puissance de 70 cm – est encaissé dans une diorite quartzifère - tonalite également arénisée.

Ailleurs les roches mésocrates microgrenues affleurent sous forme :

- de petites barres rocheuses, comme par exemple (i) à 500 m au Sud-Ouest du hameau de Phialeix (x=650,10 ; y=2072,45), où se trouve une barre de direction N170°E, constituée d'une roche microgrenue grise dont le caractère porphyrique est bien visible à la fois sur la patine légèrement rosâtre et sur des

cassures fraîches, ou (ii) à 500 m au SW du hameau de Veyreras (x=648,77 ; y=2072,48) où affleure une barre de direction N15°E, constituée d'une roche microgrenue porphyrique, bordée du côté ouest par une roche grenue de type tonalite ;

- de petits affleurements isolés, comme par exemple à 400 m au Nord-Ouest de Phialeix (x=650,18 ; y=2072,98) ;
- de blocs épars et/ou de traînées de « pierres volantes ».

Sur les plans patinés on observe localement des vacuoles de taille millimétrique à plurimillimétrique, dues à la dissolution partielle à totale de phénocristaux. Ce phénomène superficiel est à l'origine du nom de « la pierre piquée » donné à un lieu-dit situé au Sud du hameau de St-Julien-sur-Aydat. Le caractère porphyrique se traduit par la présence de phénocristaux de 1 mm à 1 cm de longueur, parmi lesquels l'observation macroscopique permet de distinguer aisément deux types de minéraux : d'une part du plagioclase de teinte nacrée à rose pâle, en petites lattes, et, d'autre part, une amphibole en prismes de teinte vert foncé, plus ou moins allongés selon les endroits.

Un petit bloc épars, provenant du secteur de la « la pierre piquée », montre un contact entre une tonalite-granodiorite à amphibole et biotite et un filon de microdiorite. Cette dernière présente une « bordure figée » d'environ 1 cm de puissance, ne renfermant que quelques rares petits phénocristaux de plagioclase et d'amphibole et montrant une nette fabrique planaire, parallèle au contact. En outre, le contact est recoupé par des fissures à remplissage d'adulaire plus prehnite d'après l'étude en lame mince.

Les phénocristaux constituent entre 20 et 40 % de la composition modale. L'étude pétrographique de lames minces confirme le fait qu'ils sont formés de deux types de minéraux seulement : plagioclase, généralement prédominant, et amphibole.

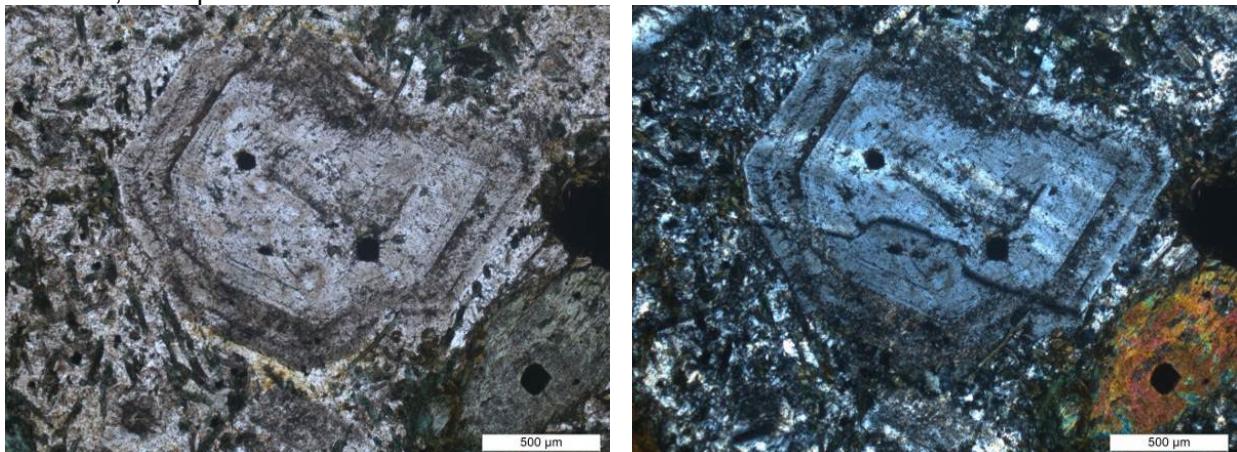


Fig. 28 - Microphotographies 2C37a - LM C42179 : micromonzodiorite quartzifère porphyrique à amphibole ; phénocristaux de plagioclase zoné (au centre) et d'amphibole verte (en bas à droite) dans une mésostase renfermant un peu de feldspath potassique, coloré en jaune.

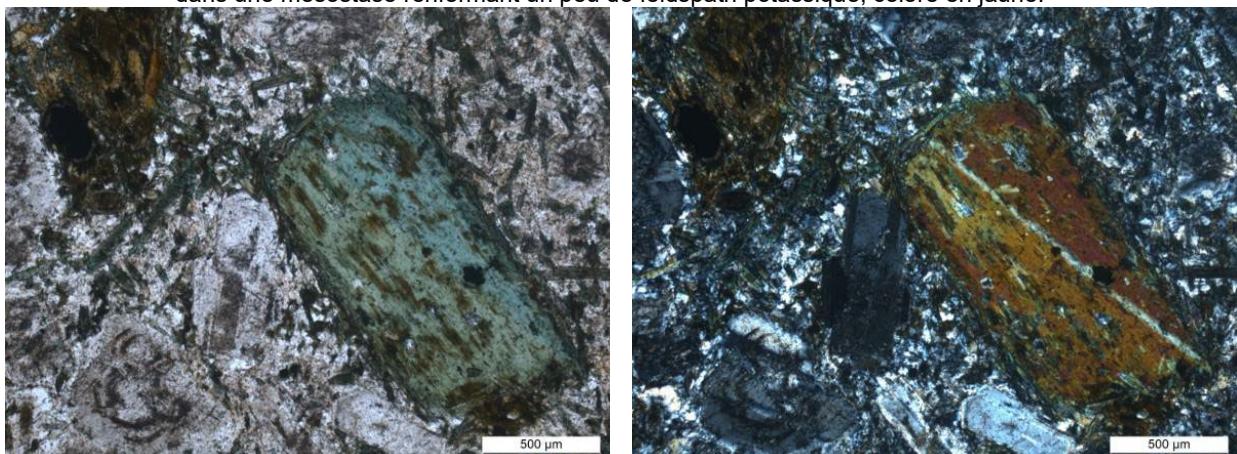


Fig. 29 - 2C37b - LM C42179 : micromonzodiorite quartzifère porphyrique à amphibole ; phénocristaux de plagioclase et d'amphibole verte, partiellement épigénisée par de la biotite dans une mésostase quartzo-feldspathique à amphibole verte aciculaire ; microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Le plagioclase montre un zonage de composition, fréquemment oscillatoire (fig. 28), auquel se superpose un zonage d'altération en séricite. L'amphibole est une hornblende verte, parfois zonée avec une bordure bleu vert ou piquetée de fines paillettes de biotite (fig. 29). La mésostase, très finement grenue à microgrenue, est constituée des minéraux suivants : plagioclase, zoné, subautomorphe à automorphe ; quartz très xénomorphe, interstitiel au plagioclase ; amphibole verte, parfois décolorée et étroitement associée à une biotite brune, localement chloritisée et formant parfois de petits amas d'innombrables micropaillettes ; minéraux accessoires tels qu'oxydes de fer et/ou titane, sphène, pyrite, apatite, zircon... Dans le cas d'échantillons à composition de micromonzodiorite quartzifère la mésostase contient du feldspath potassique et est pauvre en quartz.

Ce type de roche microgrenue a fait l'objet de deux analyses chimiques d'éléments majeurs (Mboungou-Kongo, 1987). Ces deux analyses (B03 et A1, tabl. 2 en annexe) montrent des compositions de roche intermédiaire avec $\text{SiO}_2=53,5\%$ pour l'une et 59 % pour l'autre, se rapprochant de celles des échantillons de diorite quartzifère. Dans le diagramme de classification Q vs P (fig.23) B03 se situe entre les pôles diorite (gabbro) et diorite quartzifère tandis que A1 se rapproche du pôle monzodiorite quartzifère par suite de son caractère plus acide et plus potassique, ce qui est compatible avec la présence de feldspath potassique dans la mésostase. B03 est en outre plus mafique avec $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}=43,25\%$ contre 34,12 % dans A1 et fait l'objet d'une analyse d'éléments en traces (cf. tabl. 1 ci-dessus). Cette dernière révèle que pour la plupart des éléments analysés les teneurs sont intermédiaires entre celles de la diorite quartzifère V4 et de la tonalite CO3.

Association calco-alcaline magnésio-potassique (subalcaline)

L'association subalcaline ne comporte ici qu'un seul faciès : le monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, de type Royat-Theix.

py³. Monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, de type Royat-Theix. Arène associée. Ce faciès granitique apparaît au centre ouest de la partie la plus septentrionale de la carte, dans le secteur de Pardon, Fontfroyde, Theix, Nadaillat, Saulzet-le-Chaud, Chanonat. Vers le Nord il se prolonge à travers tout le territoire de la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000, sur laquelle il est figuré avec la notation γ_b^{3M} (Jeambrun *et al.*, 1973), et cela en passant par Royat de sorte que nous qualifions ce monzogranite porphyroïde de type Royat-Theix. Il est plus ou moins arénisé en de nombreux endroits, mais pour ne pas compliquer la carte nous n'avons distingué que deux polygones d'arène.

Son caractère porphyroïde se traduit par la présence de tablettes de feldspath potassique de teinte blanc nacré à rosée, dont la longueur est généralement de 1 à 2 cm avec un maximum local de 6 cm et dont l'abondance varie selon les endroits, avec de rares accumulations sous forme de bouffées diffuses de faible extension. Ces tablettes feldspathiques sont serties dans une matrice de grain moyen à subgrossier (1 mm à 1 cm), dans laquelle l'observation macroscopique permet de distinguer du quartz, des feldspaths et de la biotite.

Au Nord du hameau de la Cassière, les travaux de réaménagement de l'échangeur de la N 9, réalisés en 2010-2011, ont entaillé le massif granitique sur une vingtaine de mètres de profondeur, ce qui a permis d'observer et d'échantillonner un faciès frais, de teinte grise et homogène par suite (i) d'une taille (1 à 3 cm) et d'une répartition régulières des tablettes de feldspath potassique, d'une part, et des lamelles de biotite, d'autre part, (ii) de la rare présence de petites (≤ 2 cm) enclaves sombres, riches en biotite, et (iii) de l'absence de filons de leucogranite. Ce faciès frais est cependant recoupé par de petites failles et autres fractures et vers le haut il passe à une isaltérite, plus ou moins remaniée en surface pour donner une allotérite. Ailleurs, du monzogranite porphyroïde plus ou moins frais apparaît à la faveur soit de chaos de boules, comme par exemple à l'Est de la D 90 au Sud de Saint-Genest-Champanelle (fig. 30), soit, surtout, d'entailles anthropiques, d'extension variable : quelques carrières abandonnées et des talus de routes. Ces entailles permettent d'observer un granite porphyroïde plus ou moins fracturé et arénisé, et fréquemment recoupé par des filons de leucogranite comme c'est le cas dans la carrière abandonnée de la photo 3A19 (fig. 31) ou dans les talus de la N 89 entre Theix et Saulzet-le-Chaud.



Fig. 30 - Chaos de boules de granite porphyroïde, au Sud de Saint-Genest-Champanelle
photo PC 2B03 22/04/2011.

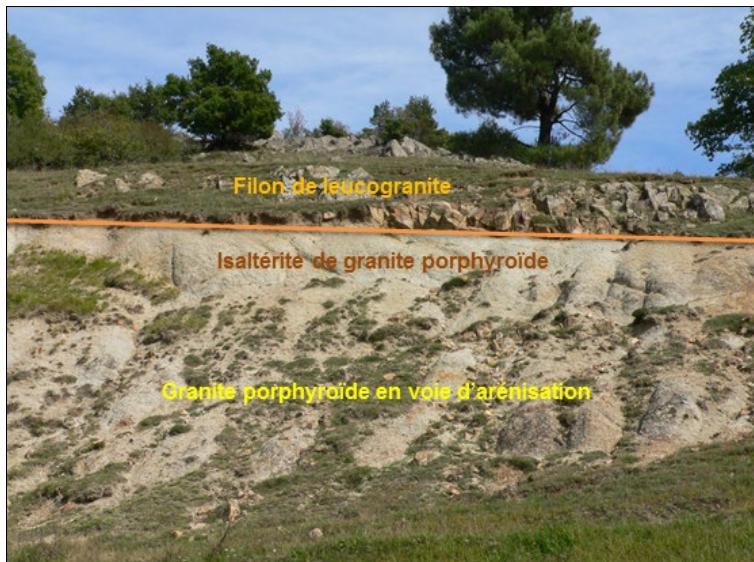


Fig. 31 - Granite porphyroïde, plus ou moins arénisé, recoupé par un filon de leucogranite,
dans une carrière abandonnée, à 1,5 km au Sud du centre de Saulzet-le-Chaud
photo PC 3A19 01/10/2010.

En dehors des variations de taille concernant les tablettes de feldspath potassique et la matrice, les facteurs d'hétérogénéité interne du monzogranite porphyroïde sont constitués par la présence locale (i) d'enclaves sombres, riches en biotite, à grain fin et de petite taille, et ii) de panneaux de cornéennes développées aux dépens de roches dévono-dinantiennes des formations **dhS** et **dhv**, comme cela est décrit *supra*.

Le monzogranite de type Royat-Theix est intrusif dans les roches basiques à acides de type Aydat. Vers le Sud ses relations avec les granitoïdes alumineux de type Cournols–Saint-Nectaire ne sont pas visibles à l'affleurement, car la zone de contact est masquée en grande partie par la coulée basaltique pliocène de la montagne de Serre et pour le reste par des éboulis et autres formations de versant. Enfin, le monzogranite porphyroïde est recoupé par tout un réseau de filons de leucogranite de puissance variable. Ce réseau est particulièrement dense au Nord de la vallée de l'Auzon, entre Pardon à l'Ouest et Chanonat à l'Est ; à l'Ouest et au Sud-Sud-Ouest de Saulzet-le-Chaud, d'épais filons leucogranitiques jalonnent la bordure occidentale de la Limagne. À l'Ouest de Chanonat, en rive gauche (nord) de l'Auzon, les talus nord de la D 52 montrent – sous des formations de versant provenant de la couverture sédimentaire oligocène et du basalte du Puy Giroux – un monzogranite porphyroïde plus ou moins arénisé, localement envahi de filons de leucogranite dont un gros filon, qui est situé à l'extrémité orientale de la zone d'affleurement du socle varisque et sur lequel est construite la chapelle qui se trouve à l'extrémité ouest de Chanonat, immédiatement au Sud de la D 52. En

revanche, les filons de quartz sont rares et de faible puissance, comme par exemple à 750 m au Sud-Ouest de l'église de Saulzet-le-Chaud où le talus nord de la N 89 permet d'observer une zone faillée de direction N75°E avec un pendage de 80° vers le Sud, jalonnée de minces filons lenticulaires de quartz, d'épaisseur ne dépassant pas 20 cm.

Les études microscopiques montrent que la matrice a une texture hypidiomorphe, parfois légèrement myrmékitique, et présente une déformation ductile se traduisant par (i) une extinction fortement onduleuse et un fréquent développement de sous-grains dans le quartz et (ii) des kinks sur des lamelles de biotite. Le feldspath potassique, de type microcline quadrillé, se présente sous deux habitus : (i) pour l'essentiel, en grandes tablettes subautomorphes (fig. 32), riches en veines et taches perthitiques, à inclusions de petits cristaux de plagioclase et de biotite, parfois corrodés par un peu de quartz, et ii) en petits cristaux xénomorphes dans la matrice. Cette dernière (fig. 33) comprend en outre les minéraux suivants :

- plagioclase zoné (An30-50), en cristaux subautomorphes à automorphes de taille variable, présentant une altération en séricite dont l'intensité varie selon les individus, les zones et/ou les échantillons ; certains cristaux ont des inclusions de plagioclase plus précoce et/ou de biotite ;
- quartz en plages xénomorphes, interstitielles aux feldspaths, et accessoirement en petits cristaux corrodant des feldspaths ou en association symplectique avec de l'albite au sein de bourgeons myrmékitiques ;
- biotite brun-rouge en lamelles de taille variable, isolées ou en petits amas, localement chloritisée avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane ;
- minéraux accessoires, associés à de la biotite en majeure partie : rare amphibole de type hornblende verte ; fréquents zircon et monazite avec halos de radioactivité, apatite, magnétite, sphène ; rare allanite zonée (fig. 32-33) ;
- parfois epidote et/ou calcite développées aux dépens de plagioclase ou en remplissage de microfissures.

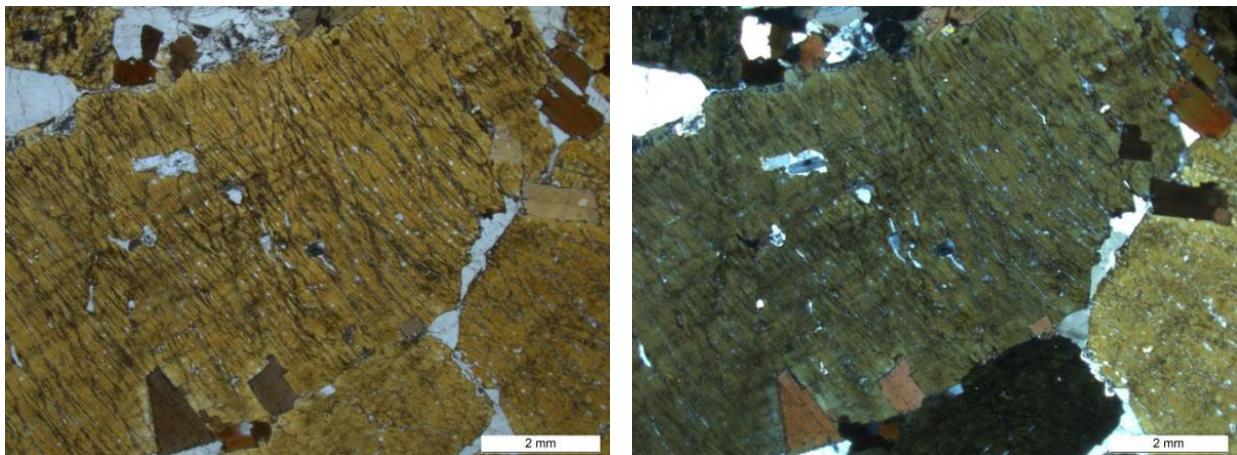


Fig. 32 - Microphotographies 2A05a - LM C56869 : grandes tablettes de feldspath potassique perthitique microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

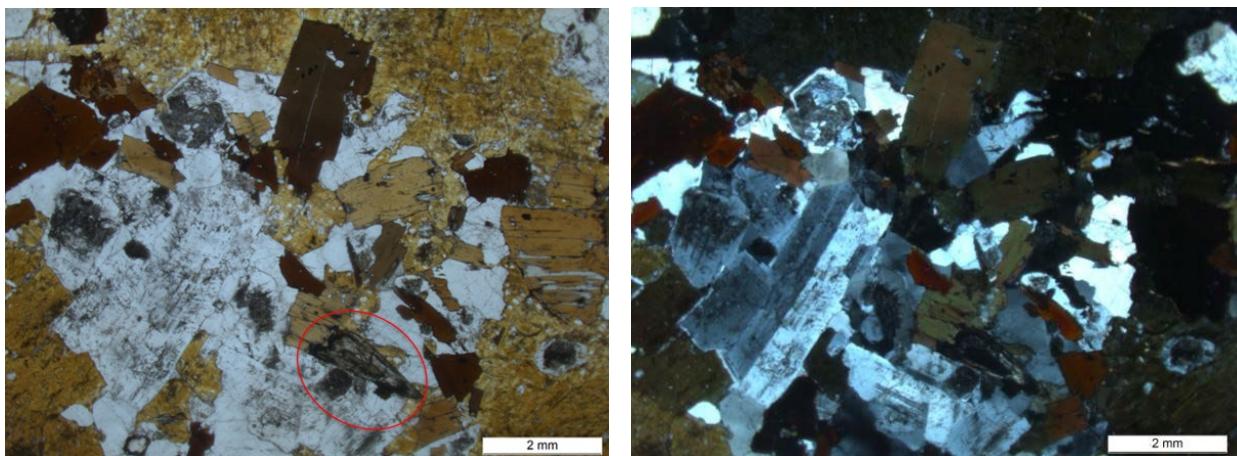


Fig. 33 - Microphotographies 2A05b - LM C56869 : matrice du granite porphyroïde, avec allanite zonée au sein de l'ellipse rouge - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

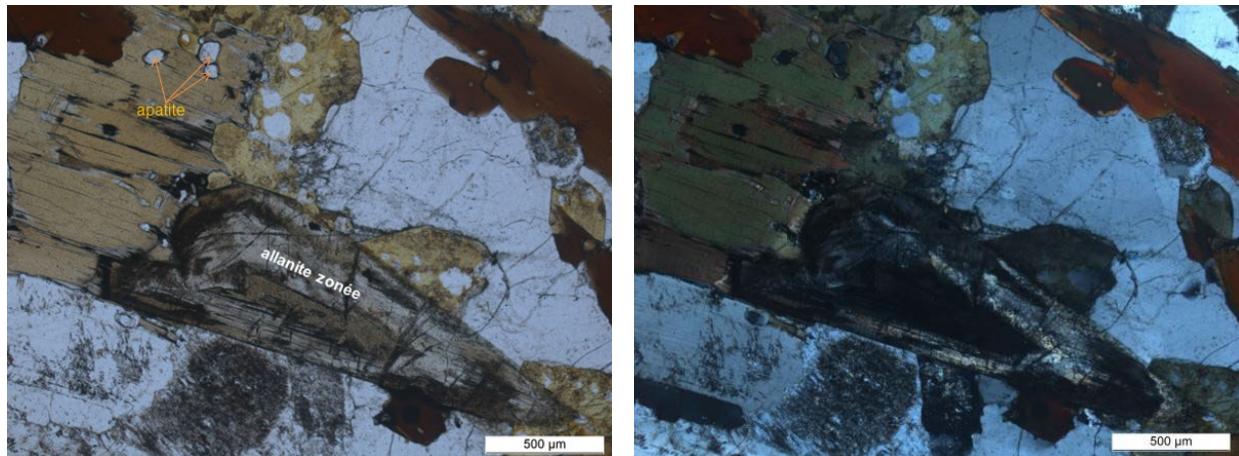


Fig. 34 - Microphotographies 2A05c - LM C56869 : détail des microphotos de la matrice du granite porphyroïde, avec un cristal d'allanite et de petits prismes d'apatite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; avec coloration sélective du FK.

Dans la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) figurent des analyses de minéraux, une typologie du zircon et deux analyses chimiques d'éléments majeurs dans des échantillons de roches. Le plagioclase a une composition de labrador, la teneur en anorthite variant entre An30 et An50, tandis que la biotite est peu alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3=13,2\text{--}14,6\%$) et relativement riche en Fe ($\text{FeO}=18,6\text{--}21\%$) et Mg ($\text{MgO}=10,5\text{--}12,2\%$), ce qui la situe dans le domaine des associations magmatiques subalcalines ou calco-alcalines magnésio-potassiques. La typologie du zircon confirme l'appartenance à une telle association.

Les analyses chimiques de deux échantillons prélevés à l'Est de Theix (TH1 et TH4, tabl. 3 en annexe) montrent que la composition est faiblement acide ($\text{SiO}_2=64,45\text{--}65,00\%$), plus potassique ($\text{K}_2\text{O}=4\text{--}5\%$) que sodique ($\text{Na}_2\text{O}=3,2\text{--}3,4\%$) et moyennement calcique ($\text{CaO}=2,65\text{--}2,90\%$). L'indice d'aluminosité A/CNK est faible (1,04) dans TH1, traduisant un caractère méta-alumineux compatible avec l'affinité subalcaline ; en revanche, dans TH4 il est anormalement élevé (1,34) ce qui dénote une forte altération alumineuse probablement liée à une importante séricitisation du plagioclase et à une chloritisation de la biotite. L'indice de coloration est nettement plus élevé dans TH1 : $\text{B}=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}=20,16\%$ contre 13,85 % dans TH4. Dans le diagramme de classification Q vs P (fig. 35) les échantillons de Theix se situent entre les pôles adamellite (ad) et syénite quartzifère (sq) ce qui confirme l'affinité subalcaline et justifie le terme de monzogranite.

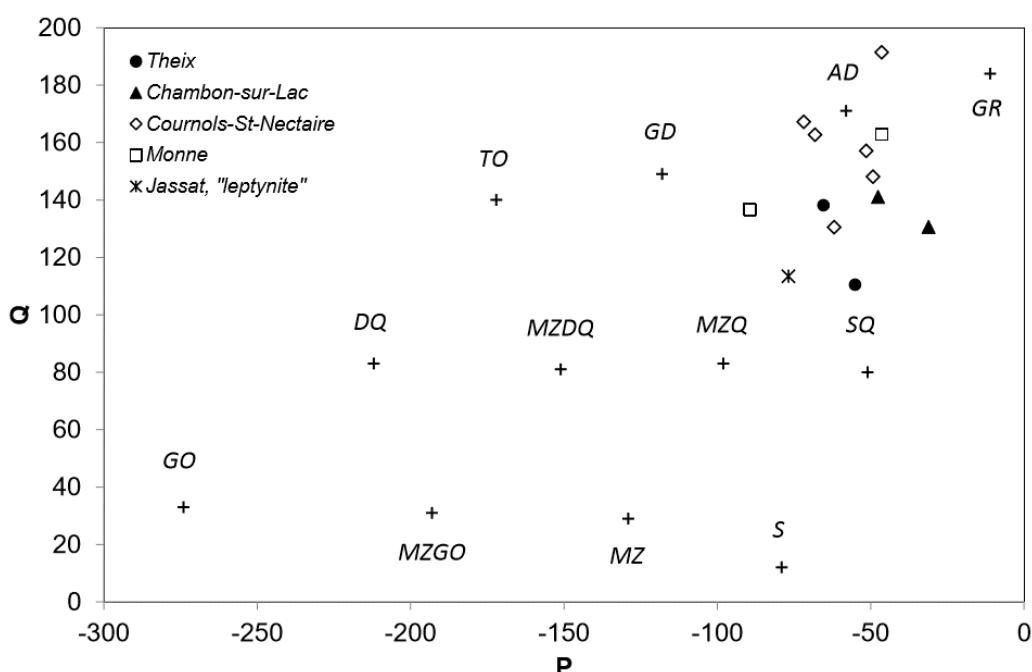


Fig. 35 - Diagramme Q vs P pour les roches plutoniques subalcalines et alumino-potassiques et la mylonite de Jassat.
voir fig. 23 pour les pôles de référence

Appl. 3. arène associée. Les deux polygones cartographiés se trouvent dans la partie la plus orientale du massif granitique, à proximité de la faille normale majeure qui sépare le plateau des Dômes de la Limagne d'Allier :

- l'un à l'Ouest de Saulzet-le-Chaud,
- l'autre plus au Sud, à l'Ouest du hameau de Chagourdat.

Au NW du dernier hameau, un petit grattage montre une isaltérite de granite porphyroïde, rubéfiée dans sa partie supérieure et se désagrégeant en partie pour alimenter l'allotérite qui se trouve au pied du front de taille (fig. 36 et 37).



Fig. 36 - Altérite de granite porphyroïde dans un talus au NW du hameau de Chagourdat, vue générale.

Photos PC 3A32 23/03/2011.



Fig. 37 – Vue de détail au sein du rectangle rouge.

Association alumino-potassique

Cette association est celle qui couvre le plus de superficie affleurante et est la plus diversifiée sur le plan pétrologique : sur la carte nous avons distingué six entités de granitoïdes qui vont d'une tonalite mésocrate jusqu'à un leucogranite. Cependant, l'un de ces granitoïdes est très nettement prédominant sur le territoire de la carte de Veyre-Monton : il s'agit du faciès de granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite et/ou cordiérite pinitisée, de type Cournols-St-Nectaire, daté à 352 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur zircon (Cocherie, 2004).

γ⁵. Tonalite mésocrate à grain fin-moyen à biotite abondante, muscovite et cordiérite pinitisée. Ce granitoïde n'est présent que sous forme de petits corps au sein des massifs de granite-granodiorite de type Cournols-St-Nectaire dont il se distingue macroscopiquement par un grain plus fin et un caractère plus mésocrate. En général il s'agit de passages lenticulaires, trop petits pour être représentés sur une carte à 1/50 000, comme par exemple à l'Ouest de Fohet (x=651,80 ; y=2071,60). Le seul corps cartographié est celui qui se situe à l'Est du Puy de Grandeyrolles et à l'Ouest du confluent du ruisseau de Quinsat avec la Couze Chambon ; d'allongement W-E il a environ 500 m de longueur pour 200 m de largeur. Des affleurements se trouvent sous la tour Rognon (fig. 38 ; x=657,43 ; y=2064,55) où la roche est altérée, et le long du sentier entre cette tour et le confluent précité, où la roche est plus saine.

L'observation macroscopique permet de distinguer des feldspaths en « grains de riz » dont la longueur ne dépasse pas 4 mm, du quartz vitreux et d'innombrables paillettes de biotite, dispersées dans la masse ou concentrées au sein de petits amas sombres de 5 mm à 3 cm de longueur.

L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (0,1 à 4 mm avec une moyenne de l'ordre de 1 mm). Cette texture est légèrement myrmékitique, à fabrique planaire et à tendance cataclastique dans le cas de l'échantillon prélevé à l'Ouest de Fohet, tandis que pour un échantillon provenant du corps cartographié elle présente une déformation ductile se traduisant par un développement de sous-grains dans le quartz, à extinction onduleuse, et de quelques kinks sur des paillettes de micas.



Fig. 38 - La tour Rognon sur son piton de tonalite peralumineuse
photo PC 7C55 25/08/2010.

La composition du stock quartzo-feldspathique se singularise par la rareté du feldspath potassique, ce qui fait que la roche a une composition de tonalite dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973). Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, zoné et peu à moyennement sérichtisé. Le quartz et le feldspath potassique – de type orthose – sont xénomorphes, interstitiels au plagioclase. La biotite, de teinte brun-rouge, se présente en abondantes lamelles, de taille variable et aux contours déchiquetés, isolées ou, surtout, en petits amas cloisonnant la phase quartzo-feldspathique (fig. 39) ; elle est fréquemment riche en inclusions de zircon ou monazite avec des halos de radioactivité. La muscovite est très peu abondante et la roche contient quelques cristaux de cordiérite complètement pinitisée (fig. 40). En dehors du zircon et de la monazite inclus dans de la biotite, les minéraux accessoires comprennent (i) de l'apatite, en petites prismes ou en fines aiguilles inclus dans de la biotite ou du plagioclase, et (ii) de rares oxydes de fer et/ou titane.

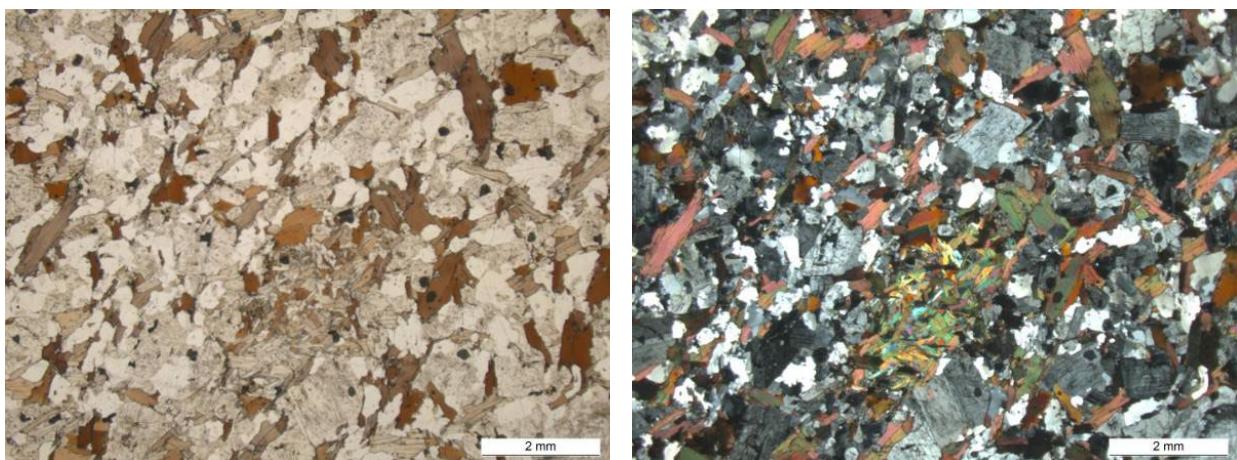


Fig. 39 - Microphotographies 7C55a - LM C56870 : tonalite à grain fin-moyen, à biotite et muscovite, avec un petit amas surmicacé (au centre).

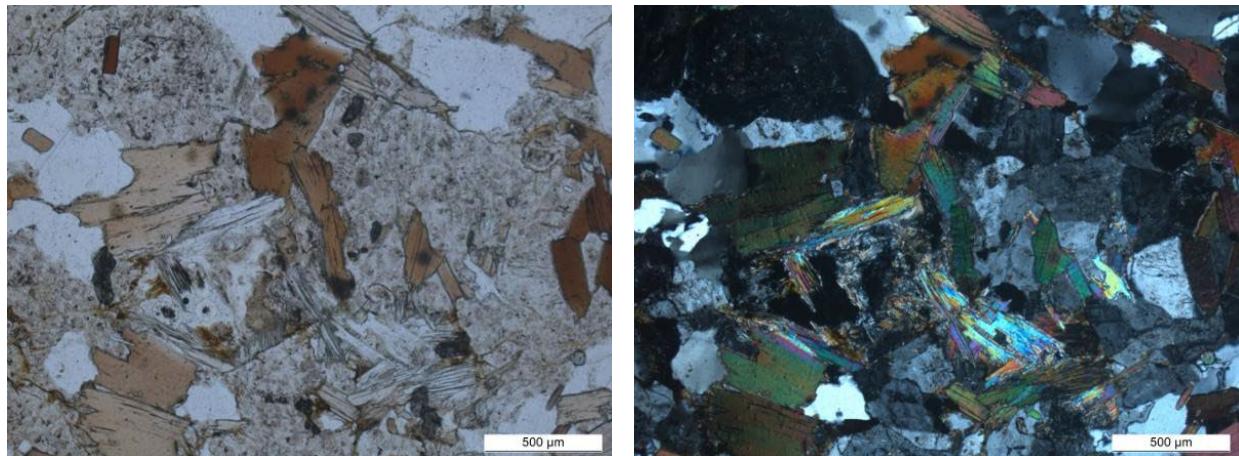


Fig. 40 - Microphotographies 7C55b - LM C56870 : tonalite à grain fin-moyen, à biotite, muscovite, et cordiérite pinitisée microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Malgré l'absence d'analyse chimique, la présence de muscovite primaire et de cordiérite permet d'affirmer que cette tonalite appartient à l'association peralumineuse.

γ^{3-4} . Granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite et/ou cordiérite pinitisée, de type Cournols-St-Nectaire (352 ± 4 Ma). $\mathcal{A}\gamma^{3-4}$ arène associée. Parmi les diverses roches plutoniques présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton ce granitoïde peralumineux est de loin le faciès le plus abondant. En effet, ce granitoïde constitue plusieurs massifs, séparés par des formations volcaniques ou sédimentaires et répartis sur une grande partie de la carte. Sur les plateaux ce granitoïde est fréquemment arénisé, notamment dans le cas du massif de Cournols ; sur la carte sont distinguées les principales zones arénisées.

Le plus vaste massif est celui de Cournols, situé dans la zone centrale de la carte et séparé en deux parties par la longue coulée de trachybasalte quaternaire dont l'extrémité aval se trouve à St-Amant-Tallende. Ses relations avec d'autres entités du socle varisque sont les suivantes :

- à l'Ouest il est intrusif d'une part dans les roches plutoniques, basiques à acides, de type Aydat, et, d'autre part, plus au Sud, dans les formations dévono-dinantiniennes, au sein desquelles il a développé un métamorphisme thermique ;
- au Nord il est contact avec le massif de monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle (py^3) de Theix ;
- au Sud il est limité par un granite mésocrate à subleucocrate à grain moyen, plus ou moins orienté, à deux micas et localement cordiérite pinitisée, de type Chambon-sur-Lac ($\text{o}\gamma^2$).

Plus au Sud se trouve le massif de St-Nectaire, en contact, normal ou faillé, avec des formations sédimentaires tertiaires sur la majeure partie de son contour, et relayé vers l'Est par le massif de Grandeyrolles, entaillé par la vallée de la Couze Chambon et en contact faillé, du côté oriental, avec les dépôts sédimentaires oligocènes de la Limagne de l'Allier. Encore plus au Sud, dans la partie la plus méridionale de la carte, apparaît un petit massif, affleurant sur les deux rives de la Couze Pavin et se poursuivant jusqu'à l'Ouest de St-Floret du côté oriental.

Enfin, dans le tiers oriental de la carte, se trouvent (i) le massif de Champeix, situé dans la vallée de la Couze Chambon, et (ii) en limite orientale de la carte, un massif affleurant de façon discontinue le long de la vallée de l'Allier, entre Pougelet au Sud et Lachaux au Nord. Ce dernier massif se poursuit vers l'Est, sur le territoire de la feuille Issoire à 1/50 000 (Saint-Joanis *et al.*, 1982), où il fait partie du horst cristallin de St-Yvoine et est cartographié avec la notation γ^3 correspondant au « faciès gris banal » du granite de St-Dier-d'Auvergne, qui constitue une vaste entité composite plus au Nord-Est.

Le granitoïde mésocrate de type Cournols-St-Nectaire affleure de façon spectaculaire et plus ou moins continue dans les vallées des principales rivières qui drainent les massifs précités, notamment sur les rives des rivières suivantes : la Monne pour le massif de Cournols, la Couze Chambon pour les massifs de St-Nectaire et de Champeix, la Couze Pavin pour le petit massif situé à l'Ouest de St-Floret, ou encore l'Allier pour le massif de St-Yvoine (fig. 41). Il est recoupé par (i) des filons de leucogranite ($\text{L}\gamma$) d'abondance, direction

et puissance variables dont les principaux sont figurés sur la carte, et (ii) de rares filons de microgranite porphyrique (**upγ**), de quartz (**Q**) ou de basalte.



Fig. 41 – Affleurement de granitoïde le long de la voie ferrée, en rive droite de l'Allier à 0,75 km au SSE de Lachaux - photo PC 4D08 20/09/2010.



Fig. 42 - Granitoïde à grain moyen avec des enclaves sombres, le tout recoupé par 2 minces filons de leucogranite - photo PC 8B14 23/09/2010.

Les hétérogénéités internes concernent la taille de grain, la teneur modale en silicates alumineux (biotite, muscovite, cordiérite), la présence d'enclaves diverses et/ou de filons de leucogranite (fig. 42) ainsi que l'existence de zones cataclastiques. La taille de grain varie généralement entre 3 et 6 mm, mais peut être soit plus fine, comme dans le cas des passages de tonalite par exemple, soit au contraire plus grossière avec localement une légère tendance porphyroïde se traduisant par la présence de tablettes de feldspath potassique de 1 à 3 cm de longueur. Parmi les silicates alumineux la biotite est généralement prédominante, mais avec une teneur modale qui peut varier – entre 5 et 20 % ou plus – d'un endroit à l'autre voire sur un même affleurement dans le cas de faciès rubanés. Cette biotite est fréquemment accompagnée de muscovite et/ou de cordiérite pinitisée, visibles macroscopiquement lorsque leur taille est suffisante.

Nous avons inventorié deux types d'enclaves :

- d'une part, des enclaves sombres, riches en biotite, de grain fin à moyen, de fréquence et de taille variables avec cependant une nette prédominance d'une taille comprise entre 1 et 20 cm ;
- d'autre part, des cornéennes et des schistes tachetés, présents surtout à proximité du contact avec la Série schisto-gréseuse **dhS**, à l'Ouest de Fohet.

J.-B. Mboungou-Kongo (1987) signale en outre l'existence locale d'enclaves « microgrenues claires » de taille centimétrique et constituées de quartz, plagioclase An30-35, biotite, mica blanc secondaire, rares feldspath potassique et cordiérite pinitisée.

Par ailleurs, le granitoïde de type Cournols-St-Nectaire peut, à l'inverse, se retrouver sous forme d'enclaves au sein de formations volcaniques cénozoïques telles que des avalanches de débris, des coulées de basalte...

Pétrographie. Notre échantillon-type, prélevé pour étude pétrographique et datation radiométrique, provient du talus nord de la route D 786 à 1 km au SSW de Cournols (2D45 ; x=653,85 ; y=2071,13). Il s'agit d'un granitoïde à grain moyen, de teinte grise, dans lequel il est possible de distinguer macroscopiquement du quartz vitreux, des feldspaths blancs, de la biotite, un peu de muscovite et de cordiérite. L'étude microscopique (fig. 43-45) montre que la texture est hypidiomorphe et monzonitique, à grain moyen (1 à 5 mm). La composition du stock quartzo-feldspathique est proche de la limite entre granite et granodiorite, le plagioclase étant prédominant sur le feldspath potassique. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et présente (i) un zonage de composition, oscillatoire ou non selon les individus, auquel se superpose un zonage d'altération en séricite, et (ii) des inclusions sporadiques de paillettes de biotite. Le feldspath potassique, perthitique, forme des plages xénomorphes, englobant de petits cristaux de plagioclase et de biotite, ce qui confère à la roche une texture monzonitique. Le quartz se présente en cristaux xénomorphes avec une extinction onduleuse et d'abondants sous-grains. La biotite, de teinte brun-rouge à brun-orangé, se présente en lamelles, isolées ou en petits amas ayant tendance à cloisonner la phase quartzo-feldspathique. La muscovite, associée à de la biotite, et la cordiérite, pinitisée, sont peu abondantes. Les minéraux accessoires, associés à de la biotite en grande majorité, sont les suivants : monazite, zircon, apatite et oxy-hydroxydes de fer.

Une séparation et un tri de minéraux lourds (Jezequel, 2004) a permis d'isoler un lot de cristaux de monazite d'une part et de zircon d'autre part. La monazite est jaune, automorphe, relativement abondante et parfois de taille $>400 \mu\text{m}$. Les cristaux de zircon sont limpides, abondants, fréquemment dissymétriques et peuvent présenter des canalicules allongés, des inclusions bulleuses, des zonations concentriques et/ou de rares cœurs opaques. Dans le diagramme IT vs IA (Pupin, 1985) le zircon se place dans le domaine de l'anatexie crustale.

Dans d'autres échantillons la texture n'est qu'à tendance monzonitique et/ou légèrement myrmékitique ou porphyroïde et la biotite peut être kinkée. Selon les échantillons le feldspath potassique est soit de l'orthose, soit du microcline, tandis que la biotite peut être (i) entièrement fraîche ou partiellement à totalement chloritisée et (ii) accompagnée ou non de muscovite primaire et/ou de cordiérite, toujours pinitisée. De la pyrite est parfois présente parmi les minéraux accessoires.

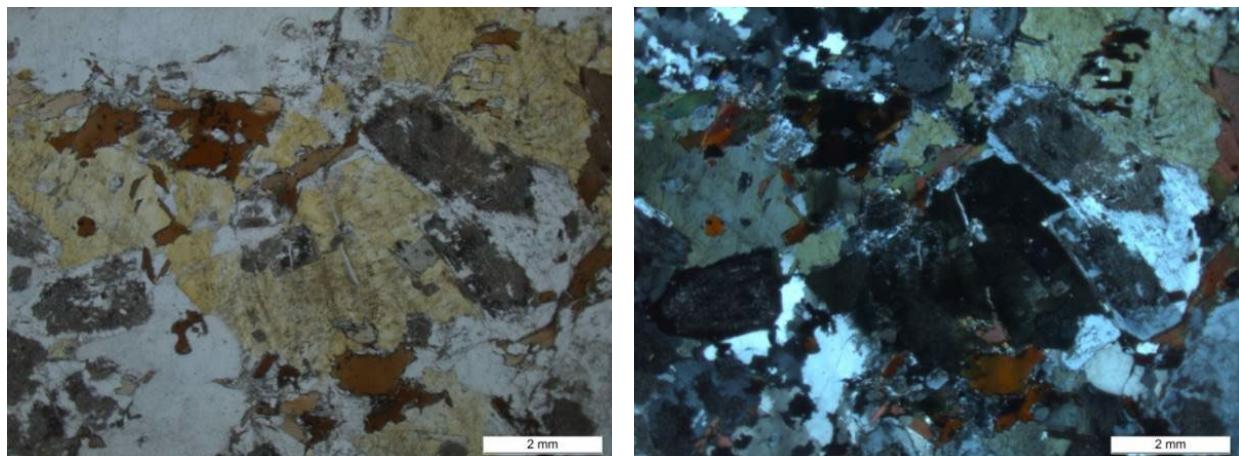


Fig. 43 - Microphotographies 2D45a - LM C41898 : granite à texture monzonitique, à biotite et muscovite.

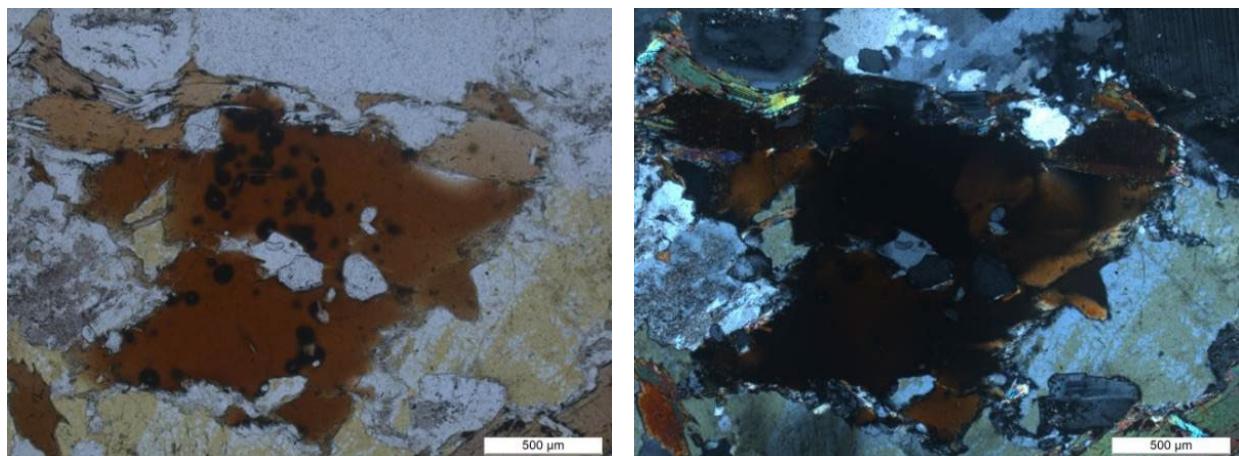


Fig. 44 - Microphotographies 2D45b - LM C41898 : lamelle de biotite brune criblée d'inclusions de monazite et de zircon avec halos de radioactivité.
coloration sélective du FK en jaune sur fig. 43 et 44

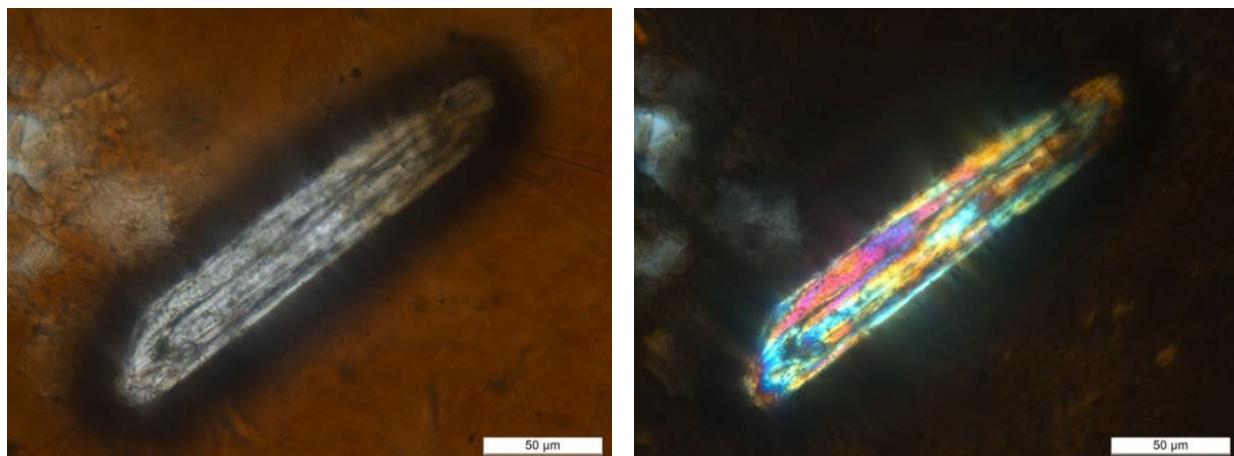


Fig. 45 - Microphotographies 2D45c - LM C41898 : cristal de monazite avec halo de radioactivité, en inclusion dans une biotite - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Les enclaves sombres, de grain fin à moyen, ont une composition de diorite, de (monzo)diorite quartzifère ou de tonalite et un caractère peralumineux qui se traduit par la composition alumineuse de la biotite et la fréquente présence de mica blanc primaire. L'étude pétrographique d'une enclave sombre du massif de Cournols montre une texture hypidiomorphe légèrement porphyrique : quelques xénocristaux de 2 à 5 mm sont dispersés dans un fond à grain fin, d'une taille de 0,5 mm en moyenne. La composition modale est celle d'une monzodiorite quartzifère riche en biotite. Les xénocristaux sont constitués soit de plagioclase zoné, en partie séricité, soit de quartz ocellaire à inclusions de biotite. Le fond de la roche est composé des minéraux suivants : plagioclase subautomorphe, zoné avec un cœur plus ou moins séricité et une bordure albitique limpide ; feldspath potassique et quartz, xénomorphes et répartis de façon hétérogène ; abondante (20 à 30 %) biotite brun-rouge, très fraîche, en lamelles isolées ou en petits amas ; minéraux accessoires : un peu de zircon ou monazite, associé(e) à la biotite, et apatite en innombrables fines aiguilles criblant toute la roche.

Géochimie. Six échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques d'éléments majeurs (tableau 3 en annexe). Ces analyses montrent un caractère faiblement à moyennement acide ($\text{SiO}_2=64,95-69,30\%$), un plus potassique ($\text{K}_2\text{O}=3,4-4,4\%$) que sodique ($\text{Na}_2\text{O}=3,05-3,5\%$) et peu calcique ($\text{CaO}=1,2-2,45\%$). Conformément au caractère peralumineux, l'indice d'aluminosité A/CNK est relativement élevé (1,10 à 1,16 en général) et même très élevé (1,45 et 1,66) pour deux échantillons (JCBs4 et F1) dans lesquels il y a vraisemblablement une forte altération alumineuse due à un développement secondaire de mica blanc et de chlorite. Le paramètre $\text{B}=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$ est supérieur à 15,4 %, conformément au caractère mésocrate, et décroît de 21,6 à 15,4 % pendant que la teneur en SiO_2 croît de 64,95 à 69,30 %. Dans le diagramme de classification Q vs P (fig. 35) les six échantillons sont dispersés autour du pôle adamellite (ad), mais ce diagramme ne prend pas en compte la répartition de K entre le feldspath potassique et la biotite, qui – comme le reflète la valeur élevée du paramètre B (85-131 en valeur absolue) – est relativement abondante de sorte qu'il faudrait décaler les points vers la gauche c'est-à-dire vers le pôle granodiorite. Dans le diagramme R2 vs R1 (non donné ici) beaucoup mieux adapté pour des roches relativement riches en biotite, ils se situent dans le champ de la granodiorite sauf pour l'un (M13) qui se trouve dans le champ du granite près de la limite avec celui de la granodiorite. C. Pin (1989) ne donne aucune analyse d'éléments en traces pour ce type de granitoïde.

Datation radiométrique. Sur des grains de monazite (cf. par exemple fig. 46), séparés par J. Jézéquel (2004) de l'échantillon-type qu'est 2D45, A. Cocherie (2004) a réalisé une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique. Cette datation donne un âge de 352 ± 4 Ma (fig. 47) ce qui situe la mise en place du granitoïde au Tournaisien.

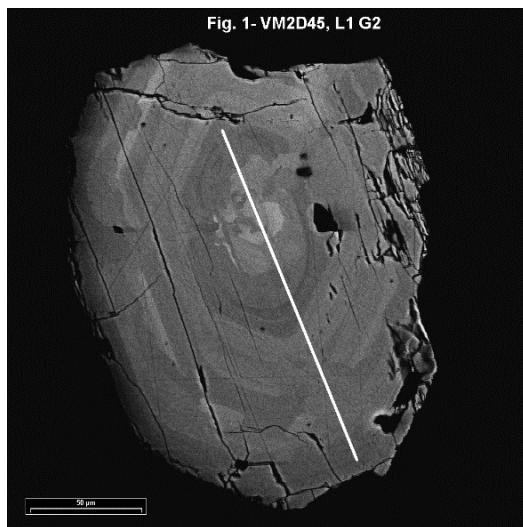


Fig. 46 - Image MEB, en électrons rétrodiffusés, d'un grain de monazite zonée séparé de l'échantillon 2D45 du granitoïde de Cournols, avec indication de la traversée d'analyses pour datation par la méthode U-Th-Pb microphoto Cocherie, 2004.

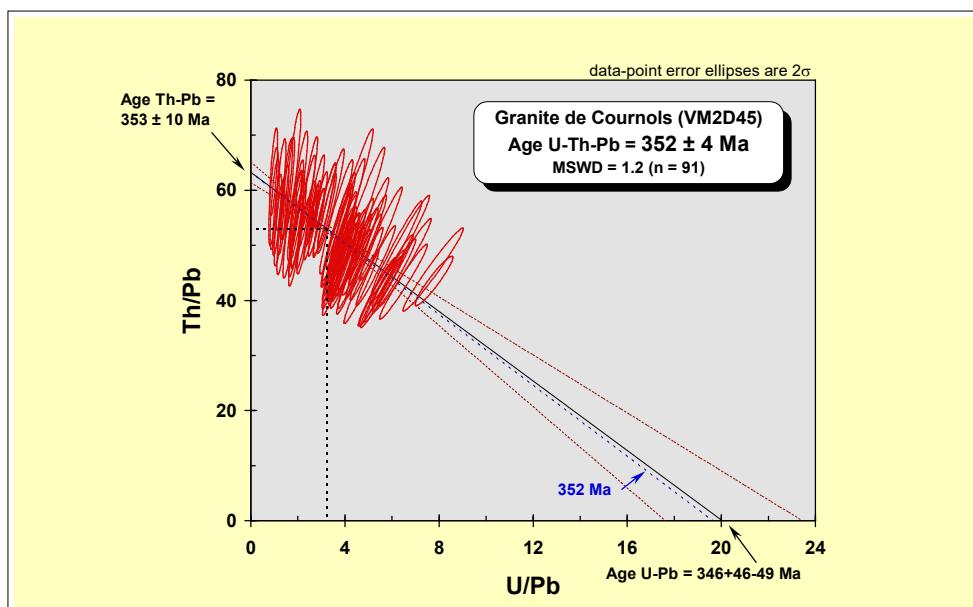


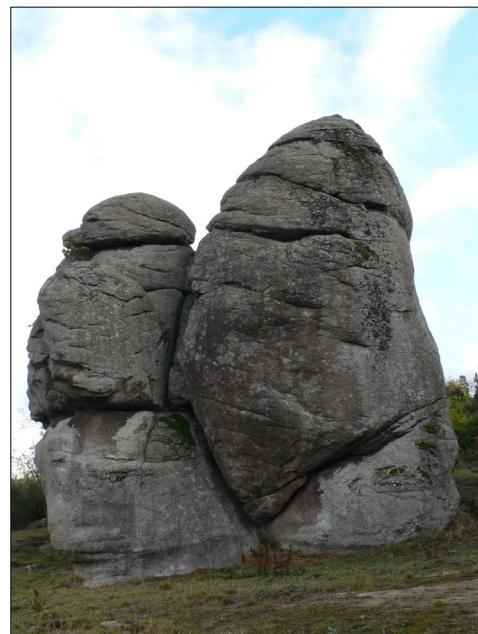
Fig. 47 - Diagramme isochrone $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ pour les monazites du granite de Cournols (Cocherie, 2004).

Ar^{3-4} arène associée. De nombreux polygones de granitoïde arénisé figurent sur la présente carte. Les zones arénisées sont particulièrement abondantes dans la partie du massif de Cournols qui se trouve au Sud de la coulée de trachybasalte quaternaire se terminant à St-Amant-Tallende et qui est séparée en deux par la vallée de la Monne. Sur les plateaux situés de part et d'autre de cette vallée, les arènes se singularisent en outre par le fait qu'elles sont fréquemment recouvertes de sols bruns acides, probablement apparus en contexte périglaciaire au Weichsélien et continuant à se développer actuellement à cause du climat froid en hiver. Cela se traduit par un paysage particulier consistant en des îlots rocheux, de géométrie variable tant horizontalement que verticalement, entourés émergeant de sols gris en surface (fig. 48-49). J. Dejou et J.-E. Loiseau (1983) ont réalisé une étude pédologique et phytosociologique sur les granitoïdes situés au SW de Clermont-Ferrand. Cette étude montre l'existence de deux principaux types de sols :

- des lithosols de faible profondeur (0 à 10 cm), pauvres en fractions fines (0 à 20 μm), bien pourvus en matière organique, mais dotés de très faibles réserves hydriques ;
- des sols bruns acides, caractérisés par une profondeur plus grande (20 à 100 cm) mais très variable suivant la topographie, significativement plus riches en éléments fins et pourvus de réserves hydriques et minérales plus importantes.



Fig. 48 - Dolmen de la Grotta, sur une arène granitique recouverte d'un sol brun acide, gris en surface ; au fond blocs épars (à gauche) et rochers (à droite) de granitoïde.



Photos PC 2C61-62 20/10/2011

Fig. 49 - Rochers granitiques de Pierre Longue, émergeant d'une arène analogue.

Trois profils-types développés sur le granitoïde du massif de Cournols donnent les résultats synthétisés sur la figure 50.

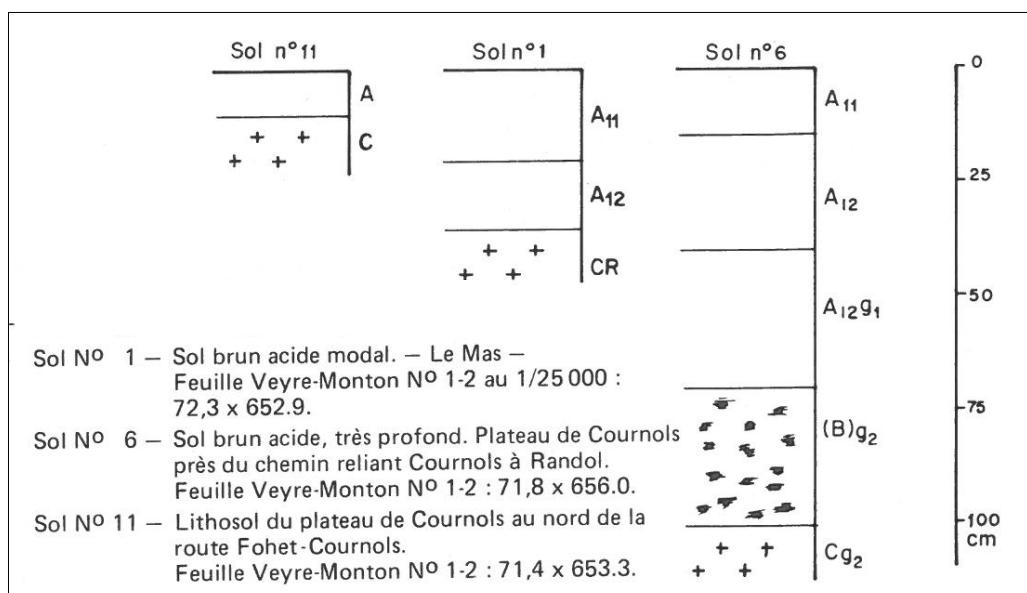


Fig. 50 - Profils pédologiques types développés sur le granitoïde du massif de Cournols (Dejou et Loiseau, 1983, p. 35).

La description détaillée (Dejou et Loiseau, 1983, p. 35) est la suivante :

1/ Sol N° 11 – Il s'agit d'un lithosol AC, type fort bien représenté dans le secteur et établi sur une pente faible ; la texture est nettement sableuse avec des fragments de granite plus ou moins altéré ; la structure est grenue ; la couleur déterminée au code Munsell donne 10 YR 3/2 ; la faible profondeur détermine des réserves hydriques très limitées et donc une sensibilité accrue des plantes durant les périodes sèches, même de courte durée.

2/ Sol N° 1 — Il s'agit d'un sol brun acide modal sur pente faible, d'une profondeur de 35 cm. On peut identifier deux horizons :

- . A11 (0-20 cm) - 10 YR 4/2, de texture sableuse, de structure grenue fine, bien pourvue en matière organique, avec un système racinaire abondant.
- . A12 (20-35 cm) - qui se différencie du précédent par une teinte un peu plus claire : 10 YR 4/4, mais avec une structure identique et une structure mi-grenue - mi-polyédrique.

3/ Sol N° 6 — C'est l'exemple de sol très profond, situé en position de plateau, et à l'amorce d'un versant, vers la vallée de la Monne. La texture est sableuse sur tout le profil ; la structure grenue et fine dans A11, devient de plus en plus polyédrique au fur et à mesure que l'on se dirige vers la base du profil. Mais ici, on note la présence à partir de 40 cm de quelques taches de teinte beige et rouille qui deviennent de plus en plus nombreuses en (B), indiquant un sol à pseudo-gley, très rare dans la zone prospectée.

Au sein de la partie du massif de Grandeyrolles située en rive gauche (nord) de la Couze Chambon, sur des escarpements exposés au Sud, en situation d'abri, apparaissent des sols bruns acides de profondeur moyenne, à structure sablo-limoneuse, sur lesquels se développent des plantes thermophiles méridionales (Dejou et Loiseau, 1983, p. 50).

oy². Granite mésocrate à subleucocrate à grain moyen, orienté, à deux micas et localement cordiérite pinitisée, de type Chambon-sur-Lac. Aoy² arène associée. Ce granite se distingue du granitoïde précédent (γ^{3-4}) par (i) un caractère globalement plus leucocrate, plus acide et plus alumineux, (ii) une fabrique planaire généralement nette, (iii) l'absence totale d'enclaves de cornéennes et de schistes tachetés, et (iv) la présence locale de panneaux de métatexites. Il y a cependant de nombreuses convergences de faciès entre les deux types. Sur les plateaux ce granitoïde est localement arénisé, notamment dans le cas du massif Chambon-sur-Lac où les arènes sont recouvertes de lambeaux de moraines weichséliennes (**Gy**) ; les principales zones arénisées sont distinguées sur la carte avec la notation **Aoy²**.

Le massif de Chambon-sur-Lac est constitué uniquement de ce type de granite. Il se situe dans l'angle sud-ouest de la carte et se poursuit quelque peu vers l'Ouest sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic où il est cartographié en tant que « granite à deux micas orienté de Chambon » avec la même notation oy² (Brousse et al., 1981). Ailleurs ce granite est associé, spatialement et sans doute génétiquement, au granitoïde de type γ^{3-4} comme c'est le cas pour le petit massif de St-Floret, situé dans la partie la plus méridionale de la carte, dans la vallée de la Couze Pavin, et limité par la Limagne du côté oriental, et pour le massif allongé NW-SE qui s'étend entre le hameau de Fontmarcel et le bourg de Montaigut-le-Blanc, et qui est discontinu par suite du recouvrement local par des formations sédimentaires ou volcaniques.

Le granite de type Chambon-sur-Lac est recoupé par des filons de leucogranite (**L_y**) d'abondance, direction et puissance variables dont les plus importants sont figurés sur la carte, le principal faisceau filonien ayant une direction N70°E et se trouvant au Sud de Chambon-sur-Lac.

Massif de Chambon-sur-Lac. Les affleurements rocheux sont abondants, les plus faciles d'accès se trouvant le long des routes D 996 (fig. 51) et D 636 (fig. 52) à l'Ouest de Chambon-sur-Lac.

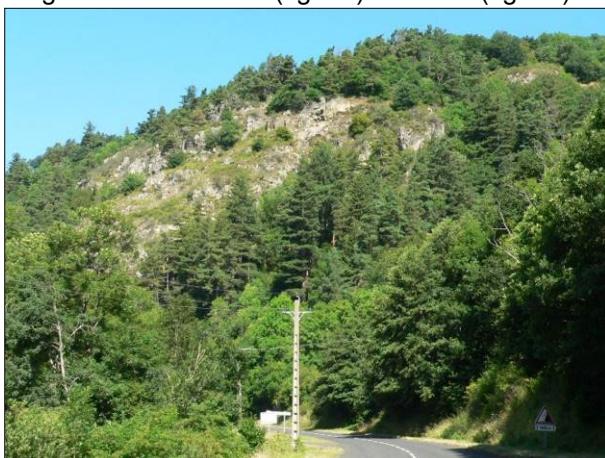


Fig. 51 - Rochers de Pousseterre, en bordure nord de la D 996, à l'Ouest de Chambon-sur-Lac.



Fig. 52 - Rochers de granite en bordure sud de la D 636 à 1 km à l'Ouest de Chambon-sur-Lac.

Photos PC 5C11-12 04/08/2009

Au Sud du lac Chambon nous avons recensé deux petits panneaux de diatexites, associés au granite et figurés sur la carte. Le panneau le plus important se trouve à 700 m à l'Ouest-Nord-Ouest du hameau de Jassat, immédiatement au Nord de la D 618 (x=645,68 ; y=2062,63) et est décrit supra (**M²**). À l'Est de Chambon-sur-Lac, une carrière abandonnée, située (x=644,43 ; y=2063,82) au Nord de la D 996, montre un spectaculaire contact subvertical, de direction N60°E, entre le granite du côté oriental et un neck de basalte prismé du côté occidental (cf. plus loin, **m5β⁸**).

Massif de Saint-Floret. Le granite affleure de façon spectaculaire dans le village de Saint-Floret, classé parmi les plus beaux villages de France, et autour (fig. 53) Localement apparaît un débit en bancs de puissance ≤ 1 m, parallèles à la principale direction de fracturation : N15°E avec un pendage de 45° vers l'Est. Au Sud du bourg le contact avec le granitoïde de type γ^{3-4} se fait probablement selon une faille de direction NW-SE. Vers le Nord le granite disparaît en surface sous les dépôts sédimentaires de la Limagne, mais se poursuit vraisemblablement en profondeur avant de réapparaître au Sud de Montaigut-le-Blanc, à l'extrémité SSE d'un massif qui s'étend jusqu'à Fontmarcel vers le NNW.



Fig. 53 - Affleurements de granite dans le village de Saint-Floret et autour, en rive gauche de la Couze Pavin
photo PC 7D07 26/08/2010.

Massif de Fontmarcel-Montaigut-le-Blanc. De bons affleurements rocheux, d'accès facile, se trouvent dans le bourg de Montaigut-le-Blanc, au Nord de la D 996. De grands plans de fracturation, de direction N15°E avec un pendage de 40° vers l'Ouest sont recoupés par des plans de direction N-S avec un pendage de direction 75° vers l'Est, tous ces plans présentant des enduits ferrugineux de teinte rouille. Au NNW de Montaigut-le-Blanc le granite affleure abondamment sur le plateau du Puy de la Rodde et au Nord de Gourdon où il contient de petites enclaves de deux types : (i) de forme ovoïde, à grain fin, grises par suite de leur richesse en biotite et (ii) de forme effilochée et de composition hyperalumineuse avec notamment des traînées de sillimanite de type fibrolite, de teinte gris-argenté, bien visibles macroscopiquement.

Pétrographie et géochimie

Faciès mésocrate, à biotite seule. Un échantillon de faciès relativement sombre, provenant du massif de Chambon-sur-Lac (point 5C06, x=642,82 ; y=2064,10), présente une texture hypidiomorphe à tendance monzonitique (fig. 54). Il se distingue du faciès-type du granitoïde γ^{3-4} par le fait qu'il s'agit d'un granite à biotite sans muscovite ni cordiérite, et que le plagioclase n'est pas zoné. L'analyse chimique d'un échantillon (JCB3s, tabl. 3 en annexe) montre une composition proche du terme le moins acide et le plus ferro-magnésien du granitoïde de type Cournols-St-Nectaire : SiO₂=64,31%, plus potassique (K₂O=4,31 %) que sodique (Na₂O=2,94 %) et assez peu calcique (CaO=2,49 %). Le paramètre B=Fe+Mg+Ti est de 23,6 % conformément à la relative richesse en biotite et l'indice d'aluminosité A/CNK est de 1,14. La perte au feu est relativement élevée (PF=2,26 %) ce qui dénote une certaine altération. Dans le diagramme de classification Q vs P (cf. supra fig. 35), la roche se situe à proximité des pôles adamellite et granite, ce qui justifie l'emploi du terme granite.

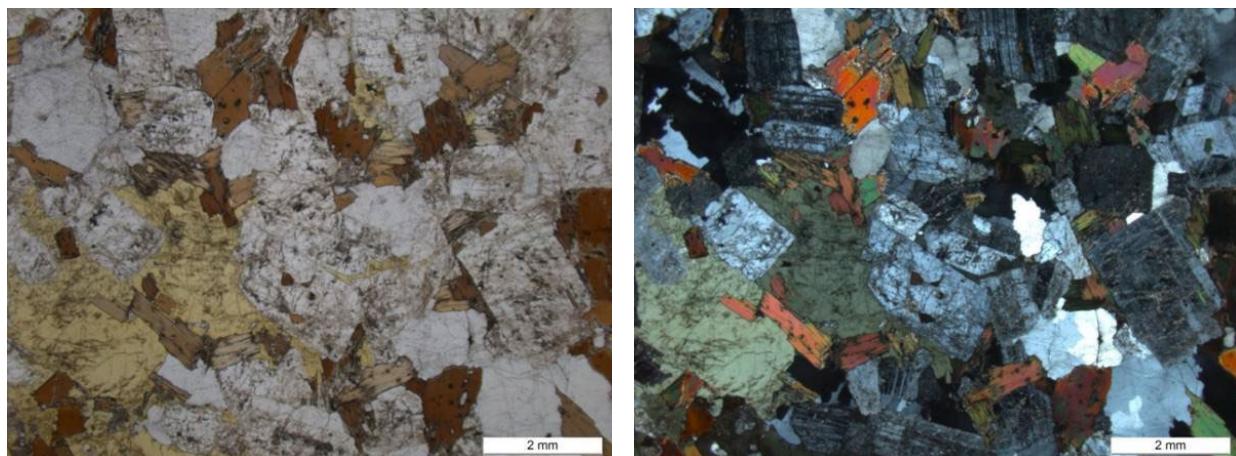


Fig. 54 - Microphotographies 5C06 - LM C52325 : granite mésocrate à biotite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

L'analyse chimique d'un autre échantillon dont les coordonnées ne sont pas précisées (JCB2s, tabl. 3 en annexe) montre une composition nettement moins acide : $\text{SiO}_2=58,60\%$, un peu moins potassique ($\text{K}_2\text{O}=4,20\%$) et moins sodique ($\text{Na}_2\text{O}=2,35\%$) et à peu près aussi peu calcique ($\text{CaO}=2,50\%$). Cet échantillon se distingue par un indice de coloration plus élevé : $\text{B}=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}=34,9$, et surtout par un indice d'aluminosité très élevé : $\text{A/CNK}=1,53$. Dans le diagramme de classification Q vs P (cf. *supra* fig. 35), la roche se situe entre les pôles granite et syénite quartzifère. Il pourrait s'agir d'une enclave sombre, riche en biotite.

Faciès mésocrate à subleucocrate, à biotite plus muscovite plus fréquente cordiérite. Le faciès le plus commun est un granite présentant une nette fabrique planaire, et dans lequel la biotite, de teinte brun-rouge, est accompagnée de muscovite primaire et, fréquemment, de cordiérite, plus ou moins pinitisée et d'abondance variable selon les échantillons. Les microphotos 5C15 (fig. 55-57) illustrent l'exemple d'un faciès riche en cordiérite pinitisée et à biotite altérée en chlorite plus adulaire en amandes parallèles aux clivages. Globalement les silicates alumineux (biotite, muscovite, cordiérite) sont plus abondants que dans les autres types de granitoïdes, de sorte que malgré l'absence d'analyse chimique il est possible de conclure à un caractère peralumineux.

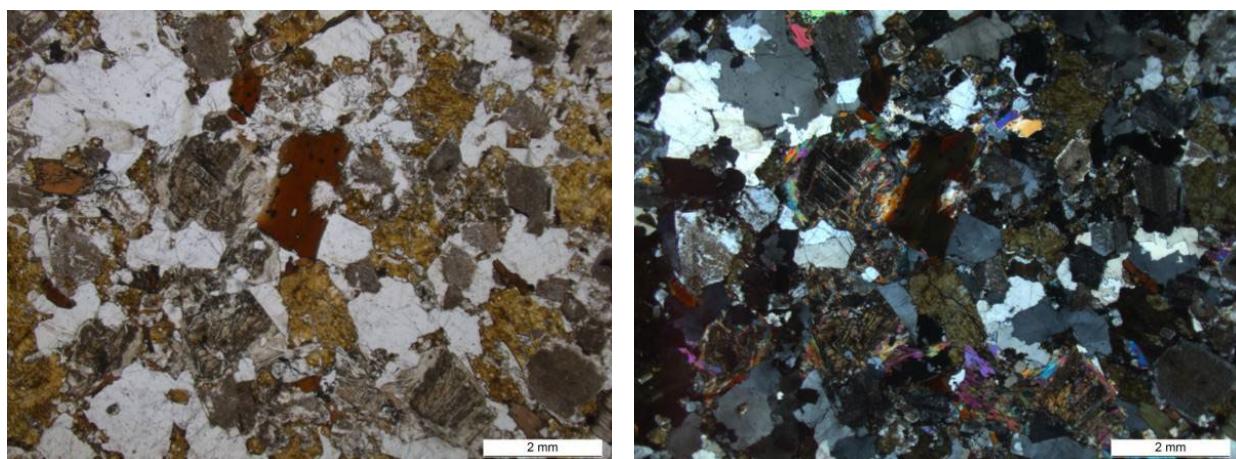


Fig. 55 - Microphotographies 5C15a - LM C52326 : granite subleucocrate à biotite, muscovite et cordiérite.

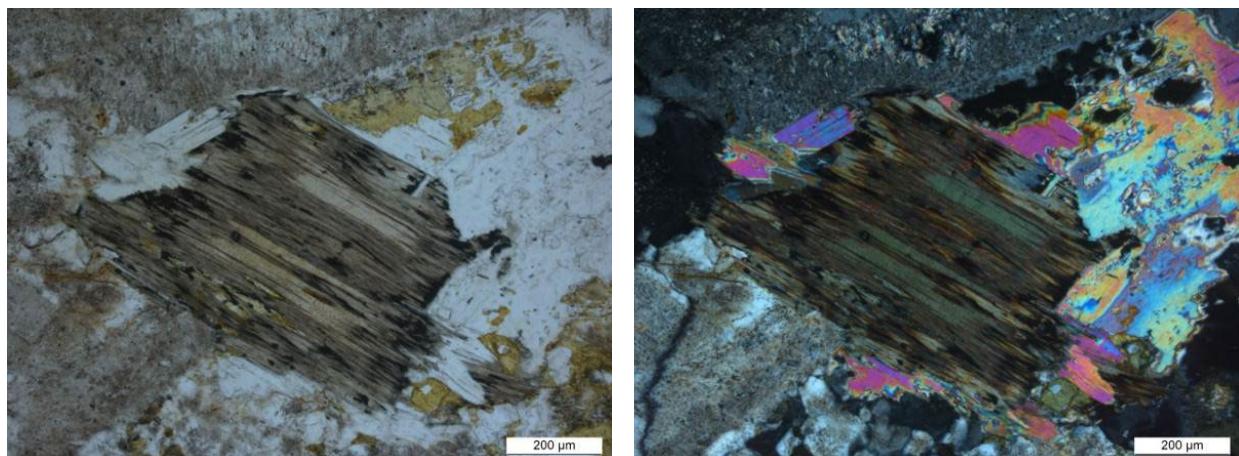


Fig. 56 - Microphotographies 5C15b - LM C52326 : biotite altérée en chlorite + adulaire et entourée de muscovite.

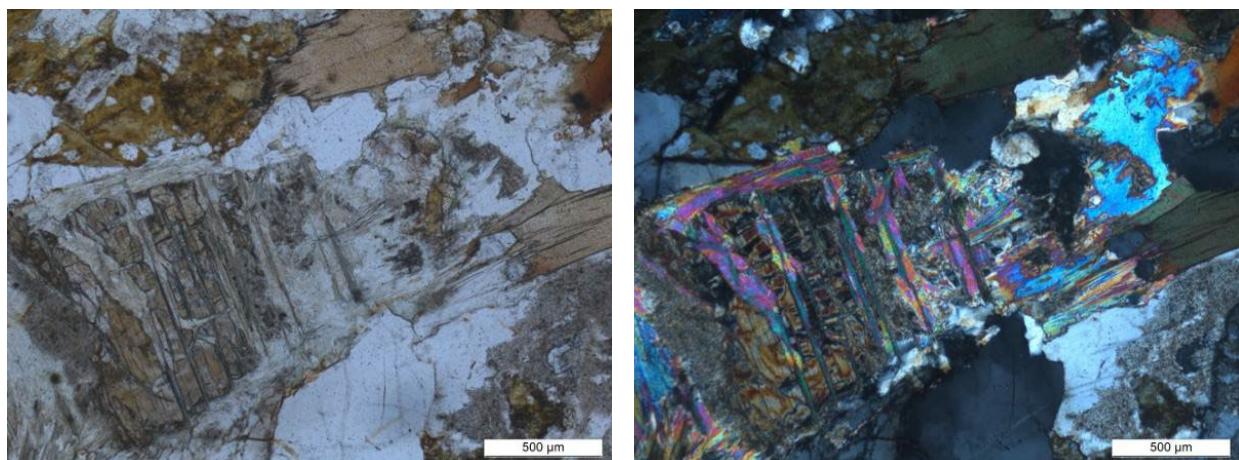


Fig. 57 - Microphotographies 5C15c - LM C52326 : cordiérite pinitisée microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

Enclaves. Les études microscopiques montrent que les enclaves à grain fin ont une texture hypidiomorphe et une composition de tonalite à deux micas et cordiérite, complètement rétromorphosée en amas de micropaillettes de mica blanc. Les enclaves hyperalumineuses ont une texture lépidoblastique et sont essentiellement constituées de minéraux alumineux : biotite brun-rouge à inclusions de zircon, muscovite renfermant fréquemment des reliques de sillimanite de type fibrolite, cordiérite entièrement pseudomorphosée en mica blanc, corindon accessoire.

Àoy² arène associée. Des polygones d'arène sont figurés sur les plateaux :

- 1) au Nord de Montaigut-le-Blanc, où elles se trouvent dans la partie la plus orientale du massif de Fontmarcel-Montaigut-le-Blanc, à proximité de la faille bordière de la Limagne d'Allier ;
- 2) dans l'angle sud-ouest de la carte, de part et d'autre de la célèbre vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) de la Couze de Chaudefour, où les arènes se singularisent par le fait qu'elles sont surmontées par des lambeaux de moraines weichséliennes (**Gy**).

Les arènes de l'angle sud-ouest de la carte ont fait l'objet d'une étude dans le cadre du DEA de E. de Goërs de Herve (1992). Sur les plateaux les arènes du granite mésocrate du massif de Chambon-sur-Lac sont très remaniées et ont fourni du sable, des graviers et des blocs que l'on retrouve dans les moraines.

Sur les versants les arènes sont mieux conservées, pas ou peu remaniées, ont des épaisseurs variables pouvant atteindre plusieurs mètres et constituent un nappage sur une dénivellation d'environ 180 m. L'arénisation est réduite à une désagrégation de la riche en polyminéraux, les argiles étant quasiment absentes. Cependant, en raison de la topographie tourmentée et du dense couvert végétal, il serait aléatoire de tracer des limites cartographiques.

Lγ. Leucogranites divers à grain fin (aplites), moyen ou grossier (pegmatites), à muscovite et fréquente biotite, plus localement cordiérite pinitisée et/ou tourmaline. Des filons, sills ou petits stocks de leucogranites de composition, orientation, géométrie et abondance variables recoupent la plupart des massifs

de roches plutoniques mésocrates à mélanocrates décrits ci-dessus et/ou, très rarement, leur encaissant métamorphique. Seuls les corps d'extension suffisante sont figurés sur la carte, qui montre qu'ils sont répartis de façon très inégale.

Les leucogranites sont très abondants dans la partie centre-nord de la carte, dans un secteur allant de Pardon à l'Ouest à Saulzet-le-Chaud à l'Est, où ils sont intrusifs dans le massif de granite porphyroïde à biotite et amphibole relicuelle de type Royat-Theix. Dans ce secteur les leucogranites constituent un « méga-stockwerk », correspondant à un dense réseau de filons et sills, connectés les uns aux autres de façon complexe et ayant des orientations, pendages et puissances très variables, de sorte que les intersections avec la surface topographique donnent une image cartographique assez compliquée, même à l'échelle 1/50 000. Vers le Nord, ce « méga-stockwerk » se poursuit jusqu'aux environs de Manson, sur le territoire de la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000 (Jeambrun *et al.*, 1973), où son tracé est à réviser, en prenant notamment en compte la carte géologique de la région de Manson à 1/9 000, établie par K.-T. Piel (1966). Au Puy de Manson et dans la carrière située au pied sud de ce Puy (carte Clermont-Ferrand), se trouve un gros corps de leucogranite à grain fin-moyen, intrusif dans une tonalite à hornblende verte et biotite de type η^2 . Sur la présente carte de nombreux filons de leucogranite, de géométrie variable, sont visibles le long de la N 89, entre Theix et Saulzet-le-Chaud où ils recoupent le granite porphyroïde de type $\eta\gamma^3$. Au Sud de Saulzet-le-Chaud, de gros filons d'orientation subméridienne constituent des paléoreliefs, situés en limite occidentale de dépôts sédimentaires tertiaires de la Limagne de l'Allier. Au sein de cette Limagne, la chapelle – indiquée sur la carte – qui se trouve à l'extrême ouest de Chanonat est construite sur un épais filon de leucogranite.

Plus au Sud, au sein des massifs de granitoïde de type Cournols-St-Nectaire (γ^3-4) les leucogranites sont moins fréquents et constituent des filons isolés ou des faisceaux de filons subparallèles, de direction et de puissance variables. Les faisceaux les plus remarquables sont, du Nord au Sud et d'Ouest en Est, les suivants :

- le faisceau de direction N155-165°E, situé dans le secteur de Randolle, à l'Ouest de St-Sandoux ;
- le faisceau de direction N70°E, situé au Sud de Chambon-sur-Lac et constitué de deux gros filons, visibles le long des chemins du bois situé au Nord et l'Ouest du hameau de Voissière, l'un de ces filons présentant un spectaculaire miroir de faille de direction N70°E - pendage de 70°SE (fig. 58) ;
- le faisceau de direction N140-180°E, situé entre Saurier et St-Floret, qui en rive gauche de la Couze Pavin forme des barres rocheuses bien visibles dans le paysage.



Fig. 58 - Miroir d'une faille affectant un épais filon de leucogranite, en bordure d'un chemin, 500 m à l'Ouest du hameau de Voissière – photo PC 5C29 05/08/2009.

Dans la partie la plus orientale de la carte, l'affleurement le plus remarquable correspond au site d'escalade de la Roche de Gournier, situé (fig. 59 ; point 4D06, x=668,25 ; y=2070,70) en rive gauche de l'Allier, au NNE de Montpeyroux. Ce site correspond à une « falaise » d'une trentaine de mètres de dénivellation, constituée d'un granitoïde à de type γ^3-4 recoupé par un réseau de filons de leucogranite à grain moyen, le principal filon ayant une direction N165°E, parallèle au cours de l'Allier à cet endroit.

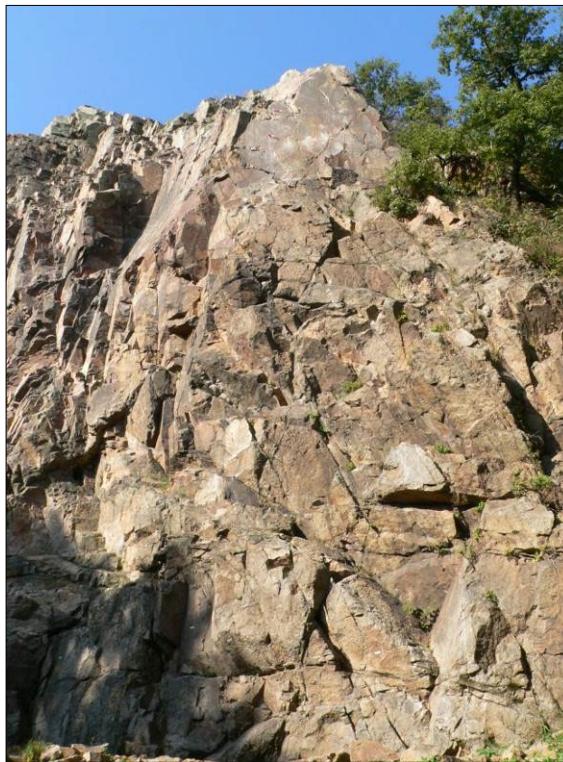


Fig. 59 - Leucogranite fracturé de la partie sommitale du site d'escalade de la Roche de Gournier - photo PC 4D06 21/09/2010.

Pétrographie. Le faciès de type Manson a une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen (0,1 à 3 mm avec une moyenne de l'ordre de 1 mm) et une composition de leucogranite à biotite (environ 5 %), muscovite et rare cordiérite pinitisée. La composition minéralogique qualitative est la suivante :

- plagioclase, subautomorphe à automorphe, fréquemment zoné avec un cœur plus ou moins séricité et parfois maculé par des taches d'adulaire, et une bordure albite limpide ; l'étude de K.-T. Piel (1966) montre que le zonage est normal, avec une composition d'oligoclase (An15-24) ou plus rarement d'andésine (An35-37) au cœur et d'albite (An0-7) en bordure ;
- quartz xénomorphe, interstiel au plagioclase, à extinction onduleuse et nombreux sous-grains ;
- feldspath potassique primaire xénomorphe, à composition de microcline, moiré et perthitique ;
- biotite brune, pas ou peu chloritisée ;
- muscovite très xénomorphe, associée à de la biotite pour l'essentiel ;
- minéraux accessoires : cordiérite pinitisée ; zircon, monazite et apatite, en majorité associés à de la biotite ;
- feldspath potassique secondaire : adulaire d'une part au sein de lamelles de biotite, en microamandes écartant les clivages, et, d'autre part, en remplissage de fissures.

D'une façon générale, le faciès prédominant est un leucogranite à grain moyen (1 à 4 mm) à deux micas. Cependant, d'un filon à l'autre et parfois au sein d'un même filon il peut exister des variations de la taille de grain et/ou de la composition minéralogique. Le faciès à grain fin (< 1 mm) est une aplite à texture xénomorphe ou hypidiomorphe. Les microphotos 3C11 fig. 60-62) illustrent l'exemple d'un faciès à texture hypidiomorphe, de grain hétérogène, fin à moyen (0,1 à 3 mm), à biotite.

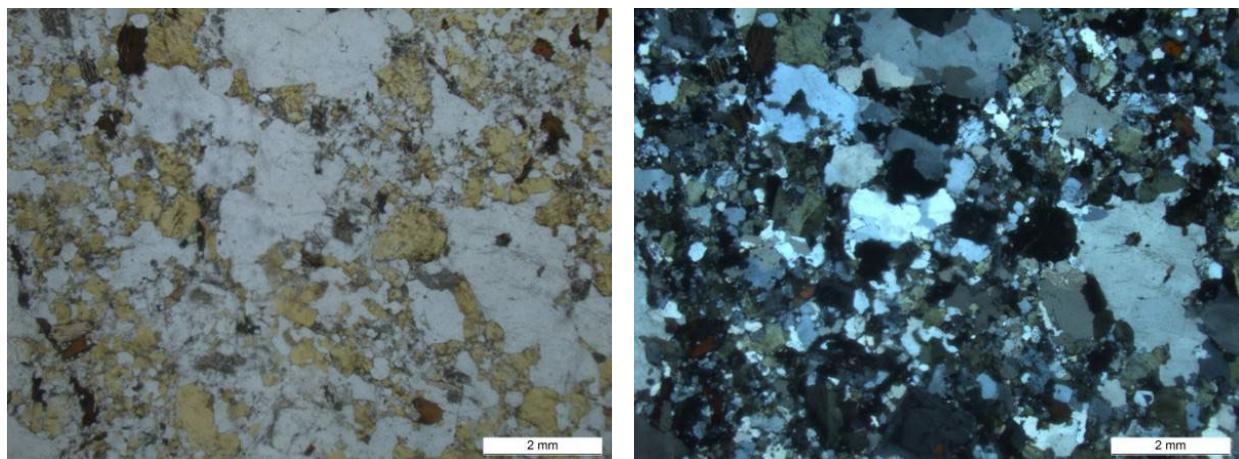


Fig. 60 - Microphotographies 3C11 - LM C41888 : leucogranite à grain fin-moyen, à biotite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

Le faciès le plus grossier est une pegmatite, pouvant constituer soit tout un filon, soit le cœur de filons zonés de type aplito-pegmatite. En ce qui concerne la minéralogie, les leucogranites sont pour la plupart à deux micas, avec des proportions variables de biotite, chloritisée ou non, et de muscovite. Certaines aplites sont à biotite plus rare cordiérite pinitisée, sans muscovite, tandis qu'il existe des pegmatites à muscovite et/ou tourmaline, sans biotite. La tourmaline, noire de type schorlite, est rare dans le faciès banal à grain moyen. La biotite fraîche a une teinte généralement brun rouge, ce qui dénote un caractère alumineux. Elle peut être décolorée ou pseudomorphosée en chlorite verte plus minéraux de fer et/ou titane plus parfois mica blanc secondaire ou adulaire. En dehors de la cordiérite, toujours pinitisée (fig. 61), les minéraux accessoires sont globalement les suivants : zircon, monazite, apatite, oxydes de fer et/ou titane, rare tourmaline (fig. 62).

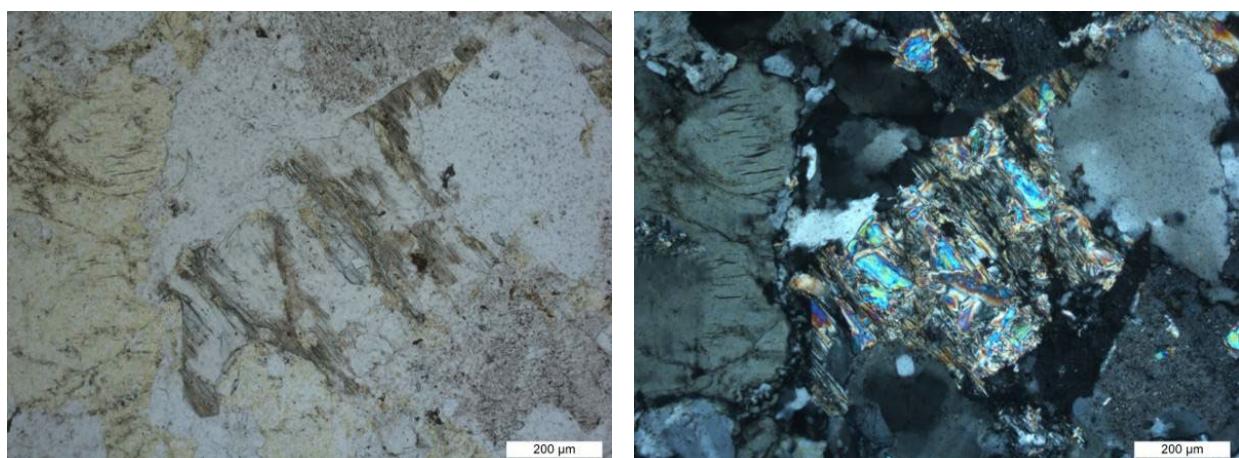


Fig. 61 - Microphotographies 2D42a - LM C41897 : cordiérite pinitisée dans un leucogranite.

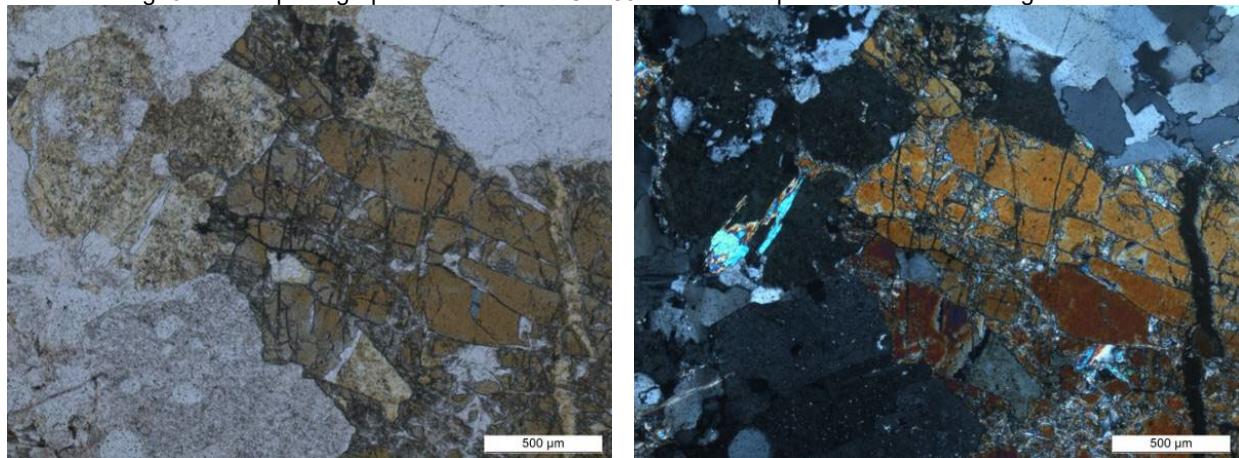


Fig. 62 - Microphotographies 2D42b - LM C41897 : tourmaline dans un leucogranite microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

Géochimie. K.-T. Piel (1966) donne les analyses chimiques d'éléments majeurs pour 7 échantillons de leucogranites du secteur de Manson : deux de leucogranite à grain moyen, deux de pegmatite et trois d'aplite. L'échantillon le moins siliceux ($\text{SiO}_2=70,8\%$) a une composition anormalement riche en MgO (1,40 %) et CaO (2,65 %), avec un paramètre $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}=10,1\%$ en valeur relative ce qui suggère qu'il s'agit d'un granite mésocrate. Pour les 6 autres échantillons les teneurs en éléments majeurs varient dans les intervalles suivants :

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O^+	H_2O^-
Min.	72,45	13,90	0,15	0,30	0,50	0,50	3,35	3,55	0,01	0,10	0,05
Max.	74,80	15,90	0,95	0,75	1,10	0,85	4,30	4,65	0,15	2,35	0,15

teneurs en %

Les paramètres multicationiques, calculés à partir des teneurs en éléments majeurs, permettent entre autres de montrer que ces 6 échantillons ont (i) une composition se situant autour du pôle adamellite dans le diagramme de classification Q-P et (iii) un caractère peralumineux se traduisant par un indice d'aluminosité A/CNK de 1,13 à 1,41. Le paramètre $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$, qui reflète l'indice de coloration, varie entre 3 et 7,8 %, ce qui montre que certaines roches ne sont pas franchement leucocrates (indice de coloration $\leq 5\%$ dans la nomenclature internationale, Streckeisen, 1973), mais sont subleucocrates, ce qui permet cependant de les classer en leucogranites dans la norme (indice de coloration $\leq 7\%$) adoptée par la majorité des granitologues français.

Géochronologie. Les relations de terrain montrent que les leucogranites recoupent toutes les autres entités de roches plutoniques. Le leucogranite de Manson a un âge pouvant aller du Viséen supérieur au Stéphanien d'après deux isochrones Rb-Sr, qui donnent un âge de 321 ± 13 Ma en roche totale plus biotite et de 317 ± 16 Ma en roche totale plus muscovite (Piel, 1966).

Filons de roches subvolcaniques

En dehors des filons de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère, porphyrique, à amphibole, spatialement et génétiquement associés aux roches plutoniques des massifs de type Aydat, nous avons inventorié et cartographié quelques filons constitués des roches subvolcaniques, acides ou basiques, suivantes :

$\text{c}\mu\gamma$. Microgranite-granodiorite très porphyrique à biotite, cisaillé, de la vallée de la Monne

$\mu\gamma\mu$. Microgranite porphyrique à biotite

$\mu\gamma\mu$. Microleucogranite porphyrique à biotite altérée

ν . Lamprophyres.

$\text{c}\mu\gamma$. **Microgranite-granodiorite très porphyrique à biotite, cisaillé, de la vallée de la Monne.** Ce type de roche n'apparaît que dans la partie centrale de la carte, sur les deux rives de la vallée de la Monne, où il constitue un faisceau de filons, d'orientation N100-115°E, encaissé dans la Série schisto-gréseuse **dhS**, immédiatement au Sud du massif de granitoïde de Cournols. Un bon affleurement rocheux se trouve à 400 m au SSW du hameau de Prades, dans le talus nord de la D 145, à l'intersection de cette route avec la D 643 (point 6A06, $x=650,83$; $y=2069,75$). Il montre un filon, de direction N100°E et d'environ 4 m de puissance, constitué d'une roche microgrenue porphyrique de teinte grise, présentant une fabrique planaire protomylonitique et renfermant des phénocristaux de feldspath potassique de teinte blanc nacré et de longueur variant entre 1 et 7 cm. Sur cet affleurement les relations avec l'encaissant sont mal visibles, mais un peu plus au Sud, un autre affleurement, situé en rive gauche de la Monne, près du moulin de Prades, permet d'observer le contact entre un filon, de direction N105°E et de 2 m de puissance, et son éponte sud, constituée d'une cornéenne schisteuse à biotite et muscovite, de teinte grise (point 6A05, $x=650,95$; $y=2069,60$). Le long du contact le microgranite protomylonitique présente une « bordure figée », caractérisée par une forte diminution de la taille de grain, les phénocristaux ayant une longueur de 5 mm au maximum. Dans les deux cas, l'examen des plans C/S, dans des plans perpendiculaires à la fabrique mylonitique et parallèles à la linéation, montre qu'il s'agit d'un cisaillement dextre de direction N100-105°E.

Pétrographie. L'étude microscopique en lames minces confirme qu'une texture protomylonitique à mylonitique se superpose à une texture microgrenue porphyrique (fig. 63-64). Au cœur du filon du talus nord de la D 145, la proportion de phénocristaux est de l'ordre de 40 à 50 % et ces phénocristaux, de taille très variable, sont constitués des minéraux suivants :

- feldspath potassique, en tablettes de 1 à 7 cm de longueur, à inclusions de petits cristaux de plagioclase et de biotite ;

- plagioclase zoné, en cristaux de taille ≤ 5 mm, isolés ou en petits amas ;
- quartz en plages arrondies, de diamètre ≤ 5 mm, finement recristallisées ;
- biotite brun-rouge, en lamelles fréquemment kinkées et parfois finement granulées, à inclusions de zircon-monazite.

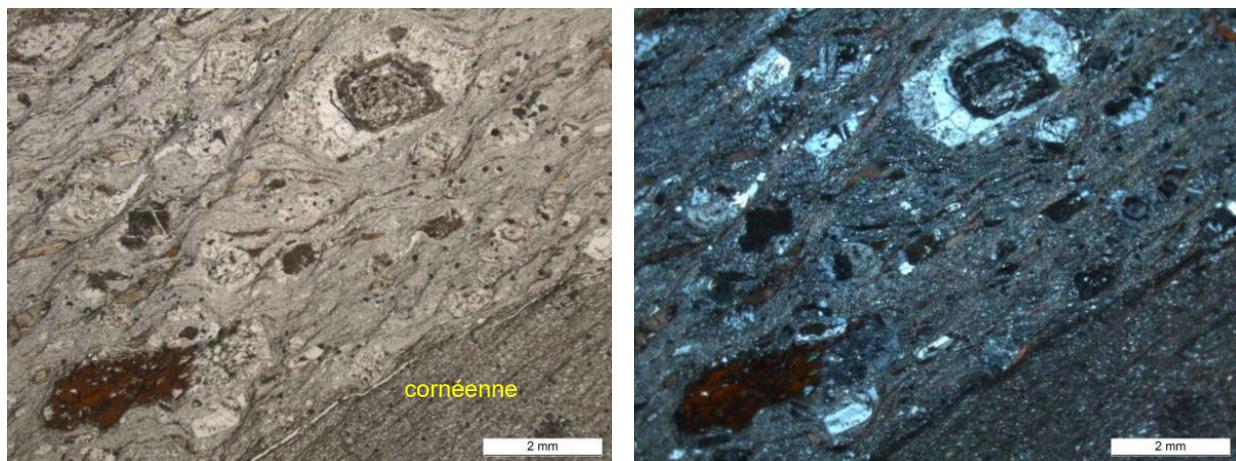


Fig. 63 - Microphotographies 6A05a - LM C42237 : microgranite porphyrique à biotite, cisaillé, et cornéenne d'éponte.

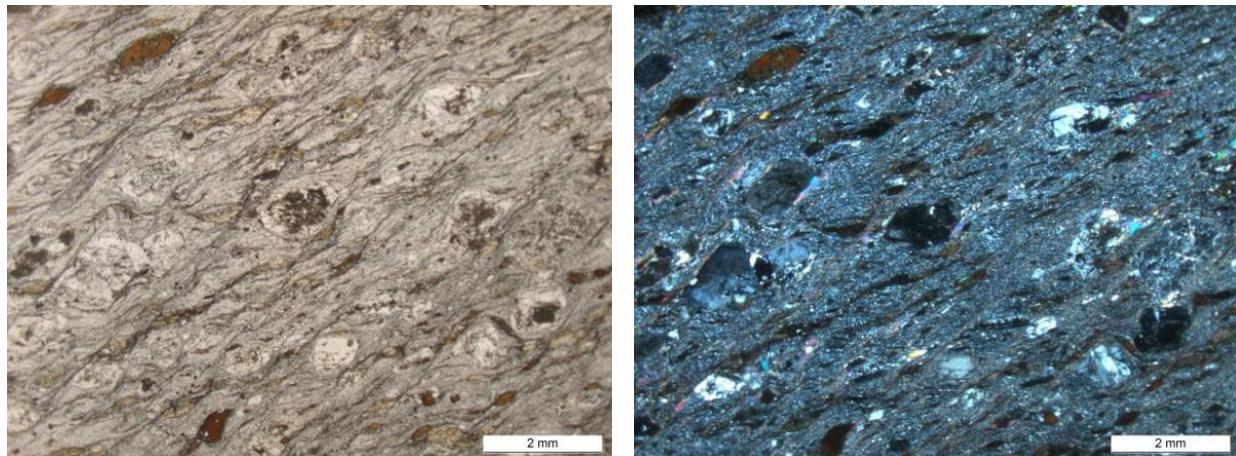


Fig. 64 - Microphotographies 6A05b - LM C42237 : microgranite porphyrique à biotite, cisaillé microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

La mésostase microgrenue est composée de quartz et de feldspaths. La roche renferme en outre un peu de mica blanc secondaire, associé à de la biotite ou en petits amas pouvant provenir de la rétromorphose de cordierite. Les minéraux accessoires sont du zircon, de la monazite et de l'apatite.

Géochimie. Dans la thèse de J.-B. Mboungou-Kongo (1987) figurent deux analyses d'éléments majeurs, reportées dans le tableau 3 en annexe : échantillons F11 et PF. Ces compositions chimiques, moyennement acides ($\text{SiO}_2=67,7-67,8\%$), sont proches de celles des six échantillons de granite-granodiorite de type Cournols-St-Nectaire qui figurent dans le même tableau. Dans le diagramme de classification Q-P (cf. *supra* fig. 35) les deux points se situent entre les pôles granodiorite et adamellite pour PF et adamellite et granite pour F11. Dans le diagramme R1-R2, non donné ici, les deux points tombent dans le champ de la granodiorite, en étant très proche de celui du granite pour F11.

En conclusion, il est probable que les microgranitoïdes à biotite de la vallée de la Monne soient associés génétiquement aux granitoïdes de type Cournols-St-Nectaire.

μpy. Microgranite porphyrique à biotite. Nous avons observé ce type de microgranite qu'en un seul endroit de la carte : à l'Ouest de Fohet, dans la partie centrale de la carte, où il constitue un filon de direction générale N145°E, situé en partie entre un petit massif de roche plutonique de type Aydat (η^2) et la Série schistogréuse **dhS**, et pour le reste au sein de cette Série. À l'Est de la colline de Montaillou, une piste recoupe ce filon, qui a une direction N160°E et une puissance de 5 à 6 m à cet endroit ($x=650,98$; $y=2071,40$).

L'observation macroscopique permet de distinguer des phénocristaux de 1 à 5 mm de longueur, dispersés de façon régulière dans une pâte grise, et constitués de petites tablettes de plagioclase et de lamelles de biotite, fraîche et relativement abondante.

Pétrographie. L'étude microscopique de deux lames minces confirme la texture microgrenue porphyrique et permet de préciser que la mésostase est soit aphanitique (fig. 65), soit granophyrique avec d'abondantes micropegmatites quartz plus feldspath potassique (fig. 66). Les phénocristaux représentent 20 à 25 % de la composition en volume et sont constitués des deux minéraux suivants :

- plagioclase, zoné, plus ou moins séricité selon les échantillons, en cristaux isolés ou en petits amas, parfois à inclusions de paillettes de biotite ;
- biotite brun-rouge en lamelles de taille variable, dispersées ou en petits amas, fréquemment kinkées pour les plus grandes, à inclusions de zircon-monazite et/ou de rutile bien visible dans certaines sections basales.

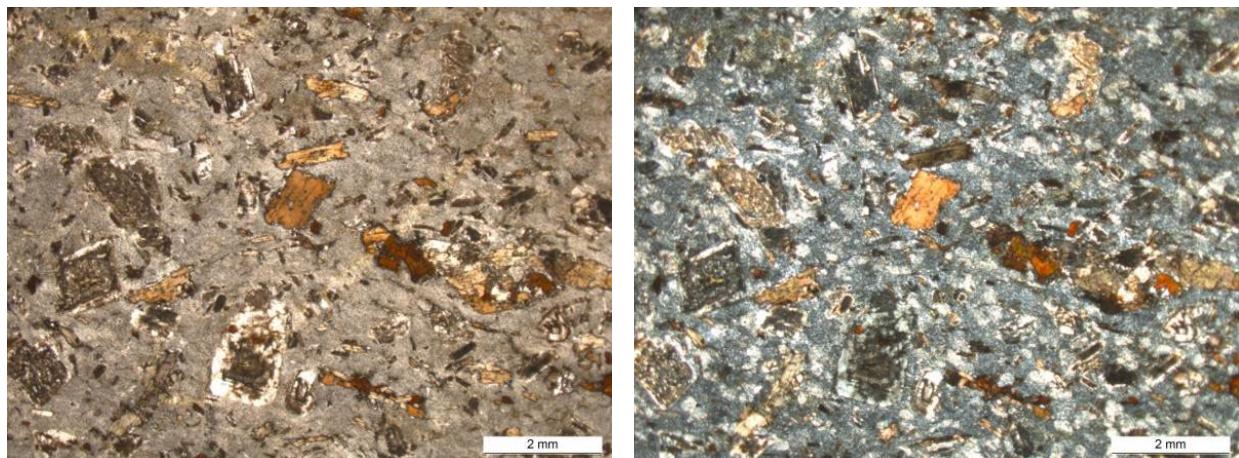


Fig. 65 - Microphotographies 2C27 - LM C42171 : microgranite porphyrique à biotite.

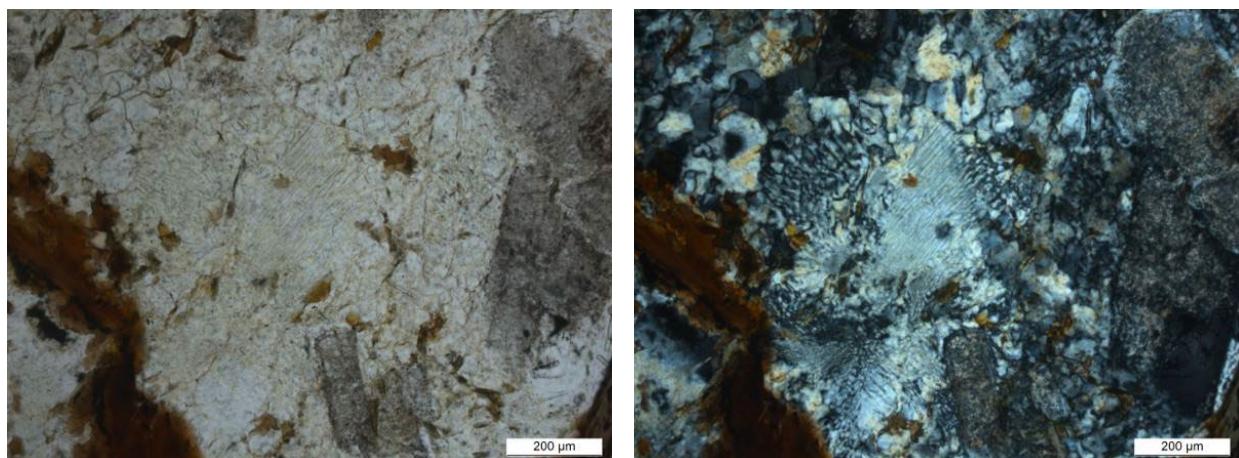


Fig. 66 - Microphotographies 2C49 - LM C42184 : association micropegmatitique de feldspath potassique et de quartz. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

La mésostase est constituée de quartz et de deux feldspaths : plagioclase et feldspath potassique, ce dernier étant en majorité en association micropegmatitique avec du quartz dans le cas du faciès granophyrique (fig. 66). Les minéraux accessoires, en majorité associés à de la biotite, sont globalement les suivants : zircon, monazite, apatite et oxydes de fer et/ou titane.

Il est possible que ce microgranite porphyrique à biotite, probablement alumineuse, soit génétiquement associé au granitoïde de type Cournols-Saint-Nectaire.

$\mu^L\gamma$. Microleucogranite très porphyrique à biotite altérée. En plus de l'altération complète de la biotite, ce faciès se distingue du précédent par :

- une teinte nettement plus claire, gris très clair à brun pâle selon l'altération,
- un caractère très porphyrique, avec des phénocristaux dont la longueur atteint 3,5 cm au cœur du filon le plus épais,

- la présence de quartz et de feldspath potassique parmi les phénocristaux,
- sa localisation dans le quart sud-est de la carte :
 - ♦ d'une part, au Nord du bourg de Champeix, au sein d'un massif de granitoïde de type Cournols-Saint-Nectaire, où nous avons cartographié deux filons, de direction N20° pour l'un et N160°E pour l'autre ;
 - ♦ d'autre part, au Sud du Pougelet, en limite orientale de la carte, où il constitue – au sein du horts granitique de Saint-Yvoine – un épais filon d'un vingtaine de mètres de largeur et de direction générale N°70°E, recouvert vers l'Est d'un lambeau d'arkoses argilo-marneuses à *Potamides lamarcki* (g1kb).

Filons situés au Nord de Champeix. Le principal filon, de direction N20°E avec un pendage de 60° vers l'Est et d'une puissance de plusieurs mètres, affleure à 700 m au Nord de l'église de Champeix, immédiatement au Nord de l'intersection de la D 28 avec une petite route (point 7B12, x=661,95 ; y=2065,18). À son éponte ouest, il présente une « bordure figée » dans laquelle la taille des phénocristaux ne dépasse pas 8 mm et qui est en outre fortement rubéfiée. D'après M.-H. Ly (1982), ce filon contient localement de la barytine. Le filon de direction N160°E est subvertical, avec un pendage de 85° vers l'Est, et forme une petite barre rocheuse qui affleure en bordure d'une piste. La taille des phénocristaux n'y dépasse pas 1 cm.

Dans le faciès situé au cœur du filon principal, les phénocristaux ont une taille de 0,5 à 15 mm, représentent 20 à 25 % de la roche en volume et sont constitués (fig. 67-68) des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante :

- quartz (Qz), en cristaux plus ou moins arrondis, isolés ou en petits amas, présentant parfois des golfes de corrosion ;
- plagioclase (Pl), plus ou moins criblé de mica blanc sous forme de micropaillettes (séricite) ou, parfois, de fines lamelles (phengite ?) ;
- feldspath potassique, pouvant englober de petits cristaux de plagioclase et parfois envahi de microphyllites et/ou en partie hématitisé ;
- biotite (Bi) entièrement pseudomorphosée en chlorite ou en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane.

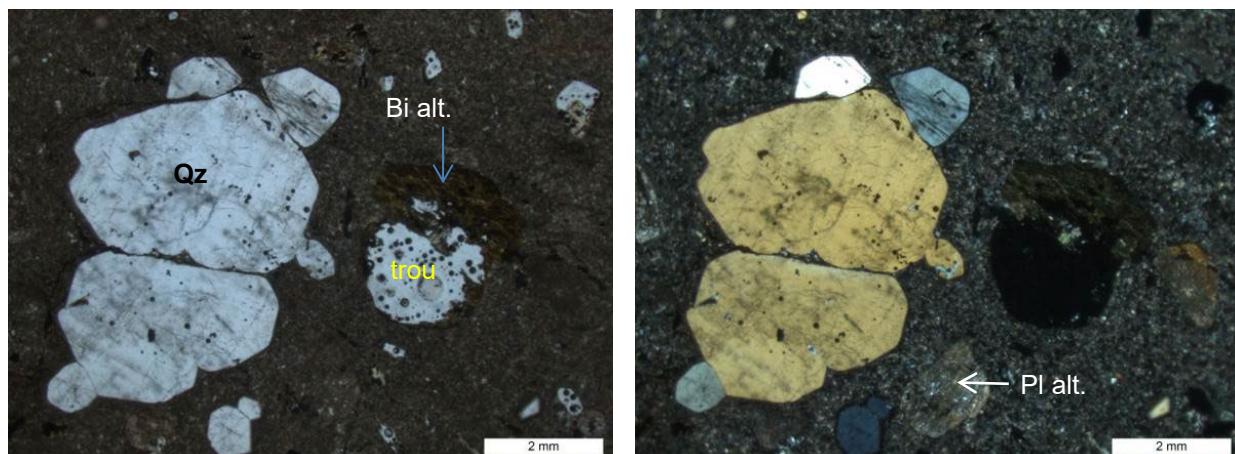


Fig. 67 - Microphotographies 7B12a - LM C42073 : microleucogranite porphyrique à biotite altérée.

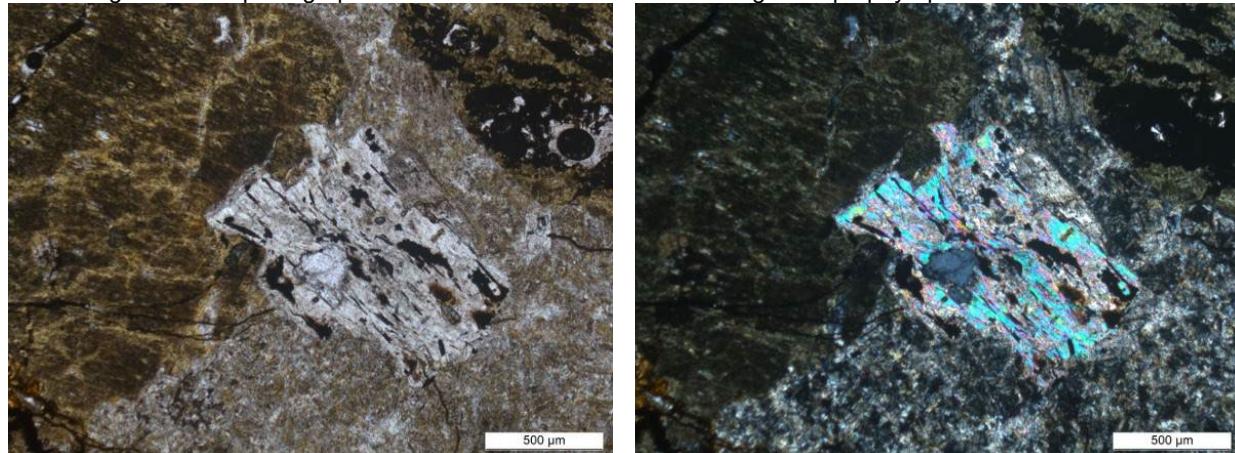


Fig. 68 - Microphotographies 7B12b - LM C42073 : phénocristaux de feldspath potassique (coloré en jaune) et, au centre, phénocristal de biotite pseudomorphosée en mica blanc + oxydes de Fe-Ti, dans une mésostase microgrenue microphtos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

La mésostase, microgrenue, est formée de plagioclase séricitisé, de feldspath potassique, de quartz et d'abondantes microphyllites incolores (fig. 69).

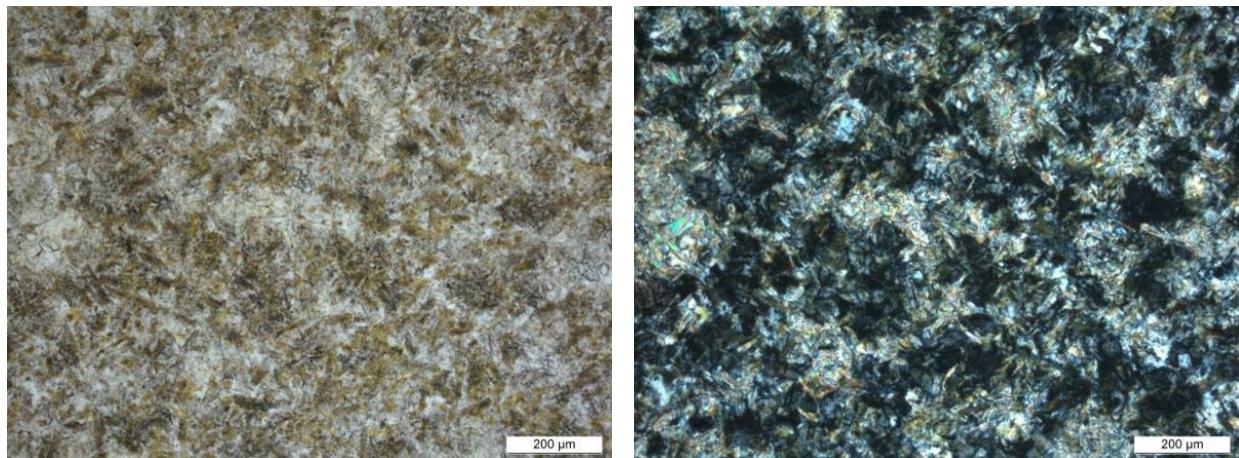


Fig. 69 - Microphotographies 7B12c - LM C42073 : détail de la mésostase microgrenue microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite ; coloration sélective du FK.

Dans la bordure figée et rubéfiée, les phénocristaux sont d'une façon générale nettement plus petits, mais sont constitués des mêmes minéraux avec cependant une forte altération des deux feldspaths, qui sont argilisés, partiellement à totalement dissous et – en ce qui concerne le feldspath potassique – hématitisés. La mésostase, aphanitique, est formée de très fines paillettes de mica blanc, dispersées dans un fond cryptocrystallin pigmenté par des oxy-hydroxydes de fer qui lui confèrent sa teinte rougeâtre.

Filon du Pougelet. Dans l'épais filon du Pougelet, qui affleure de façon subcontinue sur une longueur d'environ 600 m, la taille des phénocristaux est nettement plus grande, notamment pour les tablettes de feldspath potassique, dont la longueur atteint 3,5 cm ; les cristaux globuleux de quartz vitreux ont un diamètre ≤ 1 cm et les lattes de plagioclase ont une longueur ≤ 1 cm. Dans sa partie la plus occidentale, son éponte nord est visible et il présente au contact du granitoïde à grain moyen (γ^{3-4}) encaissant une « bordure figée » dans laquelle la longueur des phénocristaux de feldspath potassique est inférieure à 1 cm. De son côté le granitoïde est altéré, plus ou moins blanchi, le long du contact. Plus à l'Est il renferme de petits couloirs mylonitiques, témoins d'un cisaillement dextre de direction N80°E (fig. 70).



Fig. 70 - Couloir de cisaillement dextre dans le filon de microleucogranite porphyrique du Pougelet photo PC 8D05 23/09/2010 ; le crayon critérium est orienté vers le Nord et donne l'échelle.

L'étude microscopique d'un échantillon de la bordure figée confirme la texture microgrenue porphyrique, avec 30 à 35 % de phénocristaux, constitués des minéraux suivants :

- quartz nettement prédominant, en cristaux soit anguleux, soit arrondis et présentant parfois des golfes de corrosion ;
- plagioclase, fortement à complètement séricité ;
- feldspath potassique de type orthose, en majeure « sali » par des produits cryptocrystallins ;
- biotite entièrement pseudomorphosée en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane.

Le filon du Pougelet présente quelques analogies avec les filons de direction oscillant autour de N80°E, cartographiés avec la notation $\mu\gamma^1$, qui recoupent le « faciès bleu » du granite de Saint-Dier dans l'angle sud-est de la carte d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). Cependant, en l'absence d'analyse chimique du microleucogranite du Pougelet il ne serait pas fiable d'affirmer que ces filons sont constitués d'une même roche.

v. Lamprophyres. Sur la carte ne figure qu'un seul filon de lamprophyre, de direction N20°E, situé au Nord de Ponteix, dans une zone faillée au sein d'un massif de granitoïde de type Cournols-St-Nectaire. En réalité il s'agit d'un faisceau de deux minces filons de lamprophyre, de 40 à 50 cm de puissance, espacés de 3 à 4 m et encaissés dans une zone faillée et argilisée de direction N20°E avec un pendage de 45 à 55° vers l'Est, comme cela est visible dans une petite carrière abandonnée, située à 500 m au Nord de Ponteix, à l'Ouest de la piste qui mène à la croix St-Jacques (x=653,68 ; y=2074,44). D'Ouest en Est, cette carrière montre la succession lithologique suivante : granitoïde relativement sain ; granitoïde argilisé (1 m) ; filon de lamprophyre de 0,5 m de puissance ; granitoïde argilisé (3 à 4 m) ; granitoïde cataclasé et rubéfié (0,75 m) ; filon de lamprophyre de 0,4 m de puissance ; filon siliceux de type « brèche tectonique hypersilicifiée » (1 m) ; granitoïde arénisé. Les deux filons de lamprophyre se distinguent très facilement grâce à leur teinte vert-kaki et à leur grain très fin. Par ailleurs, C. Petit (1956) signale la présence de deux filons de lamprophyre, situés dans le quartier du Marchidial, dans la partie ouest du bourg de Champeix, mais nous n'avons pas retrouvé ces filons. Enfin, comme d'une façon générale les filons de lamprophyres sont fréquemment altérés voire très fortement argilisés, il est probable qu'il existe, sur le territoire de la présente carte, d'autres filons qui ne pourront être répertoriés qu'à la faveur de nouveaux travaux anthropiques, tels que des carrières, talus ou fossés de routes, fouilles de maison, etc.

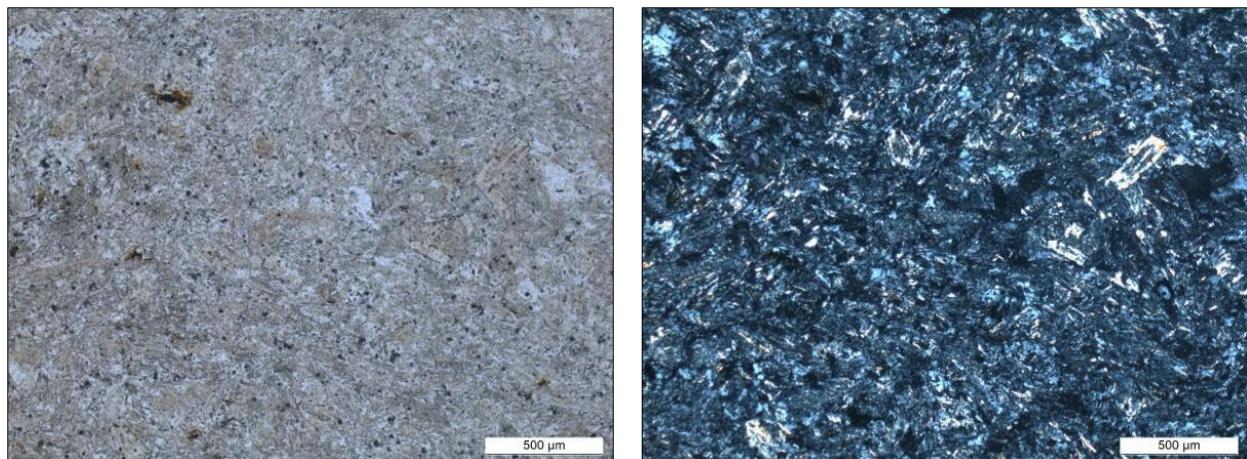


Fig. 71 - Microphotographies 2D27 - LM C41895 : lamprophyre à biotite altérée microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Pétrographie. L'étude microscopique d'un échantillon du filon occidental la carrière de Ponteix montre (fig. 71) une texture microgrenue, en grande partie oblitérée par l'altération. Il s'agit d'un lamprophyre à biotite, altéré, ayant la composition suivante : plagioclase, envahi de microphyllites ; biotite complètement pseudomorphosée en chlorite, mica blanc, minéraux de fer et/ou titane ; un peu de quartz, interstitiel au plagioclase ; oxyhydroxydes de fer.

Filons de roche hydrothermale

Q. Quartz. Le socle varisque de la feuille Veyre-Monton n'encaisse que quelques filons de quartz d'extension suffisante pour être représentés sur une carte à 1/50 000. Les filons cartographiés se trouvent tous au sein de massifs de roches plutoniques de la moitié nord de la carte et ont une direction variable selon les endroits.

Au Nord de la coulée de trachybasalte quaternaire de la vallée de la Veyre, un filon siliceux de type « brèche tectonique hypersilicifiée » d'environ 1 m de puissance se trouve dans une zone faillée et argilisée de direction N20°E avec un pendage de 45 à 55° vers l'Est. Ce filon est visible dans une petite carrière abandonnée, située à 500 m au Nord de Ponteix, à l'Ouest de la piste qui mène à la croix St-Jacques (x=653,68 ; y=2074,44). Son contexte géologique est décrit en détails *supra* dans le paragraphe concernant les filons de lamprophyres (v).

Tous les autres filons cartographiés se situent au Sud de la coulée de trachybasalte quaternaire de la vallée de la Veyre. Trois filons de direction proche d'E-W se trouvent : l'un au Sud du lac d'Aydat au sein du massif de diorite quartzifère-tonalite-granodiorite à grain moyen (η^2) d'Aydat, les deux autres plus à l'Est, au Nord de Cournols, dans le massif de granitoïde mésocrate à grain moyen (γ^{3-4}) de Cournols. Le filon le plus oriental, celui de la Pierre Blanche, est le plus important ; il arme la colline qui culmine à la cote z=757 et a fait l'objet, à son extrémité ouest, d'une exploitation dans la petite carrière abandonnée figurée sur la carte (x=654,90 ; y=2072,78). Cette carrière montre une zone faillée de direction N105°E avec du Nord au Sud la coupe suivante :

- 1 m de granitoïde arénisé, encaissant une veine de quartz de puissance \leq 18 cm ;
- 1,30 m de gouge argileuse, renfermant une veine de quartz ;
- filon de quartz d'environ 1 m de largeur consistant en un réseau de veines de quartz de puissance individuelle \leq 70 cm ;
- 2 m de gouge argileuse de 2 m de puissance ;
- granitoïde arénisé.

Il s'agit de quartz blanc, soit massif, soit, localement, rubané et/ou géodique. À l'Est de la carrière le filon se suit sous forme de blocs épars dont les plus gros ont une longueur de 2 m. Encore plus à l'Est le massif de granitoïde de Cournols encaisse un « filon de quartz » consistant en réalité en une zone silicifiée située le long d'une faille de direction N25°E. Par ailleurs, dans le secteur de Fohet, ce même massif encaisse deux autres filons de quartz blanc :

- l'un de direction proche de N-S et d'environ 3 m de puissance, situé à 500 m à l'WNW de Fohet, en limite occidentale du massif de Cournols ;
- l'autre de direction N140°E, avec un pendage de 80° vers le SW et une puissance de l'ordre de 1 m, situé à 600 m au SSE de Fohet, au Nord du point coté z=939.

Enfin, de minces veines de quartz, de puissance ne dépassant pas 20 cm et de longueur généralement inframétrique, se trouvent le long de failles affectant des massifs de roches plutoniques. Cela est, par exemple, le cas au sein du massif de monzogranite porphyroïde de type Royat-Theix (py^3), à 800 m à l'WSW de Saulzet-le-Chaud, dans la partie la plus septentrionale de la carte, sur des affleurements de granitoïdes en voie d'arénisation situés en bordure nord de la N 89 (x=656,5 ; y=2078,82).

**FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES DE LA LIMAGNE
ET/OU DU PLATEAU DES DÔMES**

par Hélène Tissoux complété par Philippe Chèvremont
avec des données du texte inédit de feu Pierre-Marie Vincent sur le plateau de Gergovie

Sur la carte de Veyre-Monton se trouvent d'abondantes formations sédimentaires continentales dont l'âge de dépôt va du début de l'Oligocène inférieur à la fin du Miocène inférieur, soit de 34 à 16 Ma. La grande majorité de ces formations se trouve dans le bassin de la Limagne d'Allier c'est-à-dire dans le tiers le plus oriental de la coupure. Cependant, de nombreux petits bassins isolés se trouvent à l'Ouest de la faille bordière de cette Limagne, c'est-à-dire au sein du plateau des Dômes et cela dans deux secteurs de la carte : pour l'essentiel dans un large quart sud-ouest, et, pour une infime partie, dans l'angle nord-ouest, au sein du fossé d'Olby. Pour réaliser la présente carte à 1/50 000 nous avons utilisé les maquettes inédites à 1/25 000 des auteurs suivants : R. Bouiller pour la moitié orientale (VM3-4 et 7-8), M.-H. Ly pour le quart sud-est (VM7-8), A. de Goë de Herve pour le fossé d'Olby (angle nord-ouest de VM1-2) et J.-C. Besson pour le quart sud-ouest (VM5-6). Nous y avons apporté quelques modifications et ajouts ponctuels, issus de nos propres levés de terrain. Pour la rédaction de la présente notice explicative nous avons pris en compte des données issues des thèses de J.-C. Besson (1978) et de M.-H. Ly (1982), de publications dans des revues, ainsi que de nos propres observations. En outre, pour le plateau de Gergovie nous avons utilisé une carte et une notice inédites de feu P.-M. Vincent – décédé le 19 avril 2013 – que nous a aimablement fournies le Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de l'Université Clermont Auvergne - CNRS - IRD, OPGC.

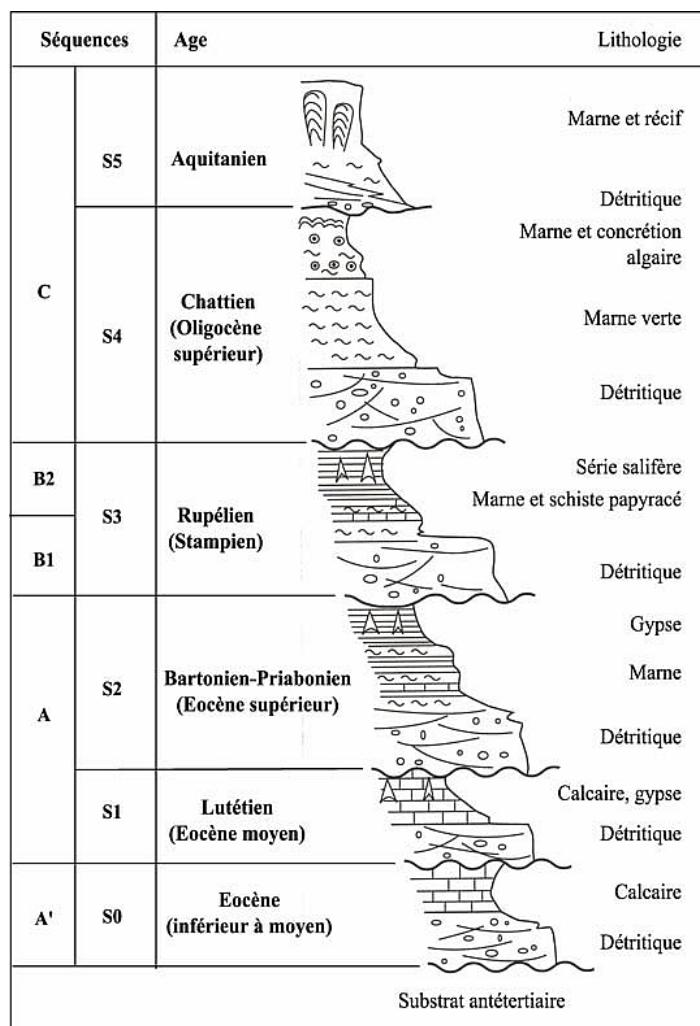


Fig. 72 - Stratigraphie de la Limagne (Clermontois et Bourbonnais), d'après Giot (comm. pers.), corrélation des séquences *in* Wattine (2004).

Le bassin des Limagnes se caractérise par des dépôts de type lacustre et fluviatile, avec une sédimentation carbonatée, argileuse, évaporitique et bitumineuse et une sédimentation détritique à sables quartzo-feldspathiques ou à chailles, arkoses et conglomérats.

La similitude entre les faciès continentaux d'âges différents, couplée à d'importantes variations latérales de faciès ont compliqué l'étude stratigraphique des Limagnes, en l'absence de données de paléontologie. De manière générale les faciès proximaux sont à dominante détritique, tandis que faciès distaux sont à dominante carbonatée. Les terrains sédimentaires des Limagnes ont néanmoins fait l'objet de nombreuses études depuis le début du XIX^e siècle. On retiendra plus particulièrement les travaux de Giraud, qui publie en 1902 un mémoire sur l'Auvergne et le Bourbonnais, qui devint la référence principale pendant plusieurs décennies, ainsi que les travaux de Jung, qui en 1946 synthétise les connaissances du moment dans un mémoire sur la Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et

limousins. Par la suite, des découpages stratigraphiques ont été proposés par différents auteurs (Rey, 1971 ; Gorin 1975 ; Hugueney, 1997).

Dans le cadre du projet COPGEN (inventaire géoscientifique des Limagnes, pour l'inventaire géothermique de la France), la stratigraphie des Limagnes a été révisée. On distingue désormais six séquences (S0 à S5), commençant par un terme détritique à la base et se terminant par un terme supérieur calcaire ou argileux. Chaque séquence correspondrait à un événement tectonique majeur.

La carte de Veyre-Monton recouvre le Sud de la Limagne de Clermont-Ferrand et la partie septentrionale de la Limagne d'Issoire. Les formations sédimentaires tertiaires de la Limagne offrent une séquence quasi-complète des dépôts oligocènes et miocènes (S3 à S5).



Fig. 73 - Partie basale de la couverture sédimentaire tertiaire, reposant – au niveau du marteau – sur une isaltérite de granite-granodiorite à grain moyen de type Cournols-Saint-Nectaire, dans le talus ouest de la D 71 à 0,6 km au NE de Reignat photo PC 24/08/2010.

La couverture sédimentaire tertiaire de la Limagne ne semble que rarement reposer sur un paléosol ferrugineux sidérolithique (cf. j-nP). En général elle est directement en contact – normal ou faillé – avec le socle varisque, mais le contact n'est que rarement visible à l'affleurement comme dans le cas du contact normal de la figure 73.

Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Sidérolithique)

Sur la carte voisine de Saint-Germain-Lembron (n°742, Prognon et al., 2012), les formations du « Sidérolithique » se présentent sous la forme d'un sable argileux rouge à quartz luisants. Jusqu'à récemment, les profils d'altération « sidérolithiques » du Massif central étaient rapportés à l'Éocène-Oligocène en référence aux formations kaolinitiques et fossilifères du Bassin de Paris (Boulanger, 1844 ; Launay de, 1892-93 ; Deschamps, 1973). Néanmoins, l'étude récente des faciès sidérolithiques du Lembron (Ricordel, 2007 ; Ricordel-Prognon et al., 2010) montre que ces formations sont totalement déconnectées de la sédimentation des Limagnes tertiaires et qu'elles appartiennent à une phase plus ancienne de l'évolution du Massif central. En effet, les datations par paléomagnétisme démontrent que les phases d'altérations à l'origine du « Sidérolithique » sont d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (Ricordel, 2007).

j-nP. Paléosol ferrugineux de Coudes. Le Sidérolithique de la carte de Veyre-Monton est rare ne semble pas affleurer en Limagne, en dehors d'un paléosol ferrugineux, décrit dans la partie orientale de la feuille, en rive droite de l'Allier, à Coudes (45,614753°, 3,219322°) où il a une épaisseur inférieure à 10-20 m (Perriaux et Rateaux, 2007).

Oligocène inférieur (Rupélien, 34-28 Ma)

g1Cg. Conglomérat de base. Au pied du versant sud-est du Puy d'Olloix, sur le plateau des Dômes, un conglomérat de base se trouve – sous forme résiduelle – dans des champs cultivés, situés au Sud du hameau de Grand Champ. On y ramasse à la volée des galets de taille pluricentimétrique à décimétrique, constitués de quartz quadrangulaires à patine rouge-orangée et de granite, non émoussés, provenant du substratum constitué ici par le granite orienté du massif de Montaigut-le-Blanc. Aucune autre lithologie n'est représentée.

g1SA. Argiles et sables, rouges ou bariolés, de type fossé d'Olby. Cette formation se trouve dans l'angle nord-ouest de la carte de Veyre-Monton, où A de Goë de Herve l'a cartographiée – sous forme de petits polygones – et l'a attribuée au Stampien dans la légende de sa maquette inédite à 1/25 000, remise au BRGM en 1978, mais cet auteur est décédé en 2002 sans l'avoir décrite. Elle se poursuit sur les trois feuilles adjacentes :

- Bourg-Lastic (n°716, Brousse *et al.*, 1981), à l'Ouest, où elle figure avec la notation **g1-2** ;
- Pontgibaud au Nord-Ouest, (n°692, Hottin *et al.*, 1989), où se situe la localité d'Olby et où la formation figure avec la notation **gS** : formations à dominante argilo-sableuse ;
- Clermont-Ferrand (n°693, Jeambrun *et al.*, 1973), au Nord, où elle est masquée par des colluvions résiduelles (**Rcg**).

Les formations argilo-sableuses, blanches à rouges sont rapportées à l'Oligocène par analogie avec celles des grands bassins de Limagne, d'Aurillac ou du Velay, mais aucun élément de datation ne permet ici de préciser cette attribution. Ces sables et argiles sont présents là où ils ont été protégés par des formations volcaniques cénozoïques, ce qui est le cas pour les trois feuilles précitées.

Sur la carte de Veyre-Monton la Formation du bassin d'Olby affleure au Nord et à l'Ouest d'Olmont, où elle repose en contact normal sur le socle varisque et est recouverte par des formations volcaniques cénozoïques. La description la plus détaillée est celle de la notice de la carte de Pontgibaud où la formation a une soixantaine de mètres d'épaisseur et consiste en un ensemble argilo-sableux gris de type fluviatile, se terminant localement par une croûte ferralitique (*in* Hottin *et al.* 1989).

g1Ka. Arkoses, grès, argiles, bariolés 1-bancs gréseux. Cet ensemble lithologique regroupe des marnes et des argiles bariolées associées à quelques grès et arkoses. Il est largement présent sur la moitié sud de la feuille. Il est caractérisé par une succession de marnes blanches à grises, d'argiles vertes à ocres et d'argiles bleu-grises avec des niveaux métriques d'arkoses blanches à verdâtres, plus ou moins conglomératiques et à ciment calcaire. Des bancs de calcaire, souvent beiges, peuvent s'intercaler dans ces sédiments détritiques, notamment des bancs de calcaire à Striatelles (**g1N**) (fig. 74). Les argiles rouges bariolées contiennent toujours des éléments détritiques. Elles forment la base des sédiments oligocènes et reposent directement sur le socle. Le passage de ces argiles rouges aux formations détritiques supérieures se fait toujours par des argiles graveleuses vertes d'épaisseur variables. Les dernières couches d'argiles vertes sont dépourvues d'éléments détritiques et de couleurs plus bleutée, témoignant d'une sédimentation en milieu plus calme (Ly, 1982).

Un affleurement d'une puissance d'environ 30 m est bien visible au Sud-Est de Champeix, sur un chemin perpendiculaire à la D996 (45.583451°, 3.14452°). Il présente – sous deux bancs sommitaux de calcaires pluridécimétriques (calcaires à Striatelles ?) – des alternances de bancs gréseux bariolés (épaisseur d'environ 20-25cm), de lits marno-calcaires et d'argiles versicolores. Le pendage est subhorizontal. On observe à la base de la coupe des sables blancs à gris parfois indurés, hétérométriques mais à litage horizontal et souligné par des niveaux d'oxydation.



Fig. 74 - Bancs de calcaires à Striatelles (**g1N**) reposant sur des argiles bariolées (**g1Ka**), dans un talus d'une piste à 1 km WSW de Montaigut-le-Blanc (correspond à la partie basale de la figure 2, Ly, 1982) - photo PC 05/08/2010.

g1N. Calcaires à Striatelles (Nystria...). Les calcaires à Striatelles ont été décrits par Giraud (1902) à partir d'affleurements situés au Nord-Ouest du bassin d'Issoire et à la marge sud-ouest du bassin de Clermont-Ferrand. Des bancs de calcaires sublithographiques gris à *Melanoides acutus* et *Nystia plicata* affleurent au Sud de Montaigut-le-Blanc, à la base du Montrose et encore plus au Sud-Ouest en dessous de Reignat. Mis à part des gastéropodes, ces calcaires contiennent aussi des ostracodes, des miliolidés, des oogones de charophytes et des algues. Ces dépôts, de plus de 200 m d'épaisseur, se sont mis en place dans des plaines d'inondation à lacs temporaires. La présence des fossiles *Melanoides acutus* et *Nystia plicata*, permet d'attribuer la formation au Rupélien. D'après les maquettes à 1/25 000 de R. Bouiller et M.-H. Ly les calcaires à Striatelles se trouvent pour l'essentiel dans la partie inférieure de la Formation **g1Ka** ; plus haut Bouiller a individualisé – de façon linéaire – des bancs de calcaires à Striatelles (**g1Ka-2**) d'une part, et des bancs gréseux (**g1Ka-1**) d'autre part, bancs que nous avons reportés sur la présente carte à 1/50 000.

Ce calcaire dur renferme quelques grains de quartz et les Striatelles ne sont pas présentes dans tous les niveaux.

Un affleurement est par exemple celui de la figure 74 (45.592414°, 3.076198°), sous forme d'un banc calcaire d'environ 3 m d'épaisseur. Les Striatelles sont présentes au sommet de l'affleurement.

g1Kb. Arkoses argilo-marneuses à *Potamides lamarcki*, arkoses vertes. 1-bancs gréseux, 2.-bancs calcaires à Striatelles. Ces arkoses à ciment argilo-calcaire peu compactes montrent souvent des figures de stratifications entrecroisées. Présentes à l'affleurement en rive droite de l'Allier au Nord de la commune de Parent, les arkoses argilo-marneuses peuvent s'observer aussi en affleurements étroits sur les deux rives de la Couze Chambon entre Neschers et Coudes. Elles affleurent également en bordure occidentale du fossé de la Limagne au contact avec le socle varisque, au niveau de la faille bordière de la Limagne.

Un bon affleurement est visible au Sud-Est de Sauvagnat-Sainte-Marthe, le long d'un chemin perpendiculaire à la route D713, en face du hameau « le Bas » (45.575583°, 3.232504°). Il se présente sous forme d'un banc d'arkoses grossières hétérométriques, jaunâtres, peu consolidées, d'environ 3 m d'épaisseur à l'affleurement. Une autre coupe proche (45.575825°, 3.227604°), Est-Ouest, montre à la base une arène granitique remaniée, peu consolidée, d'environ 6 m d'épaisseur visible (base non atteinte) avec une fraction quartzueuse grossière (gravillons, voire galets) et des feldspaths centimétriques. Cette arène est surmontée par un niveau d'oxydation d'environ 5 mm puis par des marnes vertes à passées plus ou moins sableuses (environ 2 m). Celles-ci, plus ou moins feuilletées, montrent un pendage nord et plongent vers l'ouest. Au sommet des marnes, on retrouve un petit niveau quartzo-feldspathique d'environ 10 cm puis des colluvions à plaquettes calcaires présentant un litage et un pendage similaire aux dépôts sous-jacents.

Dans les arkoses de la rive gauche de la Couze-Chambon, la présence de *Potamides lamarcki* dans des calcaires gréseux ou grès calcaires intercalés dans la série détritique témoignerait soit d'une incursion marine, même de courte durée, dans une série détritique continentale, soit d'une sédimentation lacustre relativement étendue et présentant un caractère saumâtre (Wattine, 2004 ; Rey (1966) attribue le niveau à *Potamides lamarcki* au début du Rupélien supérieur.

g1KM. Arkoses de Montpeyroux. Les arkoses de Montpeyroux affleurent dans la partie orientale de la carte, sur les deux rives de la Couze Chambon et de l'Allier, au Nord-Est de Sauvagnat-Sainte-Marthe.

Ce sont des arkoses massives dont le type peut être pris dans le village de Montpeyroux, où elles ont longtemps été exploitées en carrières. Des affleurements de plus de 6 m de hauteur sont visibles dans les anciennes carrières de la localité (fig. 75) (45.624114°, 3.200828°).



Fig. 75 - Arkoses de Montpeyroux (**g1KM**) dans une carrière abandonnée située à l'extrémité nord-ouest du bourg de Montpeyroux photo H. Tissoux 08/04/2014.

Certains des bancs montrent une altération. La formation est également bien visible entre les villages de Montpeyroux et de Coudes dans la tranchée de l'autoroute A75-E11, où elle est affectée par de petites failles normales. Les arkoses alternent avec des argiles sableuses et des argiles. L'étude en lame mince d'un échantillon prélevé à Montpeyroux montre un grès quartzeux et feldspathique avec 50 % de grains dans une matrice ou un ciment microcristallin non carbonaté. Les grains sont légèrement anguleux, mesurant entre 0,5 et 1,5 mm, avec 60 % de quartz à extinction roulante, 35 % de feldspaths potassiques avec des macles de Carlsbad et 5 % de micas noirs et blancs (Perriaux et Rateau, 2007).

Mis à part des végétaux, les fossiles sont quasiment inexistant dans ces arkoses, mises en place par remaniement fluviatile d'une arène granitique. Ce faciès de bordure s'amincit puis disparaît vers le centre du bassin. Les arkoses de Montpeyroux ont une épaisseur maximale inférieure à 100 m.

g1C. Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques. Ces formations sédimentaires sont répandues dans les plaines de Plauzat, Neschers, Chadeleuf, Sauvagnat-Sainte-Marthe, sur les rives de la Couze-Pavin, et au sommet de la butte de Montrose, au Sud de Montaigut-le-Blanc.

Les dépôts sont constitués par une alternance de calcaires marneux à gastéropodes (Ly, 1982), de calcaires massifs, de calcaires gréseux ou bréchiques avec parfois des indices de bitume, des laminites calcaires à cocolithes, ostracodes et foraminifères, des laminites argileuses sombres (« schistes papyracés ») et des argiles gris-vert. Des lits de gypse plus ou moins pseudomorphosés en carbonates ont été décrits notamment à Corent où ils ont été exploités dans de vieilles carrières. Ces formations contiennent toujours des éléments détritiques en faible quantité. Le passage des arkoses aux marno-calcaires se fait toujours par un appauvrissement progressif en éléments quartzeux.

Les laminites calcaires contiennent des fossiles de feuilles, de branches, d'insectes, de plumes etc. Les laminites à nombreux ostracodes forment de véritables ostracodites. Les foraminifères sont présents dans tout le niveau. Les marnes et calcaires présentent de nombreuses figures de mudcracks et de bioturbations.

Un bon affleurement de schistes papyracés est visible en rive droite de l'Allier (fig. 76) le long de la route D1 au Nord de Ste-Marguerite, au niveau du vallon des Bouys (45.676029° , 3.223196°). La coupe de plus d'une centaine de mètres de hauteur peut être suivie sur plus d'un kilomètre de longueur. Elle montre une alternance de bancs calcaires massifs et de bancs présentant un feuillement cyclique plus ou moins fin, de centimétrique à infra millimétrique. Le pendage est subhorizontal. Les feuillets présentent des traces de bioturbation, de rides de courant ou des laminites argileuses sombres.

D'après un article un article numérique diffusé sur

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/excursion-limagne2.xml#Ste-Marguerite> :

- certaines couches de marnes sont très noires, particulièrement riches en matière organique (kérogène), et au-dessus de la route se trouvent les vestiges d'une ancienne galerie de mine de « bitume » : cf. loin « gîtes et indices minéraux » ;)
- la série fait plus de 200 m d'épaisseur, et des dizaines de niveaux à fentes de dessiccation ont pu être trouvés sur toute cette épaisseur.

Tous ces dépôts se sont mis en place en domaine palustre (marnes et calcaires à mudcracks) à lacustre peu profond (laminites à cocolithes et argileuses) avec parfois des influences salines.

Les espèces échantillonnées dans ces calcaires marneux sont des gastéropodes de l'Oligocène moyen (Ly, 1982).



Fig. 76 - Schistes papyracés (g1C) le long de la route D1 entre Longues et Mirefleurs, au niveau du vallon des Bouys (45.676029° , 3.223196°) - photo H. Tissoux 08/04/2014.

Oligocène supérieur (Chattien, 28-23 Ma)

g2M. Marnes vertes et calcaire argileux à Cypris. g2CS. Marnes et calcaires sableux, faciès de bordure. Le faciès marno-calcaire **g2M**, riche en ostracodes (Cypris) ressemble au précédent mais il est marqué par la disparition des «schistes papyracés» et par l'apparition de *Caseolus ramondi*, gastéropode caractéristique du Chattien (Perriaux et Rateau, 2007). La Formation est présente uniquement à l'extrémité nord-est de la carte et marque ainsi la limite d'extension méridionale de l'Oligocène supérieur en Limagne. Les sédiments argilo-calcaires, dont la teinte varie généralement en fonction de la teneur en carbonates, vert foncé pour les plus argileux, beige verdâtre pour les plus calcaires, sont généralement stratifiés de façon régulière : finement « varvés » dans les zones les plus argileuses, les bancs peuvent atteindre un mètre d'épaisseur dans les zones très carbonatées.

La Formation **g2M** est bien visible à La Roche Blanche (45.701912° ; 3.125173°) où elle présente une alternance de bancs calcaires micritiques d'ordre métrique avec des bancs marneux d'épaisseur moindre (50-100 cm) pour former une falaise d'environ 90 m de hauteur visible. On n'y distingue pas de faune, exception faite de quelques gastéropodes

terrestres. Les calcaires contiennent des cristaux de quartz et de plagioclase inframillimétriques, observables en DRX (15 à 20 %). Les calcaires de La Roche Blanche semblent indiquer un environnement de faible profondeur soumis à des périodes d'émersion (Helicidae, minéraux détritiques et fentes de dessiccation) (Wattine *et al.*, 2004). La Formation **g2M** est également présente à l'affleurement sur le flanc est du Puy de Jussat, (45.70465°, 3.113052).

À l'Est du village de Gergovie, la Formation **g2M** est perturbée par l'intrusion du grand sill « basaltique » (cf. plus loin **m1-4β**) qui se trouve en bordure sud du premier maar-diatrème de pépérites. De bons affleurements se trouvent, vers 600 m d'altitude, le long du chemin qui mène au Puy de Mardoux ; deux échantillons prélevés par M.-H. Ly en 2015 ont fait l'objet d'une confection et d'une étude de lames minces au BRGM en 2016.

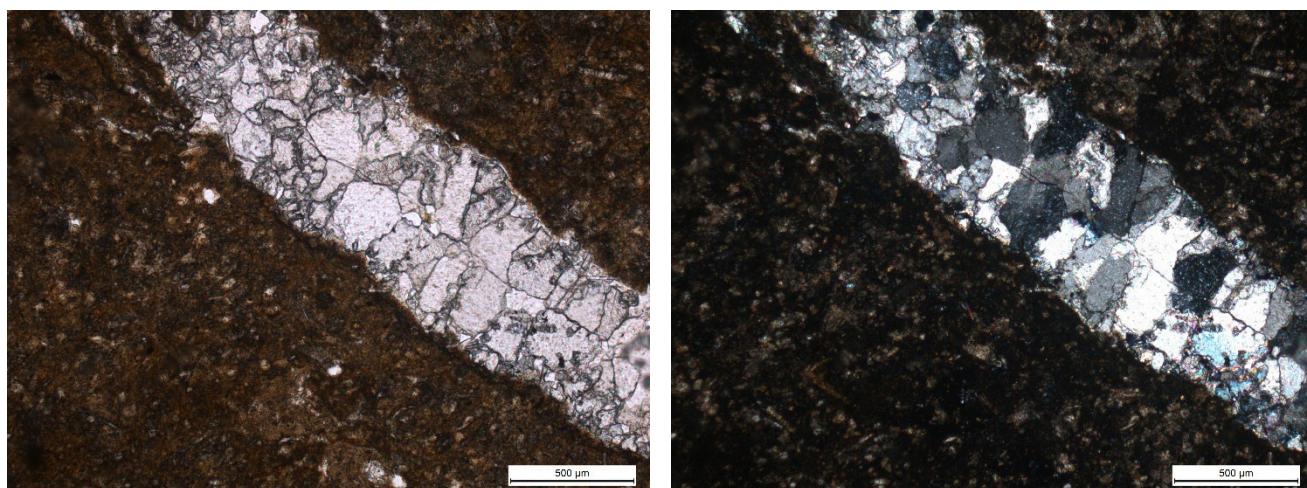


Fig. 77 - Microphotographies LM C61182 : calcaire marneux avec recuit thermique et une fissure à remplissage de calcite microphotos PC 2016 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Au toit du sill les calcaires marneux sont très fracturés et l'échantillon Ly1A (LM C61183) se singularise par un recuit thermique et par la présence d'un réseau anastomosé de fissures à remplissage de calcite (fig. 77).

L'échantillon Ly1B (LM C61184), prélevé en un point plus éloigné du sill « basaltique » et situé sous des pépérites, renferme d'abondants fossiles d'ostracodes (fig. 78).

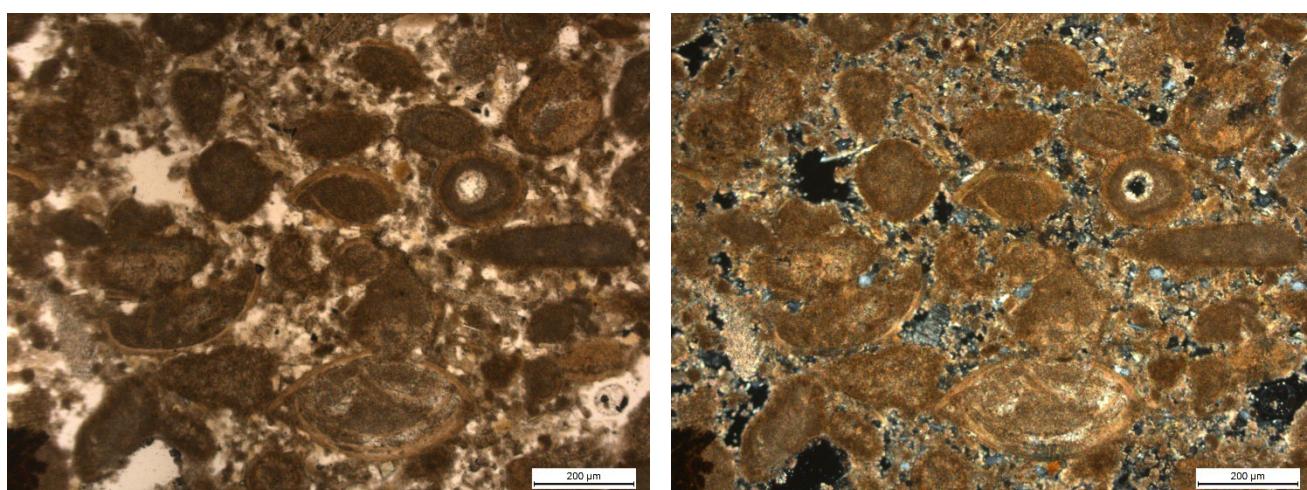


Fig. 78 - Microphotographies LM C61183 : calcaire marneux renfermant d'abondants fossiles d'ostracodes microphotos PC 2016 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Ces ostracodes sont de l'espèce *Cypris faba* d'après, par exemple, les observations faites le 26 août 1833 lors la « Course de Gergovie » *in* Bulletin de la Société géologique de France – 1^{re} série – tome IV - 1833-1834, p. 103-104, disponible en un pdf de 838 p. sur Wikisource :

https://fr.wikisource.org/wiki/Bulletin_de_la_soci%C3%A9t%C3%A9_g%C3%A9ologique_de_France/1re_s%C3%A9rie/Tome_IV

En quittant le Puy de Jussat vers le plateau basaltique de Rizolles au Nord (45,706602°, 3,107955°), les formations affleurantes montrent un enrichissement en éléments détritiques (**g2Cs**). La Formation **g2Cs** se présente sous la forme d'une alternance de bancs de calcaire qui se délite en plaque, de calcaires marneux et de calcaire sableux, avec des figures de mudcracks et la présence d'ostracodes. Elle est caractéristique d'une sédimentation carbonatée à détritique sous faible tranche d'eau et avec des périodes d'émersion (faciès de bordure). La formation peut être observée notamment à Saulzet-le-Chaud (45,710113°, 3,071312°).

g2R. Marnes et calcaires à récifs de Phryganes. Cet ensemble correspond à un passage latéral de faciès depuis des dépôts sableux de cônes fluviatiles à des dépôts lacustres calcaires peu profonds à stromatolithes en passant par des sables à stromatolithes déposés en bord de lac (Perriaux et Rateau, 2007). De même que **g2M** et **g2Cs**, la

Formation g2R est présente uniquement dans la partie nord-est de la carte et marque ainsi la limite d'extension vers le Sud de l'Oligocène supérieur en Limagne.

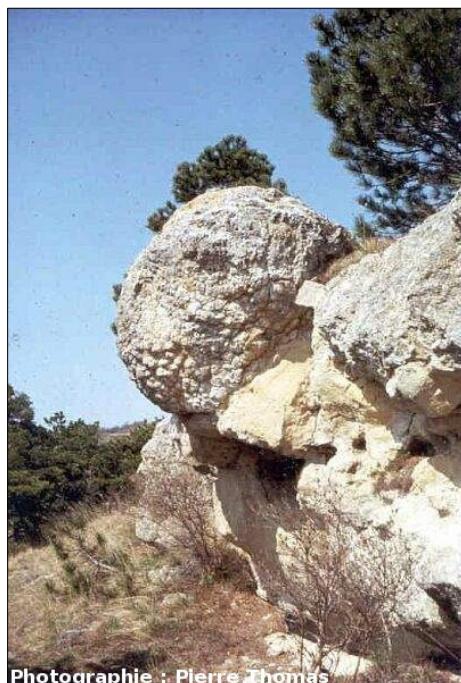


Fig. 79 - Stromatolithes en boules de Jussat – photo de P. Pierre Thomas ENS-Lyon, 2006, reproduite avec son aimable accord.



Fig. 80 - Roseaux « stromatolithisés » de Chadrat vue en longueur.



Fig. 81 - Roseaux « stromatolithisés » de Chadrat vue en coupe.

Photos de P. Pierre Thomas ENS-Lyon, 2006, reproduites avec son aimable accord

La falaise de Jussat, sur le flanc ouest du Puy éponyme ($45,705172^\circ$, $3,109727^\circ$), permet d'observer – sur plus de 30 m de hauteur – un faciès sableux à matrice calcaire et stromatolithes avec deux ensembles principaux :

- entre 595 et 600 m NGF : une alternance de grès à ciment calcaire, de calcaires et de calcaires gréseux en bancs décimétriques et démarrant par un conglomérat à quartz et débris de roches centimétriques. Ce conglomérat contient de nombreux restes de *Caseolus ramondi* ;
- entre 600 et 640 m NGF : une série fortement détritique avec des bancs à stromatolithes en boules ou « chou-fleur » avec ou sans tubes de Phrygane (fourreaux de Trichoptères, Wattine, 2004).

Une spectaculaire photo de stromatolithes en boules (fig. 79) est donnée sur le site de Planète-Terre de l'ENS-Lyon : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/stromatolithes.xml>

D'après ce site ces boules se sont formées dans des milieux proches de la surface.

Plus au Sud-Ouest, au niveau de Chadrat, on observe une intercalation de niveaux à marnes vertes ou grises entre des niveaux sableux à stromatolithes calcaires. Dans ce même secteur se trouvent décrits des roseaux « stromatolithisés » dont des photos figurent sur le même site de Planète-Terre (fig. 80 et 81).

Miocène inférieur - Aquitanien (23-20,4 Ma)

mU. Travertins silicifiés, « meulières ». Sur sa maquette à 1/25 000 du quart nord-est (3-4) de la feuille Veyre-Monton, R. Bouiller a figuré des polygones de « travertins silicifiés » et cela avec la notation **mU** comme sur la feuille adjacente d'Issoire (n°718, Saint-Joanis *et al.*, 1982) à l'Est.

Deux polygones de ces travertins anciens, liés au volcanisme miocène, apparaissent dans la partie la plus orientale de la carte : d'une part au Puy d'Ecouyat près de Parent et, d'autre part, au vallon des Bouys, à 1 km au Sud de Mirefleurs, à l'Ouest de la piste Nord-Sud, où les travertins se trouvent sous forme d'affleurements rocheux (fig. 82) et de petits blocs dispersés dans des champs.



Fig. 82 - Au premier plan, affleurement rocheux de travertin silicifié à 1 km au Sud de Mirefleurs ; au deuxième plan, la vallée de l'Allier avec la ville des Martres de Veyre en rive gauche (ouest) ; à l'arrière-plan, la Chaîne des Puys avec le Puy de Dôme à l'extrême droite de la photo - photo PC 08/04/2014.

Ces formations sont particulièrement abondantes en Comté, sur le territoire de la carte Issoire (n° 718, Saint-Joanis *et al.*, 1982), et sont décrites en détail par R. Bouiller dans la notice de cette carte (Aubert *et al.* 1982) que nous reprenons ici. Le contexte stratigraphique et morphologique permet de les dater du Miocène. Formation discontinue mais exceptionnellement résistante à l'érosion, ces travertins affleurent à flanc de versant ou couronnent des sommets. Des blocs importants, détachés de leur gisement, ont souvent glissé sur les pentes. La structure est très finement lamellaire, plus ou moins mise en évidence par la désagrégation superficielle, ou irrégulièrement caverneuse au sein de masses compactes. Des veines siliceuses (opaline-calcédoine) envahissent localement tout ou partie de ce matériel et lui confèrent sa résistance. Ces faciès sont également associés à des plaquettes siliceuses ou dolomitiques. À l'échelle métrique, les couches sont régulières ou contournées et alors liées à des faciès bréchoïdes. La pente du litage est presque toujours supérieure à 15° et sans rapport avec l'encaissant. Celui-ci, difficile à observer, est stratigraphiquement et lithologiquement varié. Des formations pépéritiques peuvent se situer au voisinage immédiat. Le banc peut même se trouver incorporé à la masse pépéritique comme cela semble être le cas sur le flanc sud-ouest du Puy d'Ecouyat, près de Parent. Ces divers caractères semblent bien indiquer qu'il s'agit de travertins représentant peut-être une phase dégénérée de l'activité éruptive qui a engendré les pépérites. On ne saurait les assimiler simplement à des porcelanisations dues à ces dernières.

m1L. Calcaires marneux lacustres de remplissage du maar 1 de Gergovie. Au sein du maar 1 du plateau de Gergovie les pépérites sont recouvertes par un lambeau de sédiments, de direction générale SSW-NNE, d'environ 1,3 km de longueur, se rétrécissant vers le NNE pour se fermer à l'Ouest du Puy de Mardoux, immédiatement au Sud de la limite avec la feuille de Clermont-Ferrand à 1/50 000. D'après la notice inédite de feu P.-M. Vincent :

« Il s'agit de sédiments blanchâtres, à débit en plaquettes ou en bancs plus massifs. On n'y a pas trouvé de fossiles macroscopiques, seulement des pollens attribués au Miocène (renseignement oral de D. Giot, BRGM). Ces sédiments lacustres ont un faible pendage vers le centre de l'appareil ».



Fig. 83 - Bancs de calcaires marneux lacustres (**m1L**) en bordure ouest du chemin menant du bourg de Gergovie au Puy de Mardoux - photo PC 3B17 06/08/2012.

Dans la partie méridionale du lambeau, un bon affleurement se trouve à 300 m au NE du bourg de Gergovie, vers 660 m d'altitude, en bordure occidentale du chemin menant au Puy de Mardoux. Cet affleurement montre des calcaires marneux disposés en bancs d'épaisseur \leq 25 cm (fig. 83), avec un pendage de 15° vers le NNW.

L'extrémité nord du lambeau est marquée par une barre rocheuse de direction SSW-NNE et de couleur blanchâtre à grisâtre (fig. 84), située de part et d'autre de la courbe de niveau $z=640$ m, l'Ouest du Puy de Mardoux, dans la partie la plus septentrionale de la carte de Veyre-Monton. Cette barre est formée d'un banc d'un calcaire lacustre dur et finement lité (fig. 85) de quelques mètres d'épaisseur, à pendage de 25 à 45° vers le NW.



Fig. 84 - Barre de calcaires marneux lacustres (**m1L**) à l'Ouest du Puy de Mardoux - photo PC 3B15c 06/08/2012.



Fig. 85 - Détail de la barre de calcaire lacustre finement lité (m1L), située à l'Ouest du Puy de Mardoux, au niveau de la courbe z=640 m - photo PC 3B16 07/04/2014.

Un échantillon prélevé par M.-H. Ly a fait l'objet d'une étude de lame mince au BRGM. Cette étude montre un fond carbonaté à grain fin et vacuolaire, dans lequel se trouvent quelques clastes de quartz à texture engrenée, de plagioclase et de mica(s), de taille (≤ 1 mm) et d'abondance variables selon les lits.

En allant vers l'Ouest au-dessus de cette barre se trouvent des dépôts de pente, que nous supposons masquer des pépérites du maar central, puis au niveau du sentier suivant la courbe z=660 m, des calcaires marneux, localement bréchiques, faisant partie des formations sédimentaires m1k de Gergovie.

m1K. Arkoses à ciment de calcite, calcaires marneux localement bréchiques, de Gergovie. Cette formation se situe immédiatement au-dessus des pépérites du maar central de Gergovie. Sur la carte elle apparaît sous forme d'une bande étroite de forme arquée. À l'extrémité occidentale de cette bande, au lieu-dit les Gardettes² au niveau de la courbe z=650 m, un bon affleurement montre une barre d'arkoses, de plusieurs d'épaisseur, surmontant des pépérites et renfermant dans sa partie supérieure de petits blocs de basalte s.l. de taille ≤ 10 cm (fig. 86).



Fig. 86 - Barre d'arkose renfermant de petits blocs de basalte s.l. (β) au lieu-dit les Gardettes au niveau de la courbe z=650 m ; le crayon critérium donne l'échelle et est orienté pointe vers le Nord - photo PC 3B13 10/05/2012.

L'étude pétrographique d'un échantillon d'arkose provenant de ce cet affleurement montre un ciment de calcite englobant des éléments anguleux à légèrement arrondis, dispersés, et constitués des minéraux suivants : quartz, orthose, rare plagioclase ; muscovite, biotite et oxydes de fer et/ou titane accessoires (fig. 87 et 88).

² Ce toponyme est indiqué sur la carte topographique à 1/25 000 mais n'apparaît pas sur la carte à 1/50 000

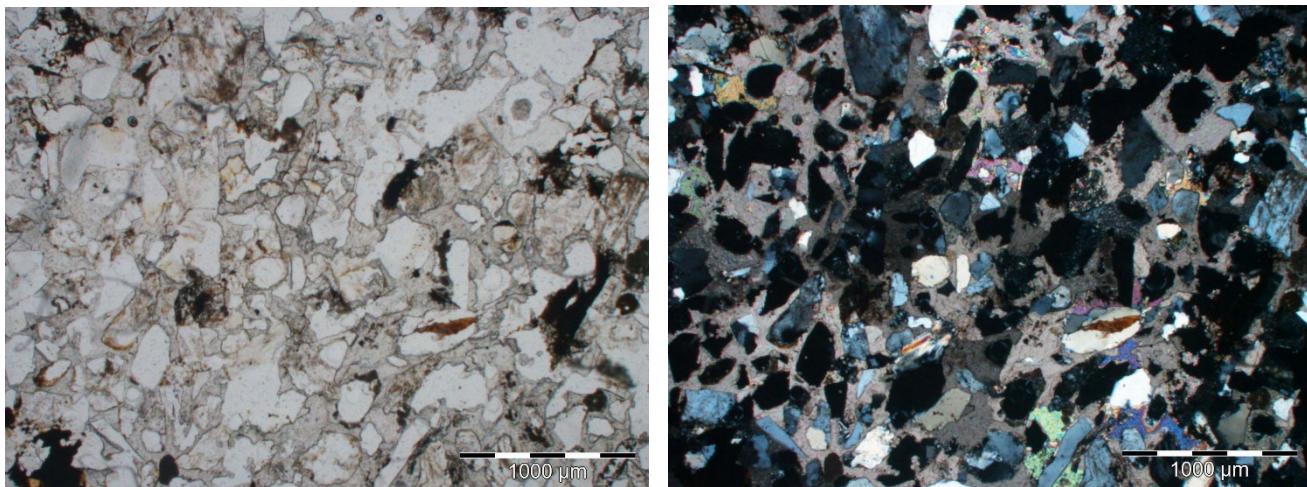


Fig. 87 - Microphotographies LM C61190 : arkose à ciment de calcite
microphotos J. Duron - BRGM 2017 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

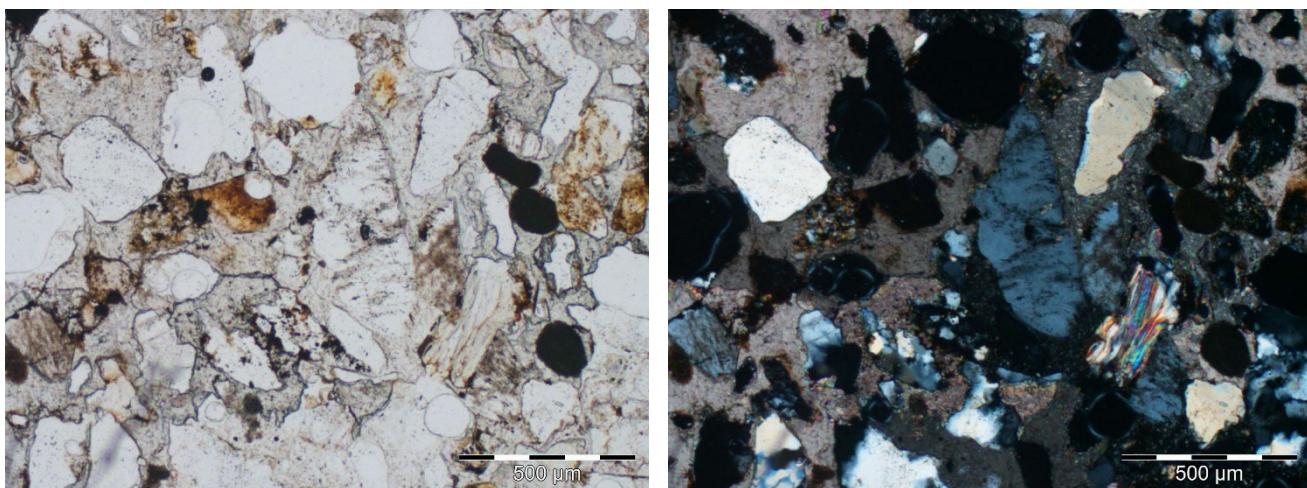


Fig. 88 - Microphotographies LM C61190 : arkose à ciment de calcite- vue de détail
microphotos J. Duron - BRGM 2017 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Au-dessus de cette arkose se trouvent des calcaires marneux masqués en grande partie par des formations de pente alimentées par de petits blocs de basalte s.l. provenant de la coulée du plateau de Gergovie. Vers $z=665$ m, sur le chemin, ces calcaires renferment des débris de bois fossilisé (fig. 89).



Fig. 89 - Bois fossilisé (au centre de la photo), affleurant sur un chemin au lieu-dit les Gardettes, vers $z=665$ m,
à 300 m au NNE du village de Gergovie - photo PC 3B14 12/05/2012.

N.B. : les petits blocs de basalte proviennent de la table basaltique de Gergovie, dont la base se trouve à 250 m plus au Nord.

Un peu plus au NE, le meilleur affleurement de calcaires marneux se trouve à l'intersection du chemin avec le sentier de direction SSE-NNW menant à la borne z=721 m, située à l'extrémité orientale de la table basaltique du plateau de Gergovie.

Au Nord de l'intersection les calcaires marneux affleurent tout le long du chemin qui devient subméridien et suit la courbe de niveau z=660 m jusqu'au-delà de la limite W-E avec la carte à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973) où la formation est cartographiée en « Complexe argilo-calcaire » oligocène avec la notation **g3**.

Miocène inférieur - Burdigalien (20,4-16 Ma)

Les calcaires marneux précédents sont surmontés de couches argileuses, marneuses ou sableuses qui affleurent peu ici, mais qui ont livré au-dessus du village de Gergovie une riche flore et une faune, caractéristiques du Burdigalien (**m2M**, Peterlongo et de Goë, 1978).

m2M. Marnes, argiles et sables à Mélanies, de Gergovie. En redescendant du plateau de Gergovie au niveau du rempart sud, on rencontre des marnes vertes juste sous les sables feldspathiques, à environ un tiers de la descente. La couleur verte est bien présente et la base de la formation marneuse est bien marquée dans le paysage par un replat et un changement de végétation marquant l'apparition des calcaires marneux (**m1K**). Leur épaisseur est d'au moins 20 m et elles constituent l'équivalent de la formation **m1b** sur la feuille de Clermont-Ferrand (n° 693, Jeambrun *et al.*, 1973). Ces dépôts correspondent à une sédimentation fluvio-lacustre de l'Aquitainien inférieur faisant suite à la phase éruptive du maar 2 du plateau de Gergovie (Degeai et Pastre 2008).

Des sédiments fossilières à la base du remplissage ont livré une importante faune de *Melania escheri aquitanica* et *Melanopsis hericarti*, ainsi que des limnées, des planorbes, des hélix et de nombreux fossiles de flore tels que *Trapa pomeli*, *Salix varians* ou *Phragmites oeingensi*. L'âge de la formation a été longuement discuté ; l'abbé Boulay (1899) attribue cette série au Burdigalien inférieur ; Giraud (1902) la classe dans l'Aquitainien, puis Jung (1946) et Michel (1953) reviennent à l'idée première du Burdigalien inférieur. Depuis, un gisement fossilière, indiqué sur la carte géologique, a été découvert à environ 1 km au Sud du plateau de Gergovie (Hugueney *et al.*, 1999). Les ostracodes, les fossiles de micromammifères et l'os de *Mesatherium pauliacense* qui y ont été découverts ont permis d'attribuer le gisement à l'Aquitainien inférieur (23,5 à 22 Ma environ), et par révision des faunes anciennes de Gergovie, Hugueney *et al.* (1999) ont mis en évidence la contemporanéité des deux gisements.

m2S. Sables argileux, quartzo-feldspathiques, localement conglomératiques, de Gergovie. Des sables argileux parfois conglomératiques, quartzo-feldspathiques, souvent rubéfiés en surface, sont présents sous la coulée de basalte s.l. du plateau de Gergovie. Ils sont généralement recouverts par des colluvions basaltiques. Des sables conglomératiques hétérométriques (sables à graviers) sont bien visibles sous forme d'une barre d'environ 1 m d'épaisseur dans la partie occidentale du plateau de Gergovie, qui affleure à la faveur d'une entaille anthropique correspondant à une piste de moto-cross. Ce conglomérat est intercalé entre les pépérites du maar occidental du plateau de Gergovie (*cf. plus loin m1-2brβ*), sous-jacent, et la base, altérée, de l'extrémité occidentale (z=745 m) de la table « basaltique » qui couronne le plateau de Gergovie. Ce « basalte » a probablement un âge radiométrique de l'ordre de 16 Ma (*cf. plus loin description du caisson m1-4β*) ce qui permet d'attribuer un âge burdigalien à la formation détritique sous-jacente.

Ces sables argileux quartzo-feldspathiques correspondent à la sédimentation fluviatile III de Degeai et Pastre (2008) et proviennent du remaniement des couvertures d'altérites du horst cristallin à l'Ouest de la plaine de la Limagne. Ces formations détritiques ont dû être transportées par des écoulements temporaires, de type « oueds », qui devaient abandonner la majeure partie de leur charge sédimentaire dès leur arrivée dans la plaine. Ces sédiments comblient des chenaux creusés sur la bordure du maar occidental du plateau de Gergovie, lors de la phase d'érosion qui a suivi sa création et la deuxième phase de sédimentation, par érosion différentielle entre les marnes oligocènes et les bancs de calcaire intracratériques plus durs (Pastre, 1987, Degeai et Pastre, 2008).

Ces sables ont été protégés d'une érosion postérieure par la coulée de basalte s.l. du Burdigalien aujourd'hui en position sommitale par suite d'un phénomène d'inversion de relief.

FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

Volcanisme miocène inférieur à moyen de la Limagne et du plateau des Dômes (23-11,6 Ma)

par P. Chèvremont, P.-M. Vincent et P. Boivin

Ce volcanisme, dont le paroxysme se situe vers 16 Ma, concerne non seulement la Limagne d'Allier, mais également une grande partie du plateau des Dômes car vers l'Ouest il s'étend jusqu'à Fallateuf, à l'Ouest de Fontfroyde dans la partie nord de la carte Veyre-Monton, et jusqu'à Murol dans l'angle sud-ouest de cette carte. Il comprend d'une part des pépérites, cantonnées pour l'essentiel dans la moitié orientale de la carte, et d'autre part des basaltes s.l.

La thèse de L. Chegwer (1996) montre que les « basaltes » miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers comprennent des néphélinites, des basanites, des basaltes alcalins et des trachybasaltes. Ces entités « basaltiques » constituent d'une part des coulées et des lacs de lave, en inversion de relief et fréquemment associés à des pépérites, et d'autre part des culots, des filons, des sills ou des cheminées déchaussées par l'érosion.

Sur des échantillons de la carte Veyre-Monton L. Chegwer (1996) a fait réaliser de nombreuses analyses chimiques, qui montrent que différents types de « basaltes » peuvent coexister au sein d'une même entité ; par exemple, dans le cas du plateau de Gergovie les cinq échantillons analysés ont les compositions suivantes : trachybasalte potassique pour l'un, hawaiite (trachybasalte) pour deux et basanite pour deux autres. En outre, les analyses révèlent fréquemment des pertes au feu relativement élevées, ce qui ne facilite pas les classifications à l'aide de diagrammes géochimiques prenant en compte des éléments majeurs. C'est pourquoi dans le stade actuel des connaissances cela serait de la fausse précision que de faire des distinctions cartographiques au sein des « basaltes » du Miocène inférieur à moyen, et nous qualifions ces roches basiques voire ultrabasiques de basaltes s.l. Nous avons cependant fait une exception pour le Puy de Saint-Sandoux, constitué – en dehors de sa bordure pépéritique – essentiellement de néphélinite et de pegmatitoïde à rhönite (Lacroix, 1909 ; Ly, 1982), datés du Miocène moyen. En outre nous distinguons des basaltes s.l. riches en olivine ou en nodules de péridotite, faciles à identifier sur le terrain.

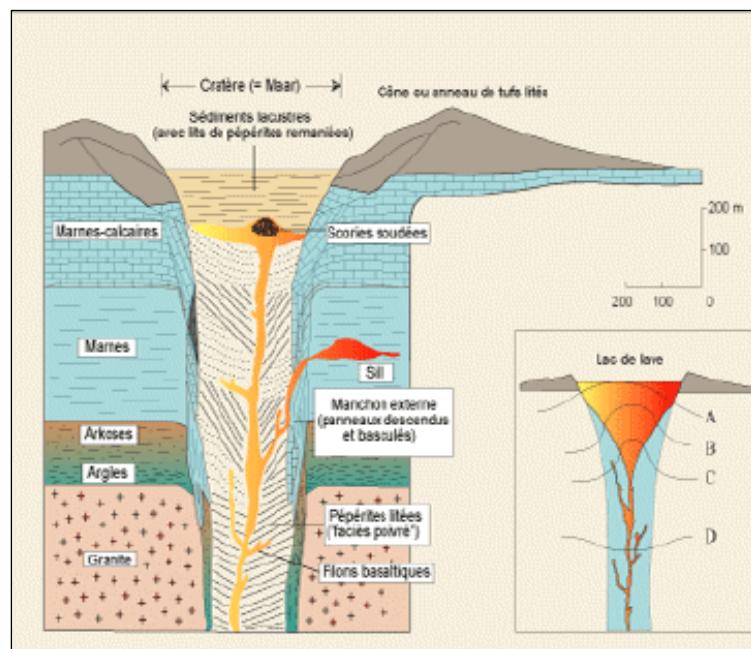


Fig. 90 - Coupe théorique d'un diatème pépéritique à remplissage lacustre.
Source : <http://www2.brgm.fr/volcan/LA%20LIMAGNE.htm>

m1-3brβ. Pépérites, brèches de maars-diatrèmes (23 à 15 Ma). De nombreux diatèmes pépéritiques recoupent à l'emporte-pièce des sédiments tertiaires, oligocènes ou miocènes, de la Limagne ou, pour trois d'entre eux, de la partie la plus orientale du plateau des Dômes. Ces diatèmes s'évasent vers le haut pour s'ouvrir en surface sous forme de cratères d'explosion phréato-magmatique de type maars (fig. 90). La cheminée n'est visible que dans un stade d'érosion suffisamment avancé, comme par exemple dans le cas

du Puy Neyrand (cf. plus loin). Les pépérites sont des roches pyroclastiques à gangue calcaire ou marneuse contenant du verre basaltique sous forme de blocs, de graviers et surtout de granules à aspect de grains de poivre d'où leur nom : de l'italien *peperino*, du latin *piper*.

D'après les connaissances actuelles, les plus anciennes pépérites d'Auvergne datent de l'Oligocène supérieur (Didier et Giot, 1984). Il est cependant probable que les pépérites de la carte de Veyre-Monton datent en majorité voire en totalité du Miocène inférieur à moyen, comme cela est supposé être le cas pour la carte adjacente d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). L'âge des pépérites est discuté dans la notice de cette carte (Aubert *et al.*, 1982, p. 30) à l'appui de leurs relations avec les sédiments tertiaires et de quelques datations radiométriques. La seule datation radiométrique concernant directement des pépérites est celle de H. Bellon *et al.* (1971) au Puy Saint-Jean, situé sur la carte Thiers à 1/50 000 (Jeambrun *et al.* 1976) ; cette datation par la méthode des traces de fission donne un âge de 22 ± 4 Ma. Pour des basaltes s.l. spatialement associés à des pépérites, les principales datations par la méthode K/Ar donnent, par ordre croissant, les âges suivants :

- 14,9 Ma pour un basalte du Puy de Marmant, situé à l'Est de la ville de Monton (Bellon *in Bout*, 1971) ;
- $15,2 \pm 1$ Ma (Bellon *in Bout*, 1971) et 18 ± 1 Ma (Lippolt *in Bout et al.*, 1966) pour des filons recoupant les pépérites du Puy de Mardoux ;
- environ 16 Ma pour la partie basale de la coulée du plateau de Gergovie (*in Cheguer*, 1996) ;
- 17 Ma pour le lac de lave du Puy de Glaisne (Camus *et al.*, 1969), situé sur la carte Issoire à 1/50 000 ;
- 18,3 Ma pour une kaersutite du pipe du Puy de Roudadoux (Baubron, BRGM, *in Ly*, 1982) ;
- 19 ± 1 Ma pour la coulée inférieure du plateau de Gergovie (Lippolt *in Bout et al.*, 1966) ;
- 20 ± 1 Ma pour le Puy de Gourdon (Baubron, BRGM, *in Ly*, 1982).

Sur la présente carte à 1/50 000 nous avons reporté les nombreuses structures pépérítiques distinguées sur les maquettes à 1/25 000 de R. Bouiller et *pro parte* de J.-C. Besson pour le quart NE (3-4) et de M.-H. Ly pour le quart SE (7-8) et ses marges nord et ouest, et nous y avons ajouté les trois maars du plateau de Gergovie, cartographiés par P.-M. Vincent, et les maars du Puy Giroux et de Jussat, revus par P. Chèvremont en 2012.

Maars-diatrèmes du quart nord-est de la carte (Veyre-Monton 3-4)

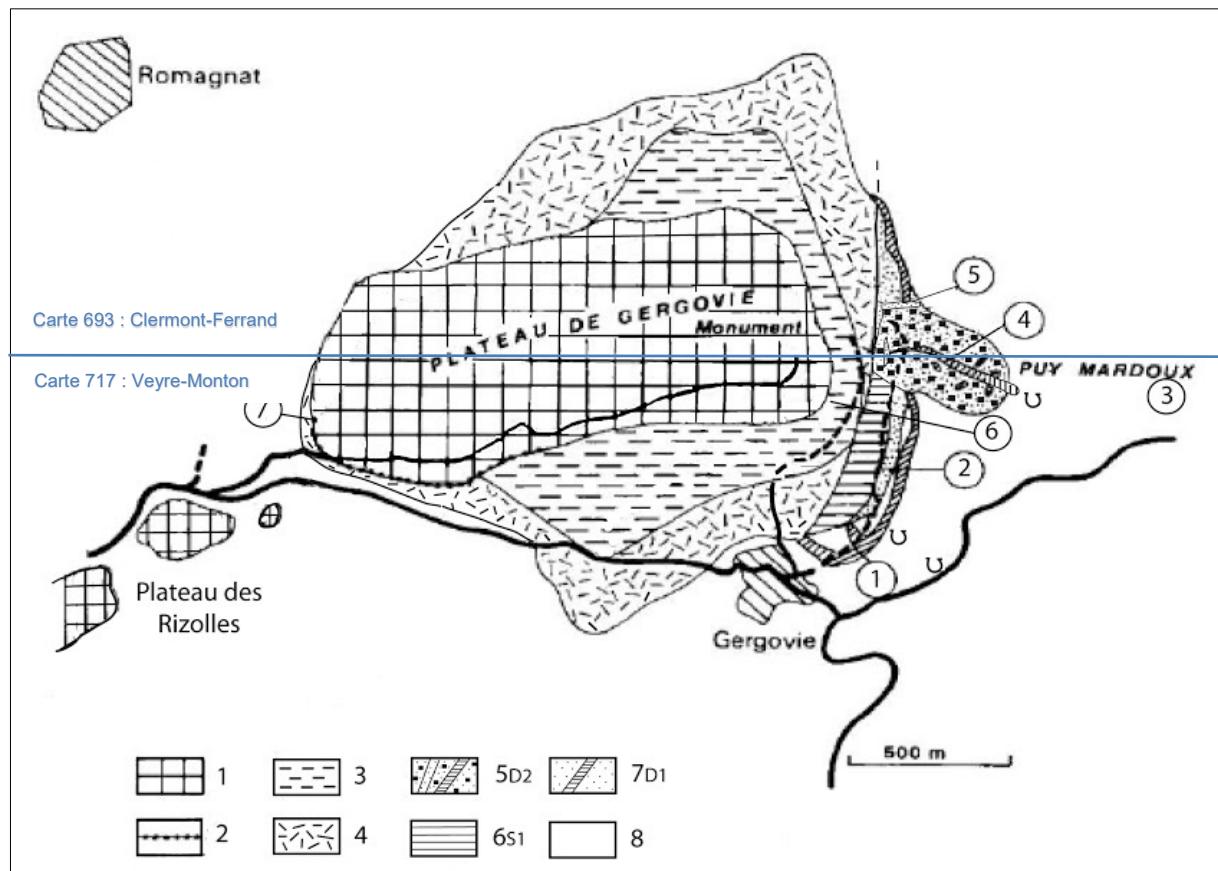
Les principales structures pépérítiques du quart nord-est de la carte se trouvent dans la partie nord-ouest de ce quart. Ce sont les maars du plateau de Gergovie et du Puy de Mardoux en limite nord de la carte, et, un peu plus au Sud, les maars du Puy Giroux et de Jussat.

Maars-diatrèmes du plateau de Gergovie et du Puy de Mardoux. L'ensemble plateau de Gergovie – Puy de Mardoux se situe de part et d'autre de la limite Ouest-Est entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (693) et de Veyre-Monton (717) (fig. 91), mais les principaux affleurements de pépérites se trouvent dans la partie la plus septentrionale de la présente carte, au Sud et Sud-Est du plateau de Gergovie. Cet ensemble a fait, entre autres, l'objet d'une publication de J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008) et d'une autre de G.-A. Valentine et B. van Wyk de Vries (2014) pour le Puy de Mardoux seul. P.-M. Vincent en a établi une carte géologique simplifiée faisant abstraction des dépôts de pente. Sur la présente carte à 1/50 000 nous avons ajouté ces dépôts et le détail des formations sédimentaires oligocènes donné sur la maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4, que R. Bouiller a établie en 1976 et révisée en 1979.

Les trois diatrèmes du plateau de Gergovie (G1 à G3, fig. 91) percent les marnes vertes et calcaire argileux à Cypris (**g2M**) de l'Oligocène supérieur. Le diatrème central (G1), le plus ancien, a conservé une partie de son remplissage par des sédiments attribués à l'Aquitainien et décrits *supra* (**m1L** et **m1K**) ; il est recoupé par le grand diatrème occidental (G3) du côté ouest et par le diatrème du Puy de Mardoux (G2) du côté oriental, mais le problème de la chronologie relative entre ces deux diatrèmes fait encore l'objet d'une polémique : d'après P.-M. Vincent le diatrème occidental est plus jeune que celui du Puy de Mardoux, tandis que d'après J.-P. Degeai et J.-F. Pastre (2008) c'est l'inverse. Le diatrème du Puy de Mardoux recoupe le grand sill « basaltique » et est lui-même recoupé par un filon de basalte s.l. de direction N135°E, décrit plus loin, et des filons connexes.

Le maar-diatrème oriental n'a pas ou plus de couverture sédimentaire, alors que l'ensemble constitué par les deux autres maars-diatrèmes est recouvert par des formations sédimentaires attribuées au Burdigalien : (i) les marnes, argiles et sables à Mélaniennes, de Gergovie (**m2M**) et (ii) les sables argileux, quartzo-feldspathiques, localement conglomératiques, de Gergovie (**m2S**), décrits *supra*. Ces sédiments burdigaliens sont recouverts par la table « basaltique » du plateau de Gergovie dont l'âge est probablement de l'ordre de 16 Ma : cf. plus loin. Au Nord de la table basaltique, sur le territoire de la carte Clermont-Ferrand à 1/50 000, un gigantesque glissement de terrain (Vidal *et al.*, 1996) masque les formations sous-jacentes, qui comprennent probablement

la partie nord du maar-diatrème occidental, comme cela est indiqué sur la figure 90 et sur le schéma structural, de sorte que ce maar-diatrème aurait un diamètre de 1,6 km.



1 - Coulées basaltiques du plateau de Gergovie ; 2 - Sables feldspathiques du Burdigalien : m2 ; 3 - Remplissage sédimentaire (**m2**) du diatrème occidental : m2 ; 4 - Diatrème pépérétique occidental (G3) ; 5 - Diatrème G2 (Puy de Mardoux) et dykes basaltiques associés ; 6 - Remplissage sédimentaire (**m1L**) du diatrème G1 ; 7 - Diatrème central G1 et grand sill « basaltique » ; 8 - Formations sédimentaires stampiennes : g2, de Limagne.
Points cerclés 1 à 7 : points d'observation de l'excursion géologique.

Fig. 91 - Carte géologique simplifiée du plateau de Gergovie, établie par P.-M. Vincent en modifiant des contours de R. Michel (1953).

Le maar-diatrème central. Il affleure très bien le long du sentier, de direction générale N10°E, qui mène du village de Gergovie au Puy de Mardoux, mais vers l'Ouest des dépôts gravitaires du flanc sud du plateau de Gergovie masquent fortement ses relations avec le lambeau de sédiments **m1L** et avec le maar occidental (G3 sur fig. 91). Après des levers complémentaires, pour la carte géologique à 1/50 000 nous avons modifié la carte inédite de P.-M. Vincent (fig. 91) en réduisant l'extension vers l'Est du maar G3 et en étendant le maar G1 à l'Ouest de l'entité **m1L** et jusqu'au-delà de la limite avec la carte à 1/50 000 de Clermont-Ferrand vers le Nord.

Son originalité réside dans l'importance de son manchon externe et dans son association avec un grand sill « basaltique » situé au Sud et décrit plus loin (**m1-4β**).

Le manchon externe du premier diatrème consiste en une zone très chaotique, qui se trouve entre les pépérites peu perturbées et l'encaissant calcaire oligocène, et qui a fait couler beaucoup d'encre. On y trouve de grands panneaux plus ou moins disloqués de calcaire oligocène et de pépérite basculés, avec des pendages variés. On l'interprète maintenant comme un manchon externe discontinu de G1, d'une ampleur assez rare (fig. 92). C'est ce type de glissement de panneaux sur les parois du cratère initial qui a contribué à son élargissement et à son évasement en forme de « tromblon ».

Vers l'intérieur de la structure, on passe aux pépérites bien stratifiées. On y observe les deux termes extrêmes ; l'un est très riche en granules basaltiques vitreux ; l'autre en est quasiment dépourvu : marne

« reconstituée » ou carbonatite magmatique ? Si la présence de matériel carbonatitique est maintenant avérée, sa proportion par rapport au matériel sédimentaire reste un sujet de discussion.

C'est dans les pépérites les plus fines qu'on peut voir des lapilli accrétionnés, c'est-à-dire des grêlons de cendre, qui ne sont en fait pas faciles à trouver. Leur formation, qui suppose un panache riche en vapeur d'eau, atteste, pour le moins, l'influence d'une activité hydromagmatique sur le dynamisme de l'éruption.



Fig. 92 - Zone chaotique de panneaux calcaires oligocènes basculés, surmontée de pépérites très fracturées. Cette zone confuse est interprétée comme un manchon externe, discontinu, du premier diatrème - photo P.-M. Vincent.

Quelques filons de tuffisite (tuf intrusif) recoupent les pépérites. Il s'agit d'une roche claire, à grain très fin, sans granules visibles à l'œil nu dont la présence s'explique mieux dans l'interprétation carbonatitique.

Le long du sentier qui mène du village de Gergovie au Puy de Mardoux, les pépérites sont bien litées, avec des éléments de basalte s.l. de taille variable selon les lits. À l'Ouest du sentier et du Puy de Mardoux, un réseau de minces filons de basalte s.l. recoupe ces pépérites (cf. plus loin fig. 111). Au Nord du village de Gergovie, au lieu-dit les Gardettes, les pépérites se singularisent par la présence de petits blocs de basalte s.l. de taille ≤ 10 cm.

Le maar-diatrème du Puy de Mardoux³ est une structure elliptique complexe, avec un grand axe N120°E de 500 m et un petit axe de 300 m. Comme le montre la figure 91, cette structure est coupée en deux par la limite entre les cartes 693 et 717 et recoupe clairement d'une part le diatrème central (G1) et, d'autre part, le grand sill « basaltique ». Ce maar-diatrème n'est pas ou plus recouvert de sédiments, mais est recoupé par un réseau de filons « basaltiques » datés à $15,2 \pm 1$ Ma (Bellon *in* Bout, 1971) et 18 ± 1 Ma.

La structure a pour principal intérêt d'exposer la cheminée d'alimentation d'un appareil pépéritique. Au Nord-Est (carte 693), la limite est masquée par des colluvions. La disposition habituelle des couches, parallèles au contour du diatrème et à pendage centripète, se retrouve bien dans les parties sud et sud-est de la structure ; en effet, il affleure remarquablement bien sur le versant sud du Puy, où se trouve un empilement de bancs d'épaisseur variable, continu aussi bien verticalement que latéralement (fig. 93).

D'après G. -A. Valentine et B. van Wyk de Vries (2014) ces bancs sont constitués – en proportions variables – de lapilli, blocs et bombes basaltiques, dans une matrice de sédiments oligo-miocènes jaunâtres.

³ Le Puy de Mardoux, indiqué sur la carte topographique IGN à 1/25 000 mais non sur celle à 1/50 000, se trouve à l'Est du plateau de Gergovie et culmine au point coté z=601 m.



Fig. 93 - Pépérites finement stratifiées, à pendage centripète, sur le flanc sud du Puy de Mardoux – photo PC 3B20 06/08/2012.

Le relief du Puy de Mardoux est injecté de dykes de basalte s.l., souvent massif. Le plus important, subvertical, suit la crête sommitale et se poursuit dans les calcaires oligocènes au Sud-est, avec un pendage nord-est. Son mur est régulier, mais son toit s'injecte irrégulièrement dans les roches sédimentaires fracturées, donnant localement une brèche de progression. Le sommet du Puy, hérissé de petits reliefs de roche très indurée (fig. 94a), représente la cheminée de la structure. Cette zone d'alimentation est allongée, avec plusieurs points de sortie privilégiés. Ils sont remplis par un agglomérat formé de paquets arrondis de basalte plus ou moins vésiculé, dans une matrice carbonatée à petits globules basaltiques dispersés (fig. 94b). Des paquets de lave, initialement pluri centimétriques, se désagrègent en boules de plus en plus petites.

Souvent le basalte a un aspect porphyrique qui surprend : en fait les cristaux blancs, de plusieurs millimètres, sont surtout constitués de dolomite, avec de la calcite en quantité moindre. Leur forme semble indiquer qu'ils remplacent parfois d'anciens cristaux d'olivine, mais cette explication ne peut pas s'appliquer à l'ensemble des globules carbonatés. Ces agglomérats sont injectés de filons et filonnets de roche basique peu vésiculée, qui finissent aussi par se fragmenter en paquets séparés et se disperser dans la matrice carbonatée.



Fig. 94 - Barre sommitale du Puy de Mardoux ; a : vue depuis l'Ouest, b : vue dans l'axe depuis l'WNW, avec au fond la ferme de Gergovie – photos PC 3B15 a-b 06/08/2012.

Ces figures semblent ne pouvoir être interprétées que comme le résultat du mélange mécanique de deux liquides visqueux. En se refroidissant, le liquide carbonaté ne pouvant, comme le basalte, se solidifier en verre, va donner une mosaïque de cristaux de carbonates. Il est difficile d'échapper à la conclusion que le liquide carbonaté était ici une carbonatite d'origine profonde, et non un produit de fusion de sédiments oligocènes,

car cette fusion impliquerait des conditions thermiques irréalistes. On peut noter que ce mélange de magmas – qui n'aboutit pas à la production d'un magma de composition intermédiaire – rappelle à l'échelle macroscopique les figures d'immiscibilité décrites, à l'échelle microscopique, au Puy de Crouel (Bailey *et al.*, 2007). Il faudra attendre le résultat des recherches en cours pour savoir si l'interprétation suggérée ici est correcte. Cette cheminée est en fait assez complexe. Elle n'a pas une limite franche avec les pépérites stratifiées « classiques » qu'elle traverse. Elle est dissymétrique, allongée suivant la même direction que le diatrème. Sur le même alignement, on trouve d'autres amas d'agglomérats. Celui du Sud-est, peu important, a le même aspect. Au contraire, son prolongement nord-ouest, à partir du sentier, forme un important relief au lieu-dit les Rocs Rouges (fig. 95), situé sur le territoire de la carte à 1/50 000 de Clermont-Ferrand⁴. Il se relie cependant au précédent, par un prolongement de son dyke principal, ce qui suggère qu'il appartient aussi au cycle éruptif du Mardoux.



Fig. 95 - Les Rocs Rouges - photo PC 3B15c 06/08/2012.

Le basalte y prédomine, vésiculé ou scoriacé, souvent sous forme de bombes, plus ou moins aplatis et contournées, ou de paquets arrondis comme vu précédemment. On peut noter que le basalte des boules a le même aspect pseudo-porphyrique que celui du Puy de Mardoux, mais avec toujours une bordure figée.

En dehors de quelques xénolithes anguleux de basalte s.l. massif – venant probablement du grand sill antérieur recoupé – on trouve surtout des panneaux de roche carbonatée, de moins en moins fréquents vers le haut des Rocs Rouges. Reliée en continuité à l'extrémité ouest des Rocs Rouges, une dalle indurée forme une falaise de quelques mètres de hauteur. Sa base contient de grandes bombes aplatis, alors que la partie haute, entièrement basaltique, évoque plutôt une coulée. Sous cette dalle et jusqu'au sentier, les couches pépéritiques sont altérées, souvent zéolitisées. Elles contiennent une autre dalle comparable à la dalle terminale. Au niveau du sentier, au Nord des Rocs Rouges, elles passent brusquement à des calcaires oligocènes indurés, montrant que nous sommes là à la limite d'un diatrème, interprété comme faisant partie de l'ensemble du Puy de Mardoux.

C'est topographiquement au-dessus de la dalle supérieure que sont situées les pépérites du grand diatrème occidental, mais le contact est masqué par des dépôts de pente. L'interprétation la plus probable est que ces pépérites reposent sur les produits de la structure du Puy de Mardoux : c'est celle qui a été retenue pour le croquis géologique de la figure 91. Cependant, plusieurs auteurs pensent au contraire que l'appareil du Puy de Mardoux est le plus récent (Degeai et Pastre, 2008, par exemple).

Les trois événements de l'alignement du Puy de Mardoux ont-ils fonctionné en même temps ou alterné leurs éruptions ? C'est difficile à dire avec les données actuelles. En revanche, il est probable qu'en profondeur ils se relient au même gros dyke, celui qui se prolonge dans l'Oligocène à l'extrémité sud-est, comme vu précédemment. Le maar du Puy de Mardoux n'a pas ou plus de remplissage lacustre. Il paraît plus érodé que ses voisins, mais il n'a pas eu comme eux la protection des coulées terminales du plateau de Gergovie.

Le terme de complexe volcanique conviendrait mieux que diatrème pour désigner cet ensemble original, et compliqué malgré sa taille modeste.

⁴ il est intéressant de décrire ici ce site, non signalé sur la carte de Clermont-Ferrand et dans sa notice (Jeambrun *et al.*, 1973)

Le grand maar-diatrème occidental. L'intérêt de ce diatrème réside surtout dans la variété de son remplissage sédimentaire, et la richesse de la flore et de la faune qui y a été décrite (Peterlongo et de Goërs, 1978). Il affleure mal et les pépérites sont assez altérées, notamment dans une petite carrière située aux Goulles, à l'extrémité sud du maar, où elles sont transformées en isaltérites. L'affleurement le plus intéressant se trouve au Sud de la cote z=745, sous l'extrémité occidentale de la table « basaltique » du plateau de Gergovie ; à cet endroit une piste de moto-cross est entaillée dans des pépérites finement stratifiées, à intercalations de fragments calcaires (fig. 96), visibles sur environ 4 m de puissance et recouvertes par un poudingue à éléments arrondis de taille ≤ 10 cm, de 1 à 1,5 m d'épaisseur, appartenant à la formation sédimentaire détritique de Gergovie (**m2S**). Ce poudingue est lui-même recouvert par une zone altérée et rubéfiée de 5 à 6 m d'épaisseur (cf. plus loin), située à la base de la coulée de basalte s.l. Vers le bas les pépérites sont masquées par des formations de versant.



Fig. 96 - Pépérites finement litées, à minces intercalations de calcaire blanc, au SW du point coté z=745 du plateau de Gergovie - photo PC 3B03a 23/09/2013.

Maar-diatrème de Jussat. À l'Est du bourg de Jussat, sur le flanc sud du Puy de Jussat, se trouve un maar-diatrème d'allongement N145°E, qui perce les sédiments oligocènes à Cypris (**g2M**) ainsi que le faciès de bordure (**g2CS**).



Fig. 97 - Pépérites massives de la partie occidentale du maar de Jussat, immédiatement à l'Est du bourg de Jussat - photo PC 3B07 10/05/2012.

La structure a une forme elliptique dans sa partie nord, où elle atteint 250 m de largeur et affleure remarquablement bien, comme le montrent les photos ci-dessous ; elle se rétrécit vers le SSE, où elle est recoupée par un filon de basalte s.l. de direction NW-SE, mais cette partie sud-est affleure très mal de sorte que sa cartographie est assez aléatoire. Une description détaillée figure dans le DES de J.-C. Pinto (1968).

La partie la plus occidentale du maar, qui affleure immédiatement à l'Est du bourg de Jussat (fig. 97), consiste en un faciès massif avec des fragments de basalte s.l. plus ou moins altérés, arrondis ou anguleux, non classés et hétérométriques : lapilli prédominants et petits blocs de taille ≤ 10 cm. Plus à l'Est la piste du Puy de Jussat traverse un faciès à litage fruste (fig. 98, à pendage de l'ordre de 45° vers le NE, constituant la partie centrale du maar-diatrème.

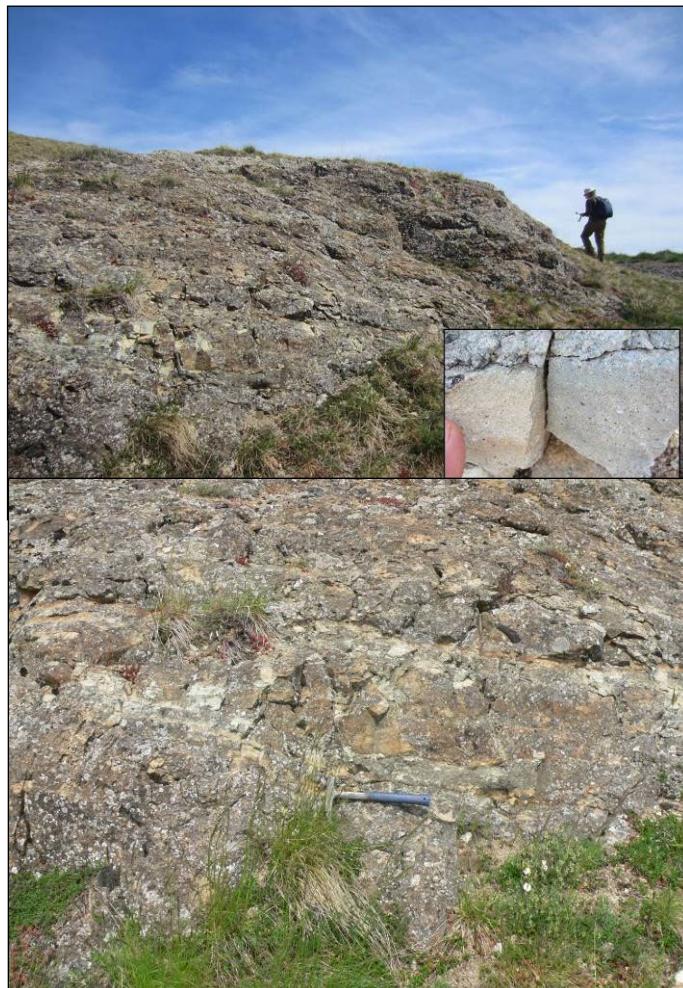


Fig. 98 - Pépérites à litage fruste situées dans la partie centrale du maar-diatrème de Jussat
point 3B09 - photos HT 07/04/2014.

L'étude d'une lame mince du faciès massif montre que l'hétérogénéité macroscopique de ce faciès se retrouve à l'échelle microscopique (fig. 99).

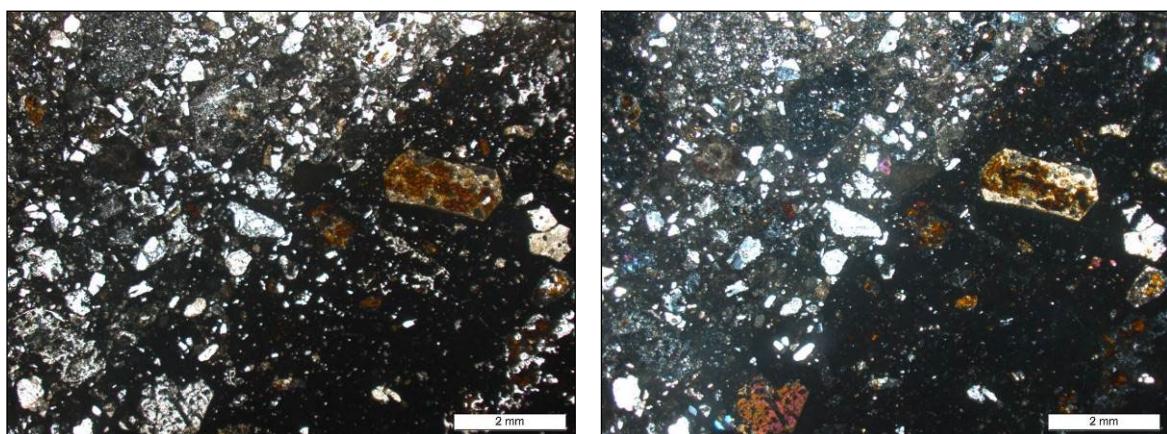


Fig. 99 - Microphotographies 3B07-LM C59219 : fragments de basalte porphyrique à phénocristaux d'olivine altérée et de clinopyroxène, dans une matrice clastique à grain fin
microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

Sur la moitié droite des microphotos on distingue nettement un phénocristal automorphe d'olivine fortement altérée en iddingsite (taches rouges).

Maar-diatrème du Puy Giroux. Cette structure a une forme subcirculaire avec un diamètre de 750 m. Des dépôts de pente masquent ses contacts avec son encaissant sédimentaire. Un dyke ou un lac de lave « basaltique » affleure au sommet du Puy, autour du point coté $z=838$ m, tandis qu'un filon de basalte s.l. recoupe les pépérites sur son flanc sud, comme cela est décrit plus loin.

Sur ce flanc sud du Puy Giroux, de bons affleurements rocheux se trouvent immédiatement au Nord du sanatorium. Ils montrent des pépérites à blocs hétérométriques de « basalte » (fig. 100) recoupées du côté ouest par un filon de basalte s.l. de direction N145°E.



Fig. 100 - Pépérites renfermant de petits blocs de « basalte », sur le flanc sud du Puy Giroux, au Nord du sanatorium - photo PC 3A38 10/05/2012.

Au Sud du réservoir d'eau des pépérites litées renferment de petits blocs de leucogranite rose à grain fin ainsi que des tablettes d'orthose, de teinte blanc-laitueux, provenant d'un granite porphyroïde (fig. 101).



Fig. 101 - Pépérites litées renfermant de petits blocs de leucogranite rose et des tablettes d'orthose, sur le flanc sud du Puy Giroux, au Sud du réservoir - photo PC 3A39 10/05/2012.

Autres maars-diatrèmes pépérítiques du quart nord-est de la carte. En dehors des cinq maars-diatrèmes décrits ci-dessus, le quart nord-est de la carte renferme d'autres structures pépérítiques, que R. Bouiller et J.-C. Besson ont cartographiées mais non décrites. Quatre de ces structures se trouvent autour de la ville de Monton, la principale étant celle du Puy de Marmant, à l'Est de Monton, qui a une forme elliptique, avec un grand axe NW-SE de 500 m et un petit axe de 300 m. Sur le flanc sud de ce Puy, le Conservatoire des Espaces et Paysages d'Auvergne (CEPA) a implanté un circuit de découverte, avec un panneau explicatif, axé sur la géologie, se trouvant à l'extrémité occidentale du Puy. Sur son site Internet le CEPA donne une image de ce

site (fig. 102). Le caractère dénudé de la colline dans les secteurs à forte pente et la présence de plusieurs carrières, permettent d'apprécier à la fois la nature des roches volcaniques – pépérites et basalte s.l. – leur répartition, leurs structures et leurs relations mutuelles. Comme cela est déjà signalé plus haut, la datation radiométrique d'un filon de basalte s.l. du Puy de Marmant donne un âge de 14,9 Ma par la méthode K/Ar (Bellon *in* Bout, 1971).



Fig. 102 - Image du circuit de découverte du Puy de Marmant, donnée sur le site Internet du CEPA - source : <http://www.sites-et-patrimoines.fr/Puymarmant.htm>

Il est à noter que l'image du CEPA montre la présence d'une part d'un affleurement de calcaire à récifs de Phryganes du Chattien (**g2R**) à la base occidentale du Puy, et, d'autre part, d'un petit lambeau d'alluvions anciennes de l'Allier sur la partie sommitale du Puy, lambeau figuré sur la présente carte à 1/50 000.

Au Nord-est de Monton, deux autres structures pépéritiques se situent à l'Est d'Orcet et au Sud du Cendre : la première au circuit de moto-cross d'Orcet, au niveau de $z=440$ m, et la deuxième à 800 m plus au NNE, à un autre Puy de Marmant, autour du point coté⁵ $z=435$ m.

Au Sud-est de Monton se trouve l'entité volcanique du Puy de Corent, d'allongement SW-NE, constituée pour l'essentiel d'un cône strombolien et d'une coulée de basalte, datés à 3 Ma et décrits plus loin (**p2β** et **p2Sβc**), mais bordée à son extrémité sud-ouest par un petit croissant de pépérites, que nous considérons comme plus ancien et que nous attribuons au volcanisme du Miocène inférieur à moyen (m1-3) comme c'est le cas pour les autres structures pépéritiques de la région. Un autre petit croissant pépéritique se trouve en bordure nord-est d'un lambeau basaltique qui est situé au Sud de Corent ; cet ensemble correspond probablement à un panneau qui a été arraché au flanc sud-est du Puy de Corent et a glissé sur les Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques rupéliens (**g1C**) qui entourent le Puy de Corent. J.-C. Besson a cartographié ces deux croissants pépéritiques à 1/25 000 et J.-P. Carroué (2003) signale la présence du premier dans le compte-rendu d'une excursion de la Société d'histoire naturelle d'Auvergne (SHNA).

Parmi les trois maars pépéritiques les plus orientaux, deux se situent au Sud de St-Maurice et le troisième est celui du Puy d'Écouyat, qui se trouve en majeure partie dans le quart sud-est de la carte et est de ce fait décrit ci-dessous.

Maars-diatrèmes pépéritiques du quart sud-est de la carte

Dans le quart sud-est de la carte (Veyre-Monton 7-8) et sur ses marges nord et ouest, M.-H. Ly a cartographié de nombreuses structures pépéritiques et a décrit les principales de ces structures dans sa thèse de 1982. Nous reprenons ici des données de cette thèse, en décrivant les structures d'Ouest en Est.

⁵ cette cote est indiquée sur la carte 1/50 000, mais le Puy de Marmant d'Orcet ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

Puys d'Auzelle et de Gourdon. Les trois entités pépérítiques les plus occidentales sont celles du Puy d'Auzelle⁶, qui culmine au point coté z=914 m au Nord-Ouest d'Olloix, celle du Puy de Gourdon, situé entre Olloix et Montaigut-le-Blanc, et celle qui se trouve à 4,5 km au Sud de ce Puy, à l'Ouest de Reignat. Ces trois entités présentent la singularité de se trouver à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne et de percer des sédiments rupéniens reposant sur des granitoïdes du plateau des Dômes. Les deux puys sont constitués essentiellement de basaltes s.l. et les pépérites n'affleurent que sur leurs flancs sud-est.

Les pépérites du Puy d'Auzelle affleurent autour de 900 m d'altitude, sous forme d'une roche grise à brun clair, très altérée à pulvérulente, renfermant de petits blocs arrondis de longueur ≤ 30 cm, constitués de granite à grain moyen, et de petits blocs de « basalte » très altéré.

L'appareil volcanique du Puy de Gourdon recoupe un panneau de sédiments détritiques du Rupélien qui repose sur un granite orienté (**oy²**) du plateau des Dômes. Des éboulis masquent le contact avec les sédiments encaissants. Les pépérites contiennent des éléments d'une part de granite et, d'autre part, d'arkose argilo-marneuse à Potamides lamarcki (**g1Kb**) : l'appareil volcanique recoupe cette arkose dans sa partie sommitale, alors que plus bas il recoupe les sédiments détritiques sous-jacents (**g1Ka**).

Rappelons que le basalte s.l. du Puy de Gourdon est daté à 20 ± 1 Ma par la méthode K/Ar (Baubron, BRGM, *in* Ly, 1982).

Puys d'Aoust et de Roudadoux. Ces deux puys se trouvent immédiatement à l'Est de la faille bordière de la Limagne. Le Puy d'Aoust se situe à 2 km au Nord-Est du Puy de Gourdon et à 1,5 km à l'Ouest de Ludesse, et culmine au point coté z=734 m. Il s'agit d'un petit diatrème pépérítique, d'allongement Nord-Sud, de 250 m de long, recoupant les sédiments à Potamides lamarcki (**g1Kb**) du Rupélien. Le Puy de Roudadoux se trouve à 1 km plus au Sud, à 1,2 km au NW de St-Julien, au point coté z=618 m, et a fait l'objet d'une petite exploitation en carrière. Il s'agit d'un petit pipe de forme elliptique, avec un grand axe N160°E de 80 m et un petit axe de 30 m. Ce pipe, entouré de marnes vertes du Rupélien (**g1Kb**), est constitué de pépérites, massives ou localement litées, et de brèche « basaltique », renfermant des débris de granite, lithiques ou monominéraux (quartz, feldspaths), des fragments de marne et de calcaire marneux, ainsi que des éléments juvéniles : blocs de basalte s.l. massif, nodules de péridotite et cristaux de kaersutite. La datation de cristaux de kaersutite par la méthode K/Ar donne un âge de 18,3 Ma (Baubron, *in* Ly, 1982, p. 27), considéré comme l'âge de mise en place du pipe.

Puy de Saint-Sandoux. Ce puy se situe au Sud de St-Saintdoux et culmine au point coté z=848 m, le plus haut sommet de la Limagne méridionale. Des éboulis masquent le contact avec les formations sédimentaires environnantes, attribuées à l'Oligocène inférieur. Comme le montre la carte, l'appareil volcanique du Puy de St-Sandoux a une forme de poire allongée Nord-Sud, de 1,2 km de longueur pour une largeur maximale de 1 km. Les pépérites, qui constituent l'auréole externe du diatrème, sont coiffées par un lac de lave de 80 m d'épaisseur, formé de néphélinite à olivine et analcime, surmontée de pegmatoïde à rhönite : cf. plus loin pour la description de ces roches, datées du Miocène moyen (**m3-4**).

Puy de Lavelle. Il se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte, à 7,5 km au Sud du Puy de St-Saintdoux et à l'Est de Clémensat, et culmine au point coté z=783 m. La structure volcanique a globalement une forme grossièrement elliptique, avec un grand axe de direction N-S de 1,25 km et un petit axe de 0,7 km. Sur sa bordure sud elle recoupe des Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (**g1C**), tandis que sur le reste de son pourtour des colluvions et des éboulis masquent ses contacts avec les sédiments oligocènes de la Limagne. Cette structure complexe comprend deux diatrèmes pépérítiques dissymétriques, recoupés par des filons et des sills « basaltiques » et couronnés par un épais lac de lave « basaltique » scoriacée. Les pépérites du versant occidental renferment de gros panneaux de calcaires à Limnées.

Puy d'Écouyat. L'appareil volcanique du Puy d'Écouyat se situe au Nord-Est de Parent, en limite orientale de la carte Veyre-Monton et déborde légèrement sur la carte voisine d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982). Il consiste en un diatrème pépérítique dissymétrique couronné par un lac de lave « basaltique », lui-même recoupé par un filon de basalte s.l. Des dépôts de pente masquent les contacts avec les sédiments oligocènes environnants, sauf du côté oriental (feuille Issoire) où le basalte s.l. est en contact direct avec les Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (**g1C**). Les pépérites, à dominante sédimentaire, atteignent une épaisseur de l'ordre de 30 mètres, sur les flancs ouest et sud du Puy. Sur leur bordure se trouve

⁶ Le Puy d'Auzelle n'est indiqué que sur la carte topographique à 1/25 000, mais il culmine à la cote z=914 qui figure sur la carte à 1/50 000

une bande de roches carbonatées silicifiées, fortement inclinée vers l'Est. R. Bouiller a cartographié ces roches en « travertins » silicifiés sur sa maquette de Veyre-Monton 7-8 à 1/25 000, alors que M.-H. Ly (1982, p. 25) considère qu'elles constituent des bancs de calcaires silicifiés, basculés dans le diatrème.

Puy Neyrand. Il se situe en rive gauche de l'Allier, entre Sauvagnat-Ste-Marthe et le Pougelet (commune de St-Yvoine), dans le Sud de la partie la plus orientale de la carte, et culmine au point coté $z=597$ m. Des éboulis masquent ses contacts avec les sédiments rupéniens environnants. C'est l'exemple d'un diatrème dont le niveau d'érosion atteint la partie interne de la cheminée. D'épais filons de basalte s.l. recoupent les pépérites.

Puy de Mercœur. Le petit pipe de pépérites du Puy de Mercœur⁷ se trouve dans l'angle sud-est de la carte, immédiatement au Nord des réservoirs d'eau de la ville d'Issoire. Il s'agit d'une cheminée fortement décapée, sans lac de lave ni filon de basalte s.l. associé.

m1-4b. Basaltes s.l. de la Limagne et du plateau des Dômes. Les diverses entités « basaltiques » du Miocène inférieur à moyen sont dispersées sur une très grande partie du territoire que couvre la feuille Veyre-Monton à 1/50 000. Les entités les plus volumineuses se trouvent au sein de la Limagne d'Allier, le long d'un axe N-S allant du plateau de Gergovie en limite nord de la feuille jusqu'au Puy de Lavelle dans la partie la plus méridionale de la carte. De nombreux autres appareils, de taille variable, sont dispersés au sein de l'ensemble de la Limagne depuis sa faille bordière occidentale jusqu'en limite orientale de la carte et au-delà. À l'Ouest de la grande faille bordière subméridienne de nombreuses entités, de taille également variable, sont dispersées au sein d'une vaste zone du plateau des Dômes, s'étendant vers l'Ouest jusqu'à Fallateuf au Nord et Murol au Sud.

Les datations radiométriques par la méthode K/Ar donnent des âges allant de 15 à 21 Ma pour les basaltes s.l. associés à des pépérites de la Limagne (cf. supra **m1-3brβ**). Pour les basaltes s.l. du plateau des Dômes, la thèse de L. Cheguer (1996, tableau 2, p. 42) mentionne les datations K/Ar suivantes concernant la carte Veyre-Monton :

- $12,5 \pm 0,3$ Ma pour la hawaiite de Fallateuf, $16 \pm 0,3$ Ma pour le basalte du mont Redon, $17,9 \pm 0,8$ Ma pour le filon INRA de Theix, non figuré sur la présente carte ;
- 16,2 Ma (Dumesnil, *in* Auboin *et al.*, 1967) et 18,8 Ma pour le piton du château de Murol.

Globalement cela fait donc un intervalle de 12 à 21 Ma, recouvrant quasiment tout le Miocène inférieur à moyen (m1-4), avec un paroxysme se situant vers 16 Ma c'est à dire à la limite entre Miocène inférieur et Miocène moyen.

Outre leurs âges, ces basaltes s.l. de la Limagne et ceux du plateau des Dômes ont de nombreux points communs, mais pour leurs descriptions il est commode de dissocier les deux entités géographiques et géomorphologiques.

Basaltes s.l. de la Limagne. Ils constituent (i) des coulées, (ii) des lacs de lave et/ou des filons ou sills associés à des maars-diatrèmes pépérítiques, (iii) des réseaux filoniers et (iv) des culots ou des cheminées.

« Basaltes » du plateau de Gergovie, du plateau des Rizolles et du Puy de Cimard. La partie sommitale du plateau de Gergovie consiste en une table « basaltique » allongée Ouest-Est de 1 500 m de long, de 500 m de large et d'une trentaine de m d'épaisseur, située de part et d'autre de la limite entre les cartes à 1/50 000 de Clermont-Ferrand et de Veyre-Monton, comme le montrent la figure 91 et le schéma structural qui se trouve en marge de la présente carte. Le plateau « basaltique » des Rizolles⁸ se situe immédiatement au Sud de celui de Gergovie, à l'Est d'Opme et au Nord-Ouest de Jussat, entièrement sur le territoire de la présente carte. Il a une longueur de 1,5 km dans la direction Nord-Sud et une largeur de 0,6 km au maximum ; J.-M. Pinto (1968) considère que le basalte s.l. des Rizolles ne constitue pas une ou deux coulée(s) mais un réseau de filons et sills. D'après les données géochimiques de la thèse de L. Cheguer (1996) ces deux entités, très proches spatialement, ont en commun la coexistence de trois types de « basaltes » : basanite, hawaiite et trachybasalte potassique. C'est pourquoi nous les avons cartographiées toutes les deux en basaltes s.l., bien que sur la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000 le plateau de Gergovie soit cartographié en basanite à analcime avec la notation **e'βm** (Jeambrun *et al.* 1973).

Plateau de Gergovie. Différents auteurs ont distingué deux coulées : une coulée inférieure, datée à 19 ± 1 Ma et une coulée supérieure d'âge compris entre 15 et 18 Ma (cf. supra **m1-3brβ**). Cependant, des forages pour

⁷ Toponyme ne figurant pas sur les cartes topographiques de l'IGN

⁸ Le toponyme les Rizolles ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

le chauffage géothermique de la nouvelle Maison de Site sur le bord oriental du plateau, n'ont traversé qu'une seule coulée, épaisse de 22 m (Boivin, communication écrite, 2016). En outre la base de la table « basaltique » repose sur des sédiments attribués au Burdigalien (m2). En conséquence, nous retenons ici un âge de l'ordre de 16 Ma pour la coulée de Gergovie.

Du côté sud (carte Veyre-Monton) se trouvent de bons affleurements. À l'extrémité occidentale du plateau, au niveau de la cote z=745, une entaille anthropique, correspondant à une piste de motocross, permet d'observer la coupe décrite *supra* (**m1-3brβ**) et illustrée par la photo 3B03a (fig. 103). Vers le haut cette coupe se termine dans la partie basale, altérée et rubéfiée, de la table « basaltique ».



Fig. 103 - Partie basale, altérée et rubéfiée, de la table basaltique à l'extrémité ouest du plateau de Gergovie – photo PC 3B03c 23/09/2013.

Plus à l'Est, en bordure nord de la petite route qui mène au sommet du plateau, une petite carrière est implantée dans la partie inférieure de la table « basaltique », qui présente ici un débit en dalles subhorizontales, de 10 à 30 cm d'épaisseur (fig. 104), avec un pendage d'environ 10° vers le Nord.



Fig. 104 - Partie basale de la table basaltique en bordure nord de la route menant au plateau de Gergovie photo PC 3B04 23/09/2013.

Il s'agit d'une roche massive de teinte gris très sombre, à phénocristaux de clinopyroxène noir et d'olivine verte, difficiles à distinguer macroscopiquement en raison de leur petite taille.

L'étude pétrographique en lame mince montre une texture microlitique porphyrique (fig. 105) : de petits phénocristaux – de taille inférieure à 2 mm – d'olivine et de clinopyroxène zoné sont sertis dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase à composition d'andésine, d'abondant verre riche en minuscules aiguilles de clinopyroxène, de paillettes de biotite et de plages d'analcime.

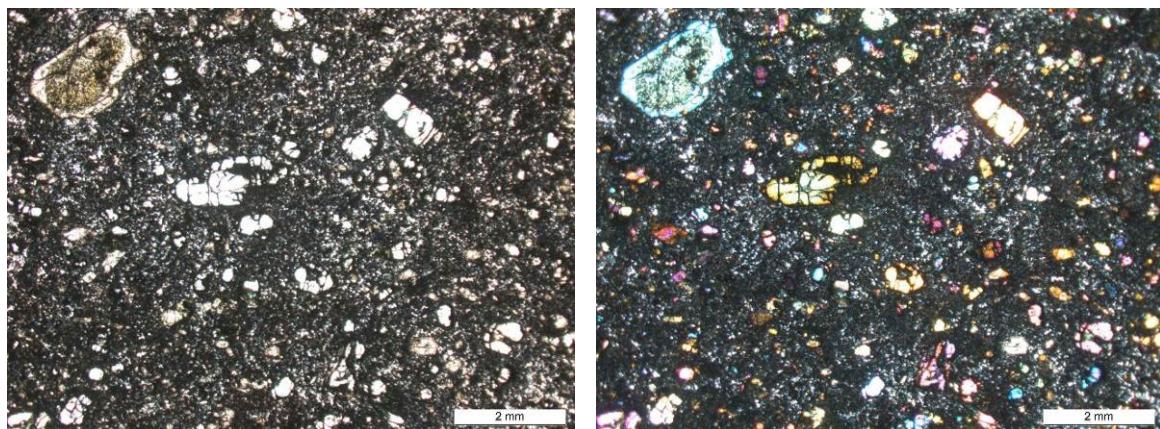


Fig. 105 - Microphotographies 3B04 - LM C59218 : basalte s.l. de la partie inférieure du plateau de Gergovie microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Plateau des Rizolles. La partie basale de l'entité « basaltique » est visible en plusieurs endroits de la périphérie du plateau. À son extrémité nord-est, sur un chemin, un faciès présentant une altération en boules avec une desquamation en pelures d'oignon (fig. 107) se trouve au-dessus de calcaires à Phryganes du Chattien (**g2R**). Un peu plus à l'Ouest un affleurement situé en bordure sud de la route de Gergovie montre un faciès basal frais tout à fait analogue macroscopiquement à celui du plateau de Gergovie. À son extrémité sud, à l'Ouest du bourg de Jussat, une petite carrière abandonnée est implantée dans un faciès brunâtre, altéré, présentant un débit en prismes, qui ont un pendage d'environ 80° vers l'Ouest (fig.106). La base du sill « basaltique » correspondant se trouve sur la courbe de niveau $z=610$ m, alors que le sommet de ce sill se trouve plus au Nord au point coté $z=707$ m.



Fig. 106 - Basalte s.l. altéré, à débit en prismes, dans une carrière abandonnée, située à l'Ouest du bourg de Jussat – photo PC 3B10 10/05/2012.



Fig. 107 - Basalte s.l. présentant une altération en boules à structure en pelures d'oignon photo PC 3B06 09/05/2013

Sur les parties hautes le basalte s.l. est fréquemment transformé en une isaltérite à boules résiduelles de 1 à 10 cm de longueur (fig. 108). Dans les champs de telles boules sont dispersées dans l'arène remaniée par les labours. Localement se trouvent des blocs de taille plus importante, plus ou moins arrondis, épars ou concentrés en des amas d'origine naturelle (fig. 109) ou anthropique.



Fig. 108 - Isaltérite à petites boules de basalte s.l. résiduelles - photo PC 3B30 24/03/2013.



Fig. 109 - Amas de blocs arrondis de basalte s.l. photo PC 3A47 24/09/2013).

L'étude pétrographique (Pinto, 1968) montre une texture microlitique porphyrique : environ 25 % de petits phénocristaux – de taille inférieure à 2 mm – de clinopyroxène (17 %) et d'olivine (8 %) sont sertis dans une mésostase ayant la composition suivante : microlites de plagioclase à composition de labrador ; clinopyroxène ; analcime ; feldspaths alcalins ; biotite ; magnétite ; apatite aciculaire ; verre incolore. Une étude par diffractométrie X confirme la présence d'analcime.

Dyke du Puy de Cimard. Ce puy se trouve à 1,5 km au SSW d'Opme et à 1 km WNW de Chanonat. À son sommet, coté z=683 m, se trouve un dyke de « basalte », de direction NW-SE, cartographié par R. Bouiller et J.-C. Besson sur leurs maquettes à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4. D'après J.-C. Pinto (1968) ce dyke a une longueur de 30 à 40 m et une puissance de 10 m, et est constitué d'une roche très sombre, à texture microlitique porphyrique avec 21 % de petits phénocristaux : 16 % d'olivine, de 0,5 à 1,2 mm de longueur, altérée en iddingsite le long de fissures et bordure, et 5 % de clinopyroxène, de longueur ne dépassant pas 0,7 mm, zoné et présentant fréquemment une macle en sablier. La mésostase a la composition suivante : microlites de labrador, augite, granules d'olivine, analcime, verre incolore (8 à 10 %). Cette roche a une composition de basanite d'après L. Cheguer (1996).

En outre, J.-C. Pinto (1968) a réalisé une étude comparative des « basaltes » des plateaux de Gergovie et des Rizolles et du dyke de Cimard à l'aide de cinq analyses chimiques d'éléments majeurs :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
R1	46,15	12,05	6,05	6,55	9,20	9,30	4,10	1,70	2,25	0,15	0,50	1,70	0,15	99,85
R4	45,80	12,25	6,15	5,65	8,85	10,15	3,70	1,35	2,40	0,15	1,20	3,00	0,10	100,75
C	42,70	12,60	8,40	4,80	10,80	11,10	3,25	1,00	2,30	0,10	1,40	2,05	0,15	100,65
G2	42,60	14,50	3,90	6,40	6,10	11,80	3,60	2,90	3,40	0,50	0,80	2,60	0,70	99,80
G1	41,40	14,30	5,10	4,20	6,40	12,10	3,70	1,70	3,70	0,20	0,50	3,30	2,00	98,70

R1 et R4 : plateau des Rizolles, analyses de F. Cantagrel

C : dyke du Puy de Cimard, analyse de S. Couturié

G1 et G2 : plateau de Gergovie, coulées inférieure et supérieure respectivement, analyses de J. Prugnard

Ces analyses révèlent des pertes au feu élevées traduisant une forte altération des roches. Dans le diagramme TAS les « basaltes » de Gergovie et du Puy de Cimard se situent dans le domaine de la basanite, alors que celui des Rizolles se trouve près de la limite entre basanite et trachybasalte. Le calcul de la norme (Pinto, 1968) donne entre autres les valeurs suivantes :

	Gergovie	Puy de Cimard	Rizolles
néphéline	14 à 16 %	6 %	4 à 8 %
albite	0,5 à 5,8 %	16 %	20 à 24 %

Puy de Peyronière. La table « basaltique », située entre St-Amand-Tallende et St-Sandoux, a une longueur de 1,2 km dans la direction SW-NE et une largeur de 0,5 km au maximum. Le puy culmine à z=716 m tandis que la base de la table se trouve vers la courbe de niveau z=650 m, ce qui permet d'estimer l'épaisseur à 66 m. Des éboulis masquent le contact avec les sédiments rupéliens environnants. Une analyse chimique de L. Cheguer (1996) montre une composition de basanite.

Lacs de lave, filons et sills de basaltes s.l. associés à des maars-diatrèmes pépéritiques. Comme cela est déjà signalé *supra* dans la description des pépérites (**m1-3brβ**) et illustré par la figure 90, associée à cette description, des lacs de lave ou des dykes constitués de basaltes s.l. couronnent en Limagne les maars-diatrèmes pépéritiques du Puy de Lavelle, du Puy d'Écouyat et du Puy Giroux, tandis que de fréquents filons ou de rares sills de basaltes s.l. recoupent ces mêmes maars-diatrèmes ou d'autres.

Le lac de lave du Puy de Lavelle a un allongement submérien avec une longueur de 850 m pour une largeur maximale de 400 m. Dans sa partie septentrionale il culmine au point coté z=762 m tandis que sa base se situe vers la courbe de niveau z=650 m, sur son flanc oriental. Cet épais lac de lave est constitué d'un basalte s.l. scoriacé, associé à des produits stromboliens comportant des bombes de grande dimension, pouvant dépasser un mètre de longueur (Ly, 1982, p. 24). Ce basalte s.l. a une composition moyenne de basanite (Chegues, 1996).

Le lac de lave du Puy d'Écouyat se trouve au Nord-Est de Parent, en limite orientale de la présente carte. D'allongement NNW-SSE il a une longueur de 450 m pour une largeur maximale de 250 m. Il a une composition de basanite (Ly, 1982) confirmée par une analyse chimique (Chegues, 1996). Du côté oriental il est recoupé par un gros dyke de direction W-E, qui la même composition et se poursuit légèrement vers l'Est sur le territoire de la carte Issoire à 1/50 000 (Saint-Joanis et al., 1982) où il est cartographié en basalte alcalin à olivine avec la notation **mβ2ol**.

Puy Giroux. Au sommet boisé de ce puy, autour du point coté z=838 m, se trouve un corps « basaltique » d'orientation N110°E et d'une longueur de l'ordre de 200 m. Ce corps présente un débit en prismes et alimente des éboulis et des colluvions de pente, qui masquent le contact avec la ou les formation(s) sous-jacente(s) de sorte qu'il est difficile de savoir s'il s'agit d'un dyke (Pinto, 1968) ou d'un lac de lave. Plus bas, sur le flanc sud du Puy un filon de « basalte » recoupe clairement les pépérites au Nord du sanatorium.

Des études microscopiques (Pinto, 1968) montrent que les « basaltes » de toutes ces entités ont une texture microlitique porphyrique : dans une mésostase microlitique renfermant du verre incolore sont sertis de petits phénocristaux d'olivine, de 0,2 à 2 mm de longueur, altérée en iddingsite en bordure et le long de craquelures, et d'augite, de 0,5 mm de longueur. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase à composition de labrador, de feldspath alcalin, d'analcime et de rare biotite. Le verre renferme des oxydes de fer-titan, de l'apatite aciculaire, de rares zéolites de type phillipsite et de la calcite secondaire.

Trois analyses chimiques de L. Chegues (1996) donnent une composition de trachybasalte pour l'une et de basanite pour les deux autres. Du DES de J.-C. Pinto (1968) nous retenons les trois analyses chimiques suivantes :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
S1	43,00	14,15	6,60	6,40	11,05	10,85	3,20	0,80	2,05	0,15	0,80	1,30	0,10	100,45
S2	44,00	13,20	6,85	6,30	10,45	10,25	3,55	0,65	2,40	0,15	0,70	1,30	0,00	99,80
F1	43,10	13,60	5,25	6,30	10,65	11,00	2,80	1,50	2,30	0,15	1,35	2,20	0,25	100,45

S1 et S2 : basalte sommital, côtés NNW et SSE respectivement, analyses de J. Sérange

F1 : filon au Nord du sanatorium, analyse de S. Couturié

Ces trois compositions se situent dans le domaine de la basanite dans le diagramme TAS.

Les teneurs normatives en néphéline et albite sont les suivantes :

	S1	S2	F1
néphéline	6,25 %	4,9 %	6 %
albite	15,7 %	20,8 %	12,0 %

Le grand sill et le réseau de filons de Gergovie et du Puy de Mardoux. Le grand sill de Gergovie se suit sur 1500 m de longueur, avec une seule interruption due au fait qu'il est recoupé par le maar-diatrème du Puy de Mardoux (fig. 91). Son épaisseur, variable, peut dépasser 10 m. Il suit de près la limite orientale du maar-diatrème central G1, se trouvant tantôt dans les calcaires marneux oligocènes (**g2M**, fig. 110), tantôt dans les pépérites. Il a un faible pendage vers l'intérieur du cratère. Le sill a plusieurs apophyses à bordure figée ; dans le calcaire marneux, la prismation par « cuisson » atteste qu'il s'agit bien d'une intrusion.



Fig. 110 - Grand sill de basalte s.l. avec un toit de calcaire argileux à *Cypris* (g2M)
photo PC 3B18 06/08/2012.

Le grand sill de Gergovie peut présenter à son toit un mélange de blocs de basalte s.l. plus ou moins figé, avec le calcaire oligocène, formant une brèche de progression. Il est intéressant de noter que c'est par l'accentuation de ce processus que des auteurs anciens expliquaient la formation de ce qu'ils appelaient, à tort, des « pépérites intrusives ».

Les pépérites du Puy de Mardoux sont recoupées par un réseau de filons de basalte s.l. d'autant plus spectaculaire que les conditions d'affleurement y sont exceptionnelles. À l'Est du plateau de Gergovie plusieurs filons recoupent des pépérites du maar-diatrème central du plateau de Gergovie et du maar-diatrème du Puy de Mardoux.



Fig. 111 - Filon de basalte s.l. recoupant des pépérites du maar central de Gergovie,
à l'Ouest du Puy de Mardoux - photo 3B16 PC 06/08/2012.

La principale structure filonienne est un dyke de direction générale N135°E et d'une puissance atteignant plusieurs mètres. Elle constitue l'épine dorsale du Puy de Mardoux, constituée d'un mélange d'un basalte s.l., d'un âge de 15 à 18,2 Ma, et d'un magma carbonaté, comme cela est décrit *supra* et illustré par les photos de la figure 94 (cf. **m1-3brβ**). Vers le Nord-Ouest ce dyke se poursuit légèrement sur le territoire de la feuille

Clermont-Ferrand à 1/50 000, où il est cartographié en basalte (β m, Jeambrun *et al.*, 1973). Deux analyses chimiques de L. Cheguer (1996) donnent une composition de basanite pour la partie occidentale et de trachybasalte pour la partie orientale.

Un peu plus à l'Ouest un réseau de filons de puissance plus faible (≤ 1 m) recoupe les pépérites du maar central de Gergovie. Le principal filon, de direction N10°E, est figuré sur la carte et apparaît sur la figure 111.

L'étude pétrographique d'un échantillon de basalte s.l. du Puy de Mardoux montre une texture microlitique porphyrique avec de petits phénocristaux d'olivine et d'augite dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase à composition d'andésine-labrador, d'augite, d'olivine et de verre (fig. 112).

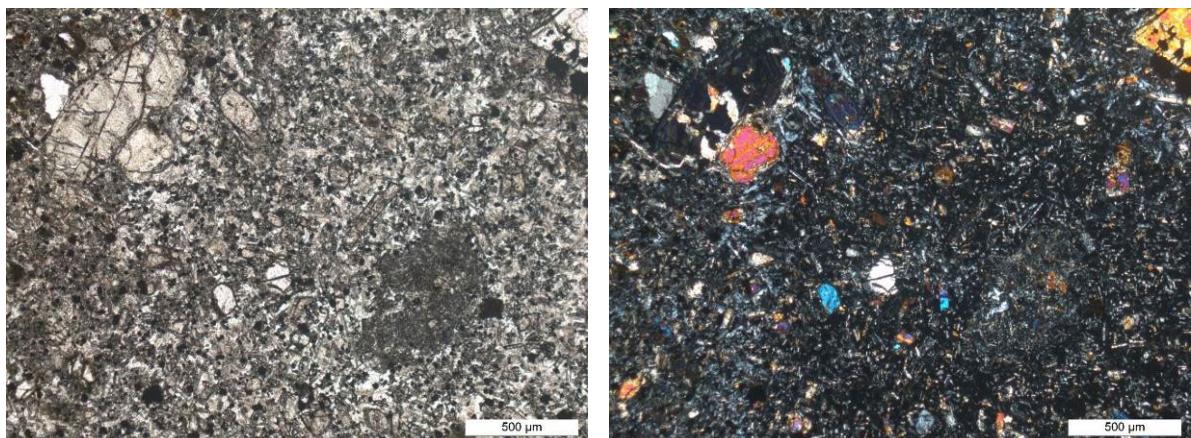


Fig. 112 - Microphotographies 3B15a - LM C59220 : basalte porphyrique du Puy de Mardoux microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Filon de Jussat. Au Sud-Est du bourg de Jussat affleure un petit filon de basalte s.l., de direction NNW-SSE, qui recoupe la partie sud-est du maar pépérétique de Jussat.

Réseaux de filons du Puy de Lavelle et du Puy Neyrand. Comme le montre la présente carte, établie d'après la maquette de M.-H. Ly (1982), des filons « basaltiques » recoupent les pépérites du Puy de Lavelle et du Puy Neyrand. D'après les données de la thèse de M.-H. Ly (1982, p. 24-25) : au Puy de Lavelle la lave massive constitue soit des dykes verticaux, soit des sills à disposition centripète, tandis qu'au Puy Neyrand les pépérites sont bordées à l'Ouest et au Nord par un dyke à disposition centripète ; dans les deux cas la lave a une composition de basalte alcalin à olivine. Les analyses chimiques révèlent une composition de basanite (Cheguer, 1996).

Autres entités de basalte s.l. Des culots basaltiques dispersés, de petite dimension (quelques m à une dizaine de m) se trouvent dans le quart sud-est de la carte de Veyre-Monton :

- à l'Est et au Sud-Est de Plauzat, aux lieux-dits la Rochette⁹ et les Roches, où les « chicots » sont constitués de basanite à analcime (Ly, 1982, p. 28) ;
- au Nord et Nord-Ouest de Clémensat : au Nord de Montrose où il s'agit de basalte alcalin (Ly, 1982 ; Cheguer, 1996) et au NNW de Chignat où la lave est constituée de basalte alcalin (Ly, 1982) ou de téphrite (Cheguer, 1996) ;
- au Montel, à l'WSW de Sauvagnat-Ste-Marthe, où il s'agit de basanite (Cheguer, 1996) ;
- au Puy du Marquois (z=582), entre Lavelle et Chidrac.

Basaltes s.l. du plateau des Dômes. A. de Goë de Herve a cartographié ceux qui se trouvent dans le quart nord-ouest (VM 1-2) de la carte, mais ne les a pas décrits. J.-C. Besson a cartographié ceux qui se trouvent dans le quart sud-ouest (VM 5-6) de la carte et les a décrits dans sa thèse (1978), de sorte que nous reprenons ici certaines descriptions de cette thèse.

En outre, au cours du lever du socle de la partie occidentale du quart nord-est (VM 3) nous avons cartographié trois entités « basaltiques » près du hameau de Randols : deux pointements subcirculaires et un mince filon,

⁹ le toponyme la Rochette ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

encaissés dans le massif de granitoïde de Cournols, immédiatement à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne. Le filon, situé au Sud du hameau de Randols, a une direction N50°E, un pendage de 70°NW et une puissance ne dépassant pas 36 cm. Les deux pointements, qui apparaissent au Nord du monastère bénédictin de Notre-Dame de Randols, sont distants de 300 m sur un axe N-S ; le plus septentrional est constitué d'un basalte s.l. légèrement vacuolaire à olivine et clinopyroxène ; ces deux silicates ferro-magnésiens sont également bien visibles dans le basalte alcalin (Chegues, 1996) du pointement méridional, qui n'est pas vacuolaire mais fluidal, et est argilisé du côté ouest, au contact du granitoïde.

L'étude pétrographique (fig. 113) d'un échantillon du filon montre une texture microlitique à tendance doléritique, légèrement porphyrique et vacuolaire. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase divergents, de granules de clinopyroxène, de microcristaux d'olivine altérée en iddingsite et d'oxydes de fer et/ou titane. Les phénocristaux ont une longueur ≤ 4 mm, représentent environ 10 % de la composition modale et sont constitués de clinopyroxène prédominant et d'olivine subordonnée. Les vacuoles sont fréquemment remplies de calcite. En outre le basalte s.l. renferme des xénocristaux de quartz de taille variable (0,1 à 5 mm) et à texture soit lamellaire, soit engrenée (fig. 114).

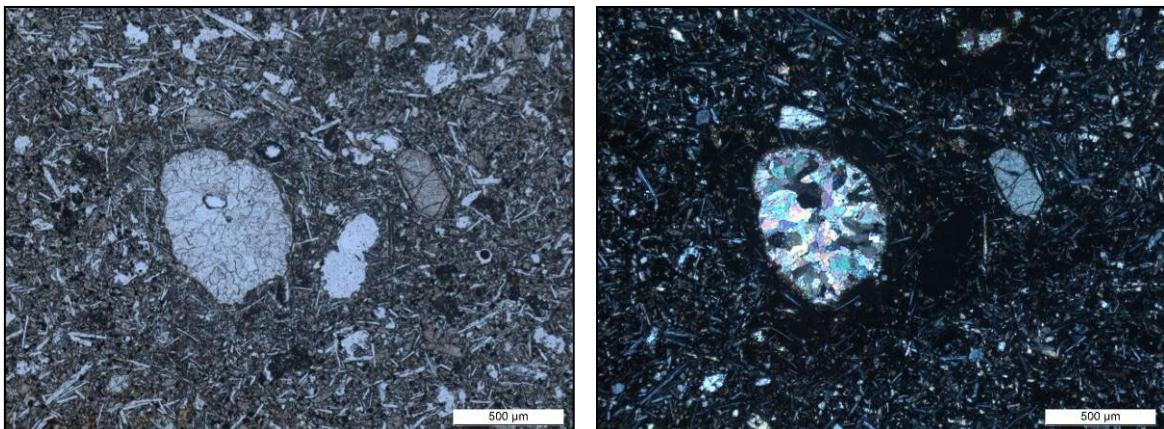


Fig. 113 - Microphotographies 3C20a-LM C41891 : basalte s.l. légèrement porphyrique et vacuolaire : petits phénocristaux de clinopyroxène et vacuole à remplissage de calcite, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.

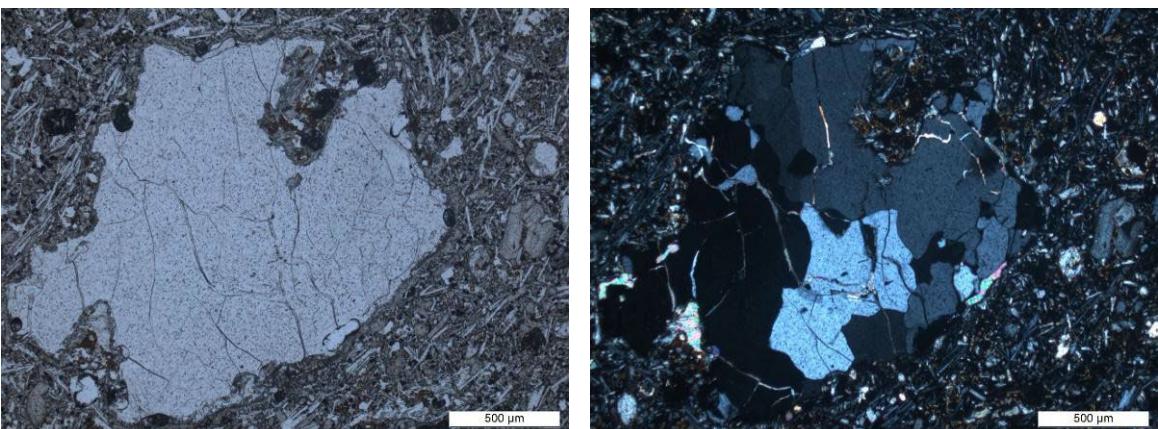


Fig. 114 - Microphotographies 3C20-LM C41891b : xénocristal de quartz à texture engrenée microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Immédiatement à l'Ouest de la faille bordière de la Limagne, se trouvent les trois petites entités du secteur de Randols et, surtout, plus au Sud, dans l'angle NE de VM 6, un ensemble d'appareils volcaniques du Miocène inférieur à moyen, présentant de nombreuses analogies avec ceux de la Limagne ; en effet, ils se trouvent au sein de sédiments détritiques du Rupélien (g1Ka) et deux d'entre eux comportent des pépérites : ceux des puys d'Olloix et de Gourdon (cf. *supra*, m1-3brβ). Cependant ces basaltes s.l. et ceux du Puy d'Auzelle se distinguent par le fait qu'ils sont relativement riches en olivine et sont corrélativement décrits plus loin (m1-4βo). En revanche, les trois petits « chicots » situés au Nord du village d'Olloix sont constitués de basalte ankaramitique (Besson, 1978).

Plus au Sud, à l'WNW de Fontenille, se trouve le Puy des Plates, qui culmine au point coté $z=774$ m et constitue une colline subcirculaire, ennoyée par un dépôt d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**), le contact étant masqué par des éboulis. Il est formé de basanite à leucite d'après D. Tournon et D. Velde (in Besson, 1978) et L. Cheguer (1996).

En s'éloignant de la faille bordière de la Limagne vers l'Ouest, on trouve les vestiges « basaltiques » suivants :

Dans la moitié orientale du quart NW de la carte (VM 2), se trouvent les petites entités subcirculaires du mont Redon, qui culmine à la cote $z=872$ m, et du NW de la Cassière ($z=957$ m), situées au-dessus du massif de granitoïde de Cournols, et celle de Fallateuf, qui culmine à la cote $z=1016$ m et est ennoyée par un faciès de saupoudrage basaltique de la Chaîne des Puys. Trois analyses chimiques (Cheguer, 1996) donnent une composition de basanite pour les « basaltes » du mont Redon et de la Cassière, et de hawaiite pour le « basalte » de Fallateuf, daté à $12,5 \pm 0,3$ Ma par la méthode K/Ar (Chantepie, 1990).

Plus au Sud, dix entités « basaltiques » sont disséminées dans un secteur situé à l'Est d'Aydat et autour de Fohet. À l'Est d'Aydat se trouve le pointement de Poudure, situé immédiatement au Sud du lac, au sein de la « diorite » d'Aydat et constitué de téphrite d'après L. Cheguer (1996). Plus à l'Est deux pointements se trouvent au Nord du mont Amant, au sein du massif de granitoïde de Cournols. Ce dernier contient en outre, plus au Sud, deux autres entités de basaltes s.l. : l'une entre Fohet et Cournols, l'autre à la cote $z=939$ m au Sud du village de Fohet. À l'Ouest de ce village les formations dévono-dinantianes encaissent cinq pointements de basalte s.l., qui sont du Nord au Sud ceux de Fourchat ($z=983$), de Fohet W, de Montaillou SW, du Puy de Fan ($z=966$ m) et de la barre N-S au Sud ce puy ($z=953$ m sur la carte IGN à 1/25 000). Les analyses chimiques de L. Cheguer (1996) donnent les compositions suivantes : basanite pour les sites de Fourchat et du Puy de Fan, basalte alcalin pour celui de la cote $z=939$, téphrite pour celui de Montaillou SW.

Dans la moitié occidentale du quart SW de la carte (VM 5-6), des entités de basaltes s.l. du Miocène inférieur-moyen se trouvent au Nord de Murol, entre Murol et St-Nectaire et au Sud de St-Nectaire. Le gisement le plus célèbre est celui du piton sur lequel est construit le château de Murol (fig. 115a-b). Ce piton est constitué d'une coulée de basanite, le sommet de la coulée étant daté par la méthode K/Ar à 17 ± 1 Ma (Cheguer, 1996).



Fig. 115a - Le château de Murol et son soubassement de basalte s.l. vu de l'Est ; au fond à droite le massif du Mont-Dore enneigé- photo PC 5C64a 22/03/2011.

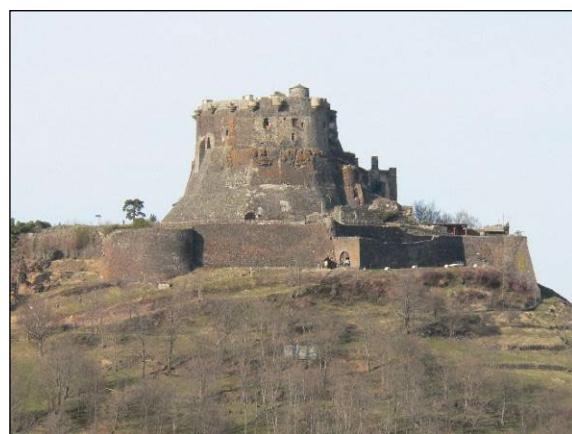


Fig. 115b - Le château de Murol sur son piton de basalte s.l. vu du Sud-Ouest - photo PC 5C64b 04/2010.

Entre Murol et St-Nectaire deux vestiges de coulée « basaltique » se trouvent à l'Est de la D 996, l'un au sommet de la colline de Bouche ($z=880$) et l'autre un peu plus à l'Ouest. Ils reposent sur des sédiments détritiques rupéliens (**g1Ka**), situés en bordure occidentale du horst granitique de St-Nectaire. Les deux gisements consistent en des blocs épars de « basalte » à olivine et clinopyroxène, parfois prismés.

Au Sud de St-Nectaire, le Puy d'Eraigne (fig. 116), qui culmine à la cote $z=925$ m, est couronné par un lambeau de coulée de basanite à néphéline (Besson, 1978), reposant sur un mince niveau de sédiments détritiques rupéliens (**g1Ka**), affleurant sporadiquement sur les flancs nord-est et sud-est du puy et reposant eux-mêmes sur le horst granitique de St-Nectaire. Cependant, des formations de versant à blocs de basanite masquent les contacts.



Fig. 116 - Puy d'Eraigne dont la partie sommitale est constituée d'une basanite à analcime du Miocène inférieur à moyen (m1-4β), vu depuis Roche Romaine au SW ; granitoïde et hameau des Granges au premier plan à gauche photo PC 6C37 03/08/2010.

m1-4β_o. Basaltes s.l. riches en olivine et/ou à nodules de péridotite, du plateau des Dômes. Ces basaltes, faciles à distinguer sur le terrain des autres basaltes s.l. du Miocène inférieur à moyen, ont été décrits en tant que tels par différents auteurs tels que J.-C. Besson (1978), M.-H. Ly (1982), P. Labazuy *et al.* (2004). C'est pourquoi ils sont distingués sur la présente carte, où ils sont cantonnés au sein du plateau des Dômes, dans la moitié orientale du quart sud-ouest (VM 6) et sa marge orientale.

L'entité la plus orientale est celle du Puy de Gourdon. Ce puy est constitué principalement d'un culot de basalte s.l. porphyrique, à grosses plages d'olivine (Ly, 1982, p. 24) et à composition de basanite (Cheguer, 1996) ; à la périphérie se trouvent trois petites intrusions isolées, figurées sur la carte. Trois échantillons ont fait l'objet de datations radiométriques par la méthode K/Ar avec les résultats suivants : 20 ± 1 Ma pour les deux échantillons du culot et 19 ± 1 Ma pour l'échantillon du dyke situé au nord (Baubron, *in* Ly, 1982, p. 25).

Puys d'Olloix et d'Auzelle. Des courbes de niveau 940-950 m jusqu'à son sommet situé à la cote z=1002 m le Puy d'Olloix est constitué d'une épaisse masse de basalte s.l. à prismation subverticale grossière, porphyrique, riche en phénocristaux d'olivine (Besson, 1978). Situé à 1 km au NNE du Puy d'Olloix et culminant au point coté z=914 m, le Puy d'Auzelle est constitué essentiellement d'un « basalte » à nodules de péridotite, peu abondants et de taille relativement petite (2 à 3 cm) et accessoirement – sur son flanc sud – d'une brèche, d'une dizaine de mètres de puissance (Besson, 1978). Ces deux entités, à composition chimique de basanite (Cheguer, 1996), sont entourées d'éboulis qui masquent leurs relations avec les sédiments rupéliens environnants.

Point coté z=921 m à l'Est du Puy de Choveix. Autour de ce point se trouve un pointement subcirculaire de basalte s.l. riche en olivine (Besson, 1978 ; Labazuy *et al.*, 2004), ennoyé par un dépôt d'avalanche de débris de la génération de Perrier (p2-q1Av1).

Puys de Mazeyres, de Puisuissy, des Parots et de Conche. Ces quatre puys se situent au sein d'un petit bassin de sédiments rupéliens, limité du côté ouest par le horst granitique de St-Nectaire, les trois premiers à l'Est de la ville de St-Nectaire, le quatrième au Sud de St-Nectaire-le-Bas. Ils culminent aux points cotés z=912, 910, 841 et 841 m, respectivement, et sont constitués de lambeaux de coulées de basaltes s.l., riches en olivine (Besson, 1978) et/ou à nodules de péridotite (Labazuy *et al.*, 2004). Aucun de ces lambeaux n'a fait l'objet d'une analyse chimique dans la thèse de L. Cheguer (1996).

m3-4σ. Néphélinite à olivine et analcime, pegmatitoïde à rhönite, basanite du Puy de St-Sandoux, en Limagne. La structure volcanique du Puy de Saint-Sandoux s.l. (fig. 117) a été cartographiée à 1/25 000 et décrite par M.-H. Ly (1982) dont nous reprenons ici les contours et les descriptions.



Fig. 117 - Le Puy de Saint-Sandoux sur l'image satellite Google Earth du 15/08/2013.

Le Puy de Saint-Sandoux s.s., qui culmine à la cote $z=848$ m, au Sud de la localité de St-Sandoux (fig. 117), constitue le plus haut relief de la Limagne méridionale. Il a une forme de poire allongée N-S de 1,2 km de longueur pour une largeur de 1 km au maximum et est formé d'un anneau de pépérites (cf. supra **m1-3brβ**) coiffé par un lac de lave de 80 m d'épaisseur, constitué essentiellement de néphélinite à olivine et analcime, avec une importante masse de pegmatitoïde à rhönite en son sein et à son sommet, et avec des passages de basanite à néphéline. Une telle basanite apparaît notamment dans la carrière, abandonnée qui se trouve à la base NNW du puy. Un échantillon de néphélinite, prélevé à la cote $z=835$ m, a été daté à 14 Ma par la méthode K/Ar (Baubron *in* Ly, 1982, p. 25), soit du Miocène moyen.

La rhönite est un silicate de formule $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Ti})_6[\text{O}_2](\text{Si},\text{Al})_6\text{O}_{18}$ rare et de teinte brune tellement sombre qu'elle apparaît comme quasiment opaque en lame mince. A. Lacroix a découvert de la rhönite au Puy de St-Sandoux (1909) et a défini (1928) un pegmatitoïde comme « une roche grenue, de nature basaltique, disposée en veines dans une masse laveuse bien individualisée, comme une pegmatite dans un massif de granite ». L'étude microscopique réalisée par P. Boivin sur une lame mince d'un échantillon de la thèse de M.-H. Ly (1982) montre (fig. 118) une texture grenue à grain moyen et la composition minéralogique suivante : clinopyroxènes de deux types : augite titanifère et aegyrine ; rhönite ; olivine altérée en iddingsite ; néphéline et zéolites ; produits d'altération.

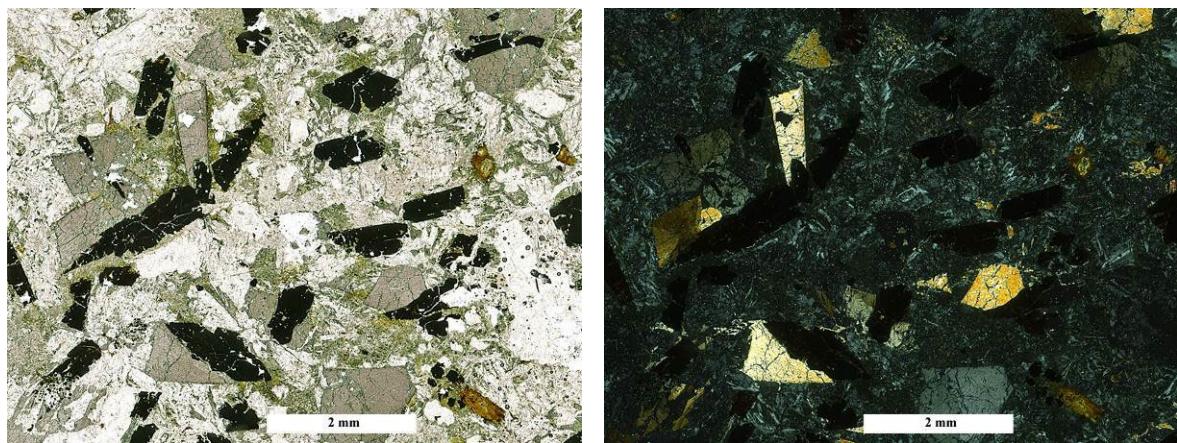


Fig. 118 - Microphotographies Ly S1-LM 44415 : pegmatitoïde de St-Sandoux avec sa texture grenue caractéristique et la composition suivante : clinopyroxènes de type augite titanifère (violacé) et aegyrine (vert), rhönite (noir), olivine altérée (brun-orangé), néphéline et zéolites (incolores) ; produits d'altération ; xénocristal de quartz à texture engrenée - microphotos faites par Pierre Boivin en 2016, en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

À cela s'ajoute un système de dykes de basanite à néphéline constituant d'une part le Puy des Fourches ou Puy de Barneyre (barre noire), situé immédiatement à l'Est du Puy de St-Sandoux s.s. et culminant à la cote $z=798$ m, et d'autre part la colline des Sarrêtes au Sud (fig. 116). L. Cheguer (1996) donne une composition de basanite pour les six échantillons qu'elle a fait analyser : trois du Puy de St-Sandoux s.s., deux du Puy des Fourches et un des Sarrêtes.

Volcanisme miocène supérieur du plateau des Dômes (8,3 à 5,3 Ma)

par P. Chèvremont relu par P. Boivin

Des entités volcaniques mafiques du Miocène supérieur sont présentes au sein du plateau des Dômes, d'une part dans la partie la plus occidentale du quart nord-ouest de la carte (VM1), où A. de Goërs de Herve les a cartographiées à 1/25 000 sans les décrire, et, d'autre part dans le quart sud-ouest (VM5-6), où J.-L. Besson et *pro parte* A. de Goërs de Herve les ont cartographiées à 1/25 000, J.-L. Besson les ayant décrites dans sa thèse (1978). Dans cette dernière figurent deux datations radiométriques de basalte ankaramitique par la méthode K/Ar, qui donnent les âges suivants : 8,3 à 7,5 Ma pour la coulée basale du Puy de Bessolles, 5,9 Ma pour la coulée sommitale du Puy de Roussat (Santoire, 1976). En dehors de ces deux basaltes ankaramitiques, le volcanisme basique du Miocène supérieur est représenté, au sein de la planète inférieure d'Aurières (VM1), par des mélanophélinites et des basaltes.

m5β⁸. Basalte ankaramitique de type Puy de Murat. Cette entité est cantonnée dans la partie méridionale du quart sud-ouest de la carte. Située entre St-Victor-la-Rivière et St-Diéry, le Puy de Murat ou Coste Aider, qui culmine au point coté z=952 m, elle consiste en un épais empilement de coulées de basalte ankaramitique, d'une épaisseur totale de 90 à 100 m voire 150 m si on y ajoute la coulée se trouvant plus à l'Ouest, au Nord du hameau de Roussat. Au NW du Puy de Murat apparaît un basalte ankaramitique macroscopiquement analogue, situé à la base du Puy de Bessolles. Ce dernier, qui culmine au point coté z=1057, consiste en un empilement complexe de formations volcaniques de nature variée et d'âge miocène à pliocène, avec une intercalation d'alluvions fluviatiles mio-pliocènes (**m-pF**) qui se situe au-dessus du basalte ankaramitique sur les flancs ouest, sud et est du puy. De petits lambeaux de basalte analogue se trouvent au Nord du hameau de Bessolles, à l'Est de la Borie (au Sud du Puy de Murat) et à l'Ouest du château de Murol. Enfin, entre Chambon-sur-Lac et Varennes deux dykes de basalte ankaramitique, attribués au Miocène supérieur, recoupent le massif granitique de Chambon-sur-Lac.

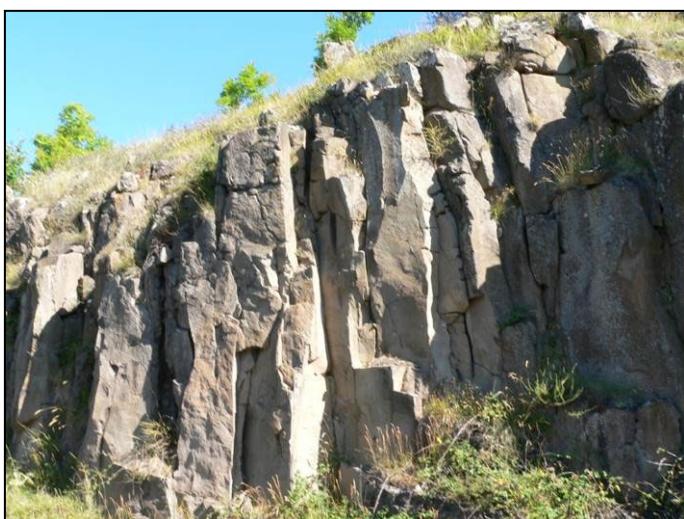


Fig. 119 - Coulée de basalte ankaramitique prismée, à l'ESE du hameau de Roussat.

Photos PC 6C34 08/08/12.



Fig. 120 - Petites enclaves de granite dans la partie basale de la coulée.

À la base du versant sud du Puy de Murat, un bon affleurement, d'accès très commode, se trouve en bordure nord de la D 619, à l'intérieur du virage situé à l'ESE de Roussat. Il montre une coulée de basalte s.l. à olivine, à débit en prismes (fig. 119), renfermant dans sa partie basale – sur quelque 4 m de puissance – de petites enclaves, les unes anguleuses de longueur \leq 8 cm et de largeur \leq 4 cm, les autres plus ou moins arrondies, et constituées soit de granite à grain moyen (fig. 120), soit d'argiles. Le basalte a une teinte gris sombre et une texture porphyrique avec de petits (\leq 1 mm en général) phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine. L'étude pétrographique d'une lame mince confirme la texture porphyrique et le caractère mélanocrate (fig. 121). La mésostase est constituée d'abondants granules de clinopyroxène et d'oxydes métalliques, qui lui confèrent une teinte très sombre, et de microlites de plagioclase.

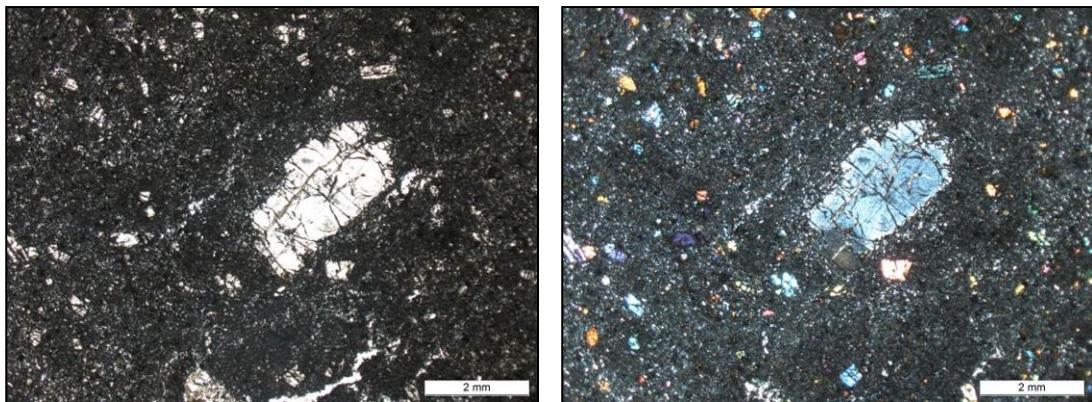


Fig. 121 - Microphotographies 6C34 – LM C59235 : basalte ankaramitique porphyrique de la partie basale de la coulée du Puy de Murat - microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Une analyse chimique du basalte ankaramitique de la partie basale du Puy de Bessolles (*in* Santoire, 1976 et Besson, 1978, p. 138) donne la composition en éléments majeurs suivante :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total	Ne
43,26	14,15	6,88	5,05	7,34	10,93	4,28	0,74	3,12	0,18	0,10	2,41	1,01	99,45	11,40

Ne : teneur normative en néphéline

Malgré la perte au feu élevée il est possible d'affirmer que cette composition est celle d'une basanite dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986).



Fig. 122 - Contact entre un dyke de basalte ankaramitique prismé (à gauche) et le granite orienté de Chambon-sur-Lac (à droite) - photo PC 5C17 04/08/2009.

Enfin, en ce qui concerne les dykes, un lieu d'observation privilégié est la petite carrière abandonnée située au Nord de la D 996 à l'Est de Chambon-sur-Lac. Cette carrière montre le contact subvertical de direction N60°E entre un dyke de basalte ankaramitique prismé, du côté nord-ouest, et son encaissant : le granite orienté de Chambon-sur-Lac (**oγ²**), du côté sud-est (fig. 122).

m5-6β. Basaltes de type planète inférieure 1 d'Aurières. A. de Goë de Herve a défini cette entité et la suivante (**m5-6ω¹**) et les cartographiées sur sa maquette à 1/25 000 du quart nord-ouest de la carte de Veyre-Monton, complétée par le BRGM dans le secteur de Saulzet-le-Froid. Ces basaltes constituent d'une part la planète inférieure 1 d'Aurières s.s., de direction Sud-Nord, située à l'Ouest et au Nord du village d'Aurières, dans l'angle nord-ouest de la carte, et, d'autre part, des lambeaux de coulée(s) situés au SSE d'Aurières, dans un secteur allant de Saulzet-le-Froid à la Garandie. Cette entité apparaît de façon morcelée par suite de son recouvrement par des formations volcaniques pliocènes ou superficielles et de son érosion. Son antériorité par rapport à l'ankaratrite apparaît en deux endroits : cf. plus loin **m5-6ω¹**.

Planèze d'Aurières s.s. Sa partie basale affleure bien dans les talus de la N 89 à l'Ouest de la localité de Nébouzat, dans la partie la plus septentrionale de la carte. 200 m à l'Ouest de Nébouzat (1A15) des blocs de basalte affleurent vers $z=890$ m au Sud d'une nouvelle intersection de routes, alors qu'au Nord de cette intersection apparaissent des argiles. Plus au Nord le talus ouest de la N 89 montre, la coupe illustrée par la fig. 123 : à la base, sur environ 2 m de puissance, un basalte à débit en dalles subhorizontales, puis sur quelque 8 m d'épaisseur un basalte à débit en blocs dont la taille varie entre un et plusieurs décimètres.



Fig. 123 - Coupe du talus ouest de la N 89, à l'Ouest de la partie nord de Nébouzat - photo PC 1A16 27/05/2011.

Encore plus au Nord, en limite septentrionale de la carte le talus nord-est de la N 89 est entaillé dans des argiles gris vert, surmontées d'une formation à galets de quartz blanc, puis de basalte altéré. À environ 1 km au SSW de Nébouzat, à l'Est du réservoir d'eau du point coté $z=926$ m, au lieu-dit Chateau, des blocs de basalte se trouvent le long du chemin W-E et dans le bois ; à cet endroit la limite orientale de la planèze se trouve sur la courbe de niveau $z=900$ m, ce qui permet d'estimer à environ 25 m la puissance résiduelle de la partie nord de la planèze basaltique 1 d'Aurières.

L'observation macroscopique de l'échantillon 1A15 montre une roche noire renfermant des phénocristaux gris-clair de taille ≤ 5 mm ne faisant pas effervescence à l'acide. L'étude pétrographique en lame mince montre que ces phénocristaux sont constitués de carbonates, autres que de la calcite, pseudomorphosant complètement des silicates ferromagnésiens de deux types : olivine et clinopyroxène, d'après leurs formes. Ces mêmes carbonates sont également présents en remplissage de vacuoles et de microfissures et dans la mésostase (fig. 124). La mésostase est en outre formée de microlites de plagioclase et de granules d'oxydes de fer et/ou titane, opaques, et renferme de rares xénocristaux de quartz, de taille ≤ 200 microns, entourés d'amas constitués d'innombrables microcristaux de clinopyroxène frais (fig. 125).

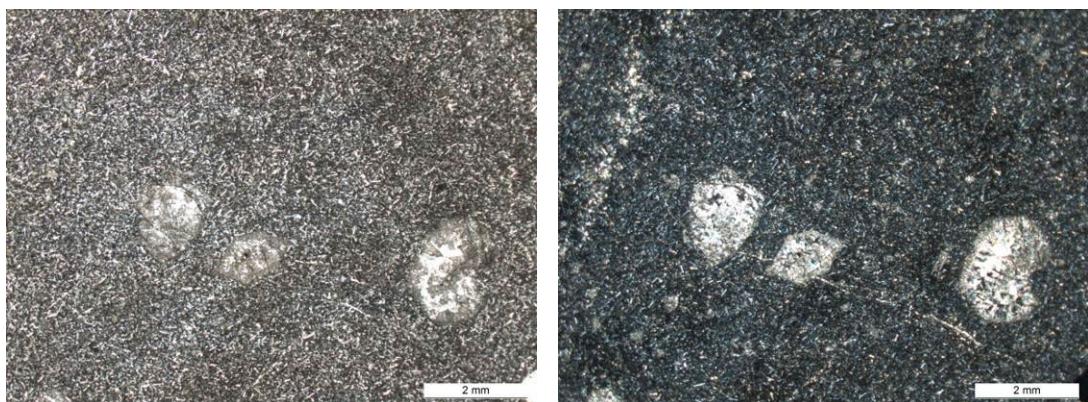


Fig. 124- Microphotos 1A15a LM C57453 : carbonates pseudomorphosant des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, des granules de clinopyroxène de la mésostase, et remplissant une vacuole (à droite) et deux fissures.

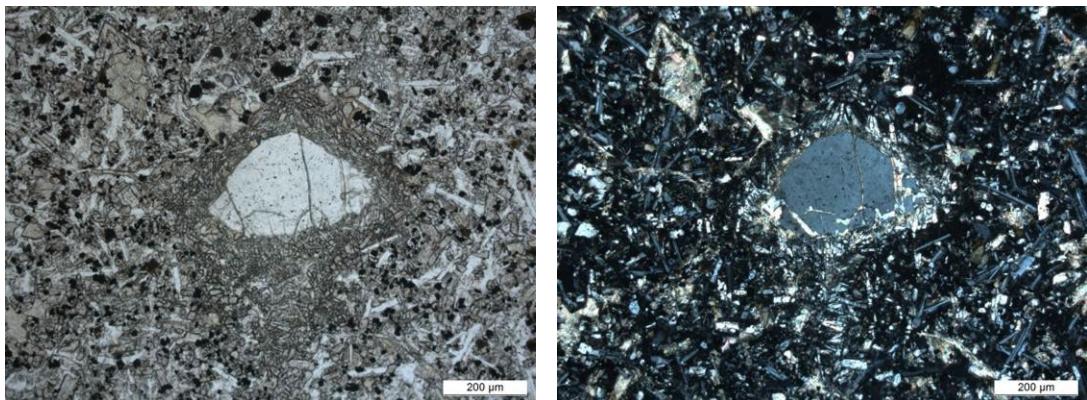


Fig. 125 - Microphotos 1A15b LM C57453 : xénocristal de quartz avec une couronne réactionnelle, constituée d'un amas de microcristaux de clinopyroxène, dans une mésostase formée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène plus ou moins carbonatisé et d'oxydes métalliques opaques microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'observation macroscopique de l'échantillon 1A14 montre une roche noire renfermant quelques petits phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, de taille inframillimétrique.

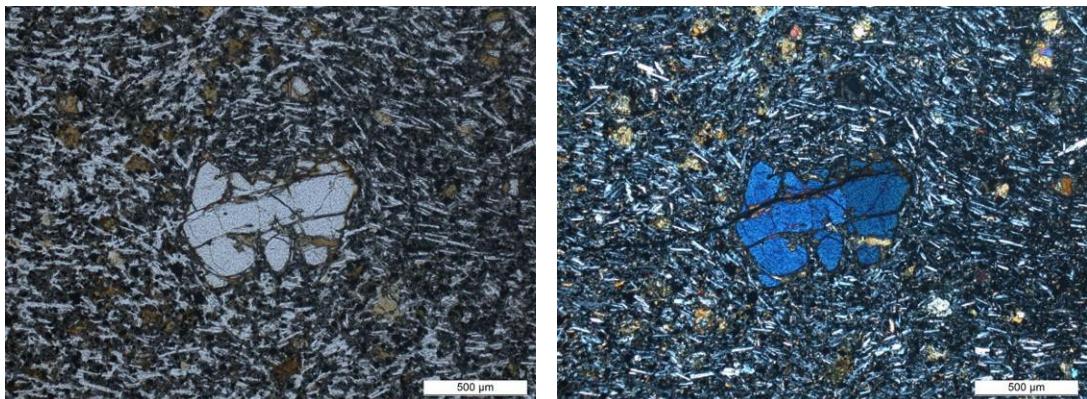


Fig. 126 - Microphotos 1A14 LM C57452 : phénocristal d'olivine peu altérée en iddingsite (au centre), dans une mésostase à texture fluidale, soulignée par l'orientation planaire des microlites de plagioclase, riche en olivine, plus ou moins altérée en iddingsite, et en granules de clinopyroxène, et renfermant des oxydes métalliques opaques microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'étude pétrographique en lame mince (fig. 126) confirme le caractère très peu porphyrique, se traduisant par une faible teneur modale (1 à 2 %) en phénocristaux d'olivine, peu altérée en iddingsite, plus clinopyroxène. En revanche la mésostase est riche en petits cristaux d'olivine, plus ou moins altérée en iddingsite, et en granules de clinopyroxène ; cette mésostase présente une texture fluidale, soulignée par l'orientation planaire des microlites de plagioclase et renferme en outre des granules d'oxydes de fer et/ou titane, opaques.

Lambeaux de coulée(s) du secteur de Saulzet-le-Froid – la Garandie. Dans ce secteur les ruisseaux du Labadeau et de la Narse convergent pour former la Veyre, et les basaltes du Miocène supérieur affleurent au fond des vallées dans la zone de convergence, au sein d'un quadrilatère Saulzet-le-Froid – Espinasse – la Garandie – Zanières.

Au cœur de ce quadrilatère, au Sud de Montcharlet, en contrebas d'une piste, des affleurements rocheux (1D20) montrent un basalte à débit en dalles, constitué d'un faciès gris sombre avec environ 10 % de vacuoles, de taille variant entre 1 mm à 1 cm, tapissés ou remplies d'un minéral blanc. Ce faciès est riche en phénocristaux de taille \leq 3 mm, constitués d'abondante olivine, plus ou moins altérée en iddingsite, et de clinopyroxène subordonné. L'étude microscopique (fig. 127-129) confirme le caractère porphyrique, qui se traduit par une teneur modale de l'ordre de 25 % en phénocristaux d'olivine plus clinopyroxène zoné. Une altération en iddingsite est systématiquement présente en bordure de l'olivine et concerne fréquemment la partie interne, en partie ou en totalité. La mésostase, altérée, est formée de microcristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxydes métalliques, et renferme des vacuoles tapissées à complètement remplies d'un minéral blanc en cocardes, à faible biréfringence, qui est probablement une zéolite.

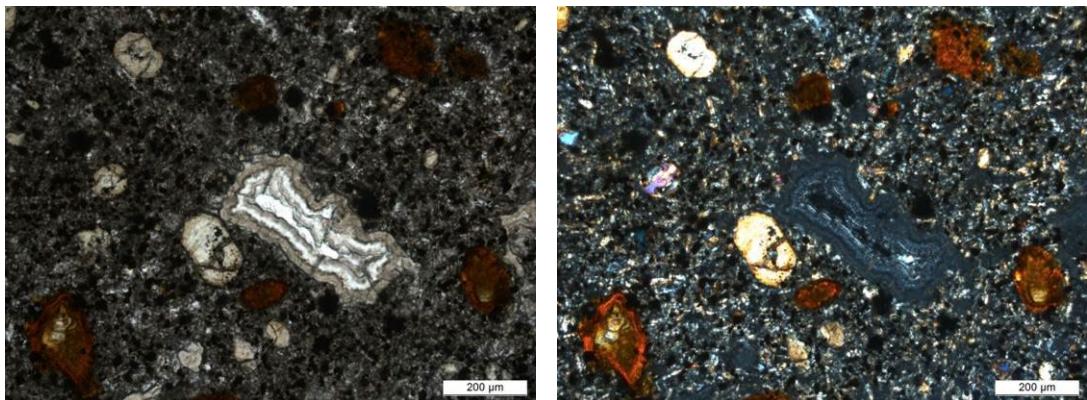


Fig. 127 - Microphoto 1D20a-LM C57203 : phénocristaux d'olivine altérée en iddingsite et de clinopyroxène zoné ; vacuole avec un remplissage en cocarde, constitué de zéolite.

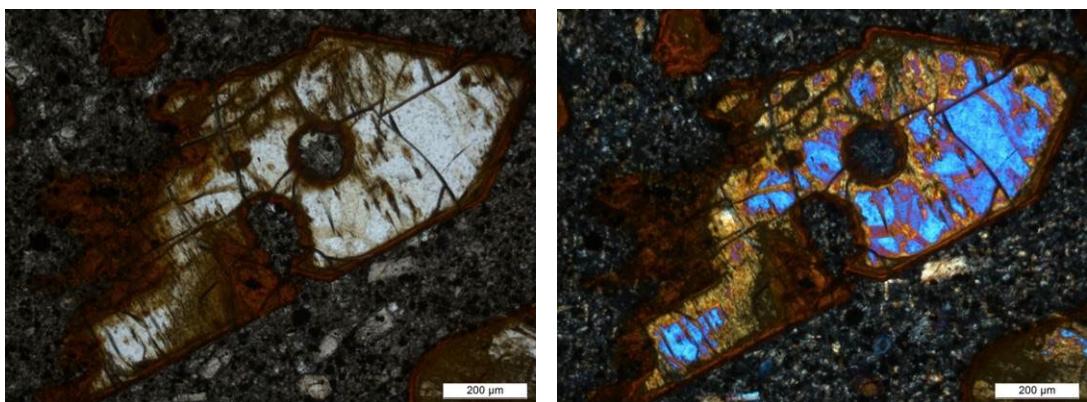


Fig. 128 - Microphoto 1D20b-LM C57203 : détail d'un phénocristal d'olivine partiellement altérée en iddingsite.

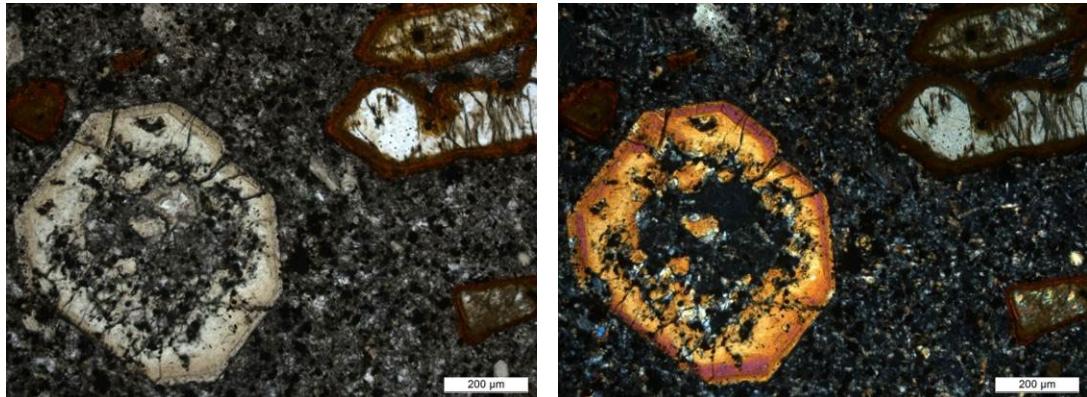


Fig. 129 - Microphoto 1D20c-LM C57203 : phénocristaux de clinopyroxène zoné (à gauche) et d'olivine partiellement altérée en iddingsite (en haut à droite) dans une mésostase microgrenue altérée
microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Par ailleurs, les basaltes de type planète inférieure 1 d'Aurières affleurent abondamment en rive gauche du Labadeau, dans une grande partie du village de Saulzet-le-Froid et au SW de ce village. Ces basaltes présentent fréquemment un débit en billes, de taille centimétrique, comme par exemple dans une petite carrière abandonnée située à l'extrême ouest du hameau de Souverand, en bordure nord d'une piste ; le basalte de cette carrière est porphyrique avec des phénocristaux de clinopyroxène noir de 1 à 6 mm de longueur, bien visibles macroscopiquement. Immédiatement au Nord du bourg de Saulzet-le-Froid, sous une coulée de sancyite, apparaît un basalte analogue surmonté d'un faciès altéré, de teinte violacée, avec d'abondantes vacuoles, dont la taille varie entre 1mm et 2 cm, tapissées d'une pellicule d'argile jaunâtre. Plus au NW, à 600 m à l'Ouest du hameau d'Espinasse, au lieu-dit le Couleix, se trouve un autre affleurement de basalte porphyrique à débit en billes, constitué d'une mésostase de teinte gris-clair, au sein de laquelle on distingue à l'œil nu des phénocristaux de clinopyroxène noir, de longueur \leq 3 mm, et d'olivine, de taille \leq 1 mm.

L'étude de ce basalte en lame mince montre que la mésostase a une texture microlitique et permet de préciser que la proportion de phénocristaux est de 15 à 20 %, avec une prédominance de l'olivine en cristaux arrondis ou rarement amiboïdes, sur un clinopyroxène brun clair, présentant parfois une macle en sablier. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase et d'abondants minéraux colorés : clinopyroxène, olivine altérée en iddingsite et oxydes de fer et/ou titane.

m5-6ω¹. Mélanéphélinite (ankaratrite) de la planète inférieure 2 d'Aurières, 1- m5-6brω¹ : tufs et brèches phréato-magmatiques du diatrème de Montcharlet. La coulée d'ankaratrite, qui se trouve au Sud et à l'Est du village d'Aurières et à l'Ouest de la Chaîne des Puys, est issue du diatrème situé au sommet de la colline de Montcharlet, à 2 km au Sud-Est d'Aurières, autour du point coté z=1032 m. Ce diatrème a une forme elliptique avec un grand axe N20°E de 350 m et un petit axe de 250 m. Sur la carte l'anneau de tufs et brèches phréato-magmatiques (**m5-6brω¹**) apparaît sous forme de deux croissants, sur les flancs nord et sud à est de la colline, mais ces roches sont probablement très altérées et les affleurements correspondants ont disparu par suite du développement de la végétation. Immédiatement au Nord du point=1032 m l'ankaratrite se trouve sous forme de blocs épars, constitués d'un faciès porphyrique avec des vacuoles ovoïdes de 1 mm à 1 cm de longueur. Au sein d'une mésostase gris clair se détachent d'abondants phénocristaux de clinopyroxène noir, en prismes de 1 à 5 mm de longueur, et d'olivine altérée en iddingsite, de forme plus ou moins arrondie et 1 à 3 mm de longueur. Plus à l'Est affleure un faciès porphyrique non vacuolaire, de teinte gris sombre, riche en phénocristaux de clinopyroxène, de 1 à 5 mm de longueur également, et d'olivine généralement plus fraîche que dans le faciès vacuolaire.

Au Nord de Montcharlet subsiste un grand lambeau d'ankaratrite, discontinu par suite des recouvrements superficiels. La coulée s'élargit vers le NNW pour atteindre un maximum à l'Est d'Aurières, où elle se termine vers 975 à 980 m d'altitude. Immédiatement à l'Ouest de la Garandie, la partie sud-est de la coulée d'ankaratrite a été exploitée dans une carrière abandonnée se trouvant autour de z=1012 m, alors qu'un basalte de la planète inférieure 1 d'Aurières se trouve une vingtaine de mètres plus bas, ce qui constitue un argument en faveur de la postériorité de l'ankaratrite par rapport au basalte (**m5-6β**). L'ankatrite de cette carrière est une roche très faiblement porphyrique avec quelques petits phénocristaux d'olivine, de 1 à 2 mm de longueur, sertis dans une mésostase gris sombre, riche en microcristaux d'olivine fortement à complètement pseudomorphosée en idddingsite, ce qui leur confère une teinte rougeâtre.

À 3,5 km à l'Ouest de la Garandie, deux petits vestiges de la coulée se trouvent l'un immédiatement au Sud du hameau de Fontsalive et l'autre à 700 m au Nord de ce hameau. Ces deux lambeaux sont séparés par un dépôt d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**), qui ennoie une partie de la coulée d'ankaratrite.



Fig. 130 - Ankaratrite avec un débit en prismes convergeant vers le haut, dans la carrière abandonnée située autour du point coté z=906 m au Sud de Nébouzat – photo PC 1A21 04/05/2011.

Par ailleurs, un petit pointement d'ankaratrite, de forme elliptique avec un grand axe de 200 m et un petit axe de 150 m, se trouve à 3 km au Nord d'Aurières, dans une carrière abandonnée située autour du point coté z=906 m, en bordure sud-ouest de la déviation de la N 89, qui passe au Sud de Nébouzat. L'ankaratrite y

présente un débit en prismes qui convergent vers le haut (fig. 130), ce qui suggère qu'elle constitue un neck recouvrant la partie septentrionale de la planète inférieure 1 d'Aurières, de composition basaltique (**m5-6β**). En allant vers le NW l'ankaratrite est plus fracturée et présente une altération en boules. L'ankaratrite fraîche est une roche très sombre, constituée d'une mésostase noire dans laquelle sont sertis quelques petits phénocristaux, de 1 à 3 mm de longueur, de clinopyroxène noir et d'olivine vert pâle.

m6β⁸. Basalte ankaramitique de type sommet du Puy de Roussat (5,9 Ma). À l'Est de St-Victor-la-Rivière, dans la partie la plus méridionale de la carte, J.-C. Besson a distingué sur sa maquette à 1/25 000 du quart sud-ouest de la carte Veyre-Monton (VM5-6) un grand lambeau d'ankaramite, situé au-dessus de ceux du Puy de Murat et daté à 5,9 Ma (Santoire, 1976, *in* Besson, 1978, p. 118) c'est à dire du Messinien (**m6**).

Sur son côté oriental ce lambeau se situe entre la courbe de niveau $z=1000$ m et le point coté $z=1044$ m, sommet du puy qui se trouve au NW du hameau de Roussat, ce qui fait donc une épaisseur de 44 m si on suppose que la coulée est horizontale. Sur le flanc sud-ouest du puy le relief est très abrupt et donne lieu à un paysage spectaculaire avec un impressionnant empilement de coulées d'ankaramite, comme le montre la photo 6C33 (fig. 131). Les coulées supérieures, prismées, sont celles du Puy de Roussat, tandis que les coulées inférieures font partie du système du Puy de Murat.

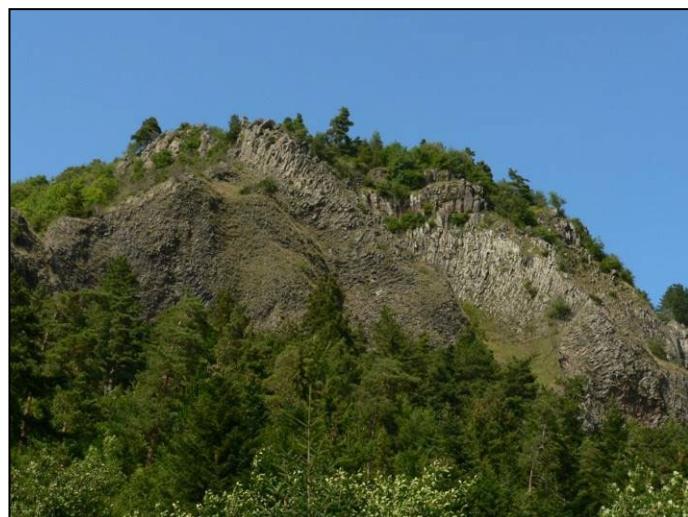


Fig. 131 - Spectaculaire empilement de coulées d'ankaramite sur le flanc sud du Puy de Roussat, vu depuis le pont situé à la cote $z=842$ m qui permet à la D 621 de franchir le ruisseau de Malvoisière
photo PC 6C33 03/08/2010.

Au Sud-Est de St-Victor-la-Rivière, une piste partant de la D 5 vers l'Est permet d'accéder au plateau de la Chaux¹⁰ sur lequel se trouve la partie sommitale de l'ankaramite du Puy de Roussat. Au point coté $z=1044$ m, l'ankaramite apparaît sous forme de blocs de taille variable, dispersés au milieu de la végétation, jusque vers la courbe de niveau $z=1020$ m où la coulée prismée se trouve en place. Cette coulée est constituée d'un basalte légèrement porphyrique avec de petits phénocristaux de 0,5 à 3 mm de longueur, dispersés dans une mésostase riche en microcristaux rougeâtres, constitués d'iddingsite, dans un fond sombre.

L'observation en lame mince (fig. 132-133) montre que la roche contient 15 à 20 % de phénocristaux, constitués essentiellement d'olivine avec une fine bordure d'iddingsite et accessoirement de clinopyroxène. La mésostase, altérée, est constituée d'abondants microcristaux d'olivine presque entièrement altérée en iddingsite, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane, et de microlites de plagioclase. Cette mésostase renferme en outre quelques petits xénocristaux de quartz, qui présentent une couronne réactionnelle, constituée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène, et/ou sont ciblés de fines aiguilles d'amphibole vert pâle.

¹⁰ Toponyme indiqué uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

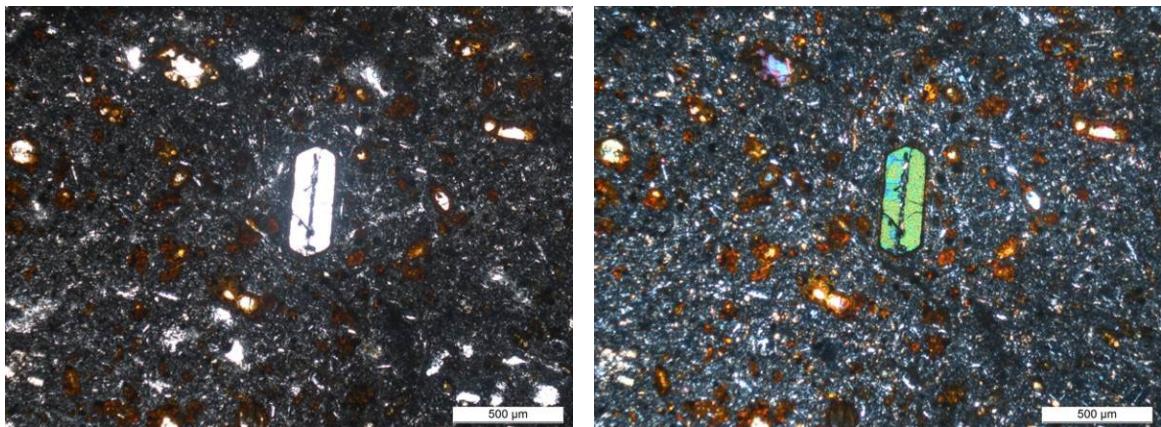


Fig. 132 - Microphotos 6C44a-LM C59236 : petit phénocristal d'olivine avec une fine bordure d'iddingsite, dans une mésostase altérée, constituée d'abondants microcristaux d'olivine presque entièrement altérée en iddingsite, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane et de microlites de plagioclase.

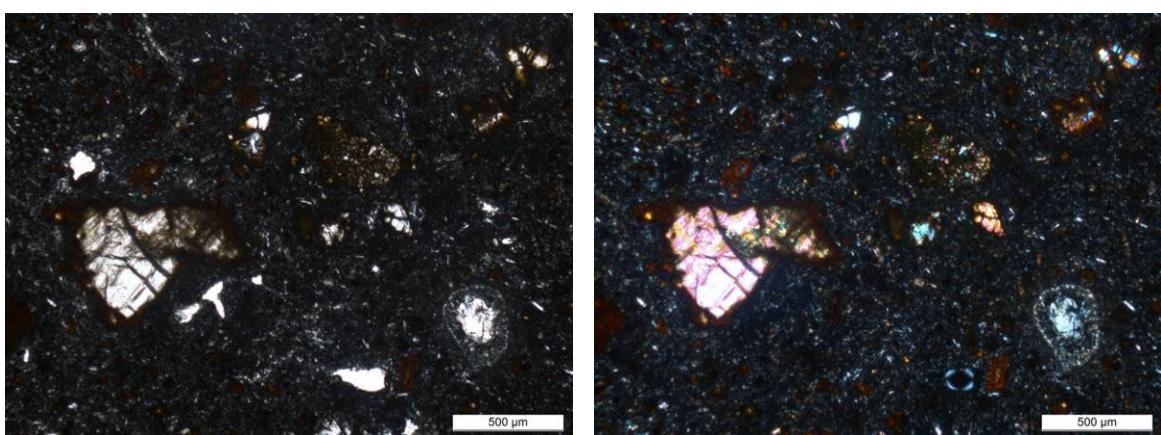


Fig. 133 - Microphotos 6C44b-LM C59236 : idem avec en plus, en bas à droite, un petit xénocristal de quartz et sa couronne réactionnelle constituée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes

par P. Chèvremont relu par Pierre Boivin

Sur le plateau des Dômes se trouvent quelques formations sédimentaires et/ou volcaniques dont l'âge est supposé se situer autour de la limite de 5,3 Ma entre le Miocène et le Pliocène et qui sont corrélativement qualifiées de mio-pliocènes avec la notation **m6-p1**. Ces formations mio-pliocènes et les formations volcaniques pliocènes (**p1** à **p2**) du plateau des Dômes, décrites dans le chapitre suivant, ont été cartographiées à 1/25 000 par les auteurs suivants : A. de Goërs de Herve et P. Chèvremont pour le quart nord-ouest (VM1-2) ; J.-C. Besson pour le quart sud-ouest (VM5-6) et P. Labazuy *et al.* (2004) qui ont révisé une partie de ce dernier quart, située au nord de St-Nectaire. Pour la rédaction de la présente notice nous avons emprunté des éléments de description aux thèses de J.-C. Besson (1978) et de M.-H. Ly (1982), ainsi qu'à la synthèse de P. Labazuy *et al.* (2004), et nous avons complété avec nos propres observations, le cas échéant.

Sur le territoire de la carte Veyre-Monton, les formations mio-pliocènes du plateau des Dômes sont peu développées et comportent (i) de petits pointements de basaltes s.l. ou de leucobasalte, cartographiés par A. de Goërs de Herve à l'Ouest du hameau de Saignes, dans la partie nord du quart sud-ouest de la carte (VM5), (ii) le complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid (VM1) et (iii) des alluvions fluviatiles, sablo-argileuses, situées sous des coulées de basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux, dans le quart sud-ouest de la carte (VM5-6).

m6-p1 β s. Basaltes s.l. des sucs situés à l'Ouest de Saignes. 1-m6-p1 β . Trachybasalte à nodules de péridotite du suc de Teirilloux. À l'Ouest du hameau de Saignes, sur la commune du Vernet-Ste-Marguerite, au sein d'éboulis et de colluvions basaltiques du versant sud du relief du bois de Saignes, « émergent » trois pointements basaltiques : le suc de Teirilloux, qui culmine au point coté z=1109 m et deux petits sucs (suquets) satellites situés l'un à 400 m au Nord-Ouest, autour du point coté z=1119 m, et l'autre à 800 m plus à l'Ouest autour point coté z=1152 m : le rocher de Peyrouve¹¹.

A. de Goërs de Herve a cartographié ces trois sucs sur sa maquette inédite à 1/25 000 de la partie septentrionale du quart sud-ouest de la carte Veyre-Monton, leur a attribué un âge mio-pliocène et une lithologie différente à chacun des trois sucs : basalte s.l. pour le Rocher de Peyrouve, basalte s.l. à olivine pour le suc de la cote 1119 et leucobasalte pour le suc de Teirilloux.



Fig. 134 - Suc de basalte s.l. à olivine de la cote z=1119 m
a : vue d'ensemble du suc, depuis le Sud, avec son débit en prismes convergant vers le haut
b : vue de détail des prismes fracturés – photos PC 5A29 27/09/2013.

Le petit suc de la cote z=1119 m a une forme conique avec un diamètre de 50 m à la base affleurante et présente un débit en prismes qui convergent vers le haut (fig. 134a). Dans le détail ces prismes sont plus ou moins fracturés (fig. 134b). Il est constitué d'un basalte s.l. à mésostase gris sombre gris sombre, renfermant environ 10 % de phénocristaux de taille \leq 3 mm, constitués d'olivine et de clinopyroxène, et de rares petits nodules de péridotite de taille infracentimétrique.

Le suc de Teirilloux a une forme subelliptique avec un grand axe de 250 m et un petit axe de 175 m. Il est recouvert en grande partie par de la végétation (fig. 135-b) et a fait l'objet d'une petite exploitation dans une

¹¹ Ce toponyme et les 3 cotes citées ne figurent pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

carrière abandonnée située sur son flanc sud. Cette carrière permet de bien observer un débit en prismes relativement grossiers (fig. 135b).



a

b

Fig. 135 - Suc de Teirilloux - photos PC 5B07 27/09/2013

a : vue d'ensemble depuis le sud-ouest ; b : vue de détail dans la carrière abandonnée située à l'extrémité sud du suc.

Il est constitué d'une roche de teinte gris clair, avec des plaquages brun-rouille sur des plans de fissuration. Dans une abondante mésostase subaphyrique on distingue difficilement quelques petits phénocristaux – de taille ≤ 1 mm – d'olivine altérée et de clinopyroxène, ainsi que de rares petits nodules de périclase de taille ≤ 2 mm. En outre l'échantillon prélevé dans la carrière se singularise par la présence d'une petite enclave de roche plutonique hololeucocrate à grain fin et de forme anguleuse, avec une section carrée de 2 cm de côté.

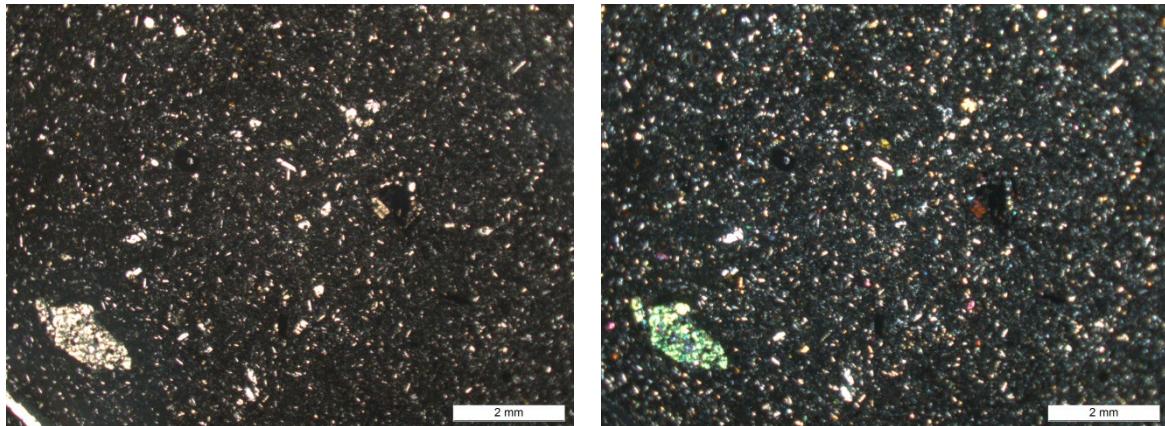


Fig. 136 - Microphotographies 5B07a - LM C59226 : petits phénocristaux d'olivine, altérée en iddingsite, de clinopyroxène (difficile à distinguer) et de plagioclase et petit nodule de périclase (en bas à gauche) dans une mésostase subaphyrique à microlites de plagioclase.

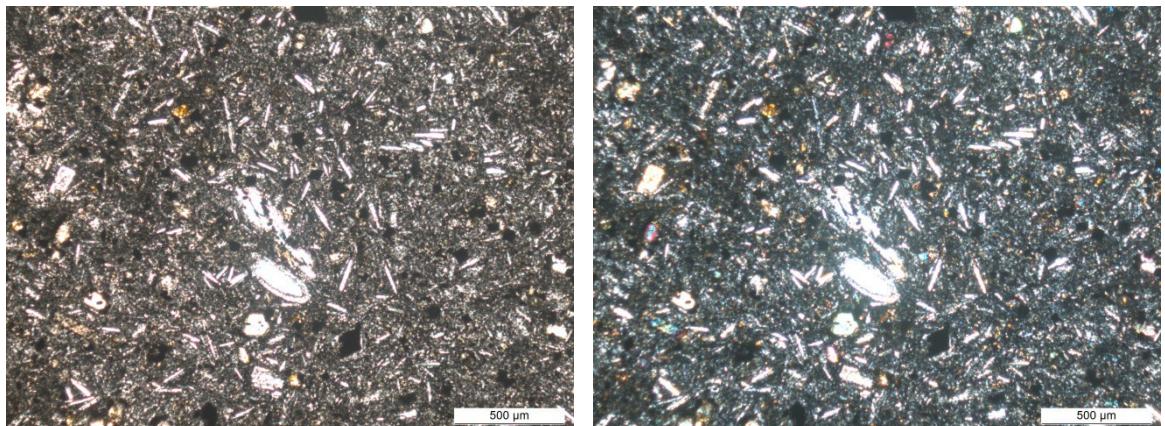


Fig. 137 - Microphotographies 5B07b - LM C559226 : vue de détail de la mésostase, riche en microlites de plagioclase divergents - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'étude de cet échantillon en lame mince montre que cette enclave consiste en un cumulat d'orthose perthitique, en lattes orientées de longueur ≤ 1 mm, avec du zircon accessoire, et présente une bordure réactionnelle riche en microlites feldspathiques. La même étude microscopique montre que la proportion de phénocristaux est de l'ordre de 10 % en volume et que la paragenèse de ces phénocristaux comporte non seulement de l'olivine, altérée en iddingsite, et du clinopyroxène, vert et parfois zoné, mais encore du plagioclase en microlattes de longueur millimétrique (fig. 136). La mésostase est constituée d'abondants microlites de plagioclase, divergents, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane (fig. 137). Elle renferme en outre un petit xénocristal de quartz.

m6-p1β. Basaltes s.l. de type série inférieure des plateaux. Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, P. Labazuy et al. (2004) attribuent à la série inférieure des plateaux les laves sombres, à probable composition de basanite, des coulées suivantes :

- La coulée inférieure qui apparaît de part et d'autre du Puy de Châteauneuf : vers 900 m d'altitude à l'Ouest de ce puy et vers 850 m à l'Est de ce puy.
- Les coulées inférieure et supérieure du ruisseau de Sozède¹², qui affleurent sur les deux rives de ce petit cours d'eau et dans son lit, à l'ouest et au Nord-Ouest du hameau de Lenteuge, situé à 3 km au NE de St-Nectaire-le-Haut.

Les affleurements des deux rives consistent en de petits escarpements rocheux constitués d'un basalte s.l. à altération en boules ou à débit en plaquettes subhorizontales. La coulée inférieure repose sur le granitoïde de type Cournols–St-Nectaire, dont des affleurements rocheux se trouvent au Nord de Lenteuge, dans le fond du ruisseau et en rive droite. Les deux coulées ont une hauteur qui varie de 50 cm à l'ouest jusqu'à 3 m à l'Est et sont constituées d'un basalte s.l. analogue, à rares petits cristaux d'olivine altérée dans une mésostase gris sombre.

m6-p1VS. Complexe volcano-sédimentaire inter-basaltique de Saulzet-le-Froid. A. de Goë de Herve a défini et cartographié ce complexe, qui se situe géographiquement au Nord du bourg de Saulzet-le-Froid, au sein d'un secteur compris entre Espinasse et Montcharlet, au Sud, et allant jusqu'au hameau du Couhalion. Ce complexe est postérieur aux basaltes s.l. et à la mélanéphélinite des planèzes inférieures 1 et 2 d'Aurières, attribuées au Miocène supérieur (m5-6), et antérieur aux basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux, d'âge pliocène (p1-2) et *a fortiori* aux dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier (p2-q1Av1), qui le recouvrent localement.

Dans la légende de sa maquette à 1/25 000, finalisée en 1983, A. de Goë de Herve précise que le complexe a la composition lithologique suivante : argiles rouges, alluvions sablo-argileuses, tufs de maar, retombées pyroclastiques diverses, cinérites argileuses à débris végétaux. Depuis 1983 les conditions d'affleurement se sont fortement dégradées et le complexe est couvert de prés, de sorte que la composition du complexe ne peut plus être reconnue qu'à l'aide de forages ou de tranchées.

m-pF. Alluvions fluviatiles, sablo-argileuses, sous des coulées de basaltes s.l. pliocènes. Ces alluvions se trouvent uniquement dans le quart sud-ouest de la carte (VM5-6), à deux endroits :

- au Puy de Bessolles, où J.-C. Besson les a cartographiées à 1/25 000 et décrites sommairement dans sa thèse (1978) ;
- au Nord de St-Nectaire, où P. Labazuy et al. (2004) les ont cartographiées à 1/25 000 et décrites.

Au Puy de Bessolles, situé au Sud-Est de Murol, « une couche de sables fluviatiles à galets » se trouve entre la coulée de basalte ankaramitique basale, datée à 8,3 Ma (*in* Besson, 1978), c'est à dire de la partie inférieure du Miocène supérieur (m5), et une coulée de basalte doléritique de type Roca Neyra, rattachée au volcanisme du Cézallier avec un âge de 3,9 à 3,1 Ma (p1-2).

Cette « couche alluvionnaire » affleure notamment sur le flanc occidental du Puy de Bessolles, à une altitude d'environ 1010 m, sur le tronçon nord-sud de la piste et dans le talus de sa bordure orientale (fig. 138).

¹² Ce toponyme ne figure pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000



Fig. 138 - Affleurement d'alluvions fluviatiles dans le talus de la piste, sur le flanc occidental du Puy de Bessolles ; le crayon Critérium donne l'échelle et sa pointe est orientée vers le Nord – photo PC 5D53 10/08/2012.

À cet endroit le niveau alluvionnaire a une puissance visible de 2 à 3 m et un pendage est de 25° au 75, et il est constitué d'une alternance de minces lits, de 1 à 10 cm d'épaisseur, soit argileux, soit argilo-sableux, avec de fréquents galets de quartz.

Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, des lentilles d'alluvions fluviatiles, sablo-argileuses, se trouvent sous des coulées basaltiques attribuées à la série supérieure des plateaux, d'âge pliocène (**p1-2**) : d'une part, sous la coulée supérieure du plateau des Arnats-Chabareau, et, d'autre part, sous la coulée inférieure de Laval.

Au Nord-Est du hameau de Laval, affleure une lentille sablo-argileuse reposant sur des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**). Aux Arnats, la formation sablo-argileuse repose sur le granitoïde de type Cournols-St-Nectaire, à une épaisseur qui atteint 4 m et contient de nombreux produits basaltiques détritiques de toutes sortes, ainsi que des éléments du socle varisque. À la sortie nord-ouest du hameau, ces alluvions ont subi – au contact de la coulée basaltique un recuit thermique – se traduisant par une teinte rougeâtre (fig. 139). Au Nord du hameau de Lenteuge, la formation repose sur une coulée de basalte s.l. de la série inférieure des plateaux et ne montre qu'une épaisseur d'un mètre environ.



Fig. 139 - Coulée basaltique du plateau des Arnats-Chabareau (en haut) reposant sur des alluvions sablo-argileuses rubéfiées par suite du recuit thermique (en bas) – photo extraite de Labazuy *et al.* (2004).

Volcanisme pliocène du plateau des Dômes (5,3-2,6 Ma)

par P. Chèvremont et P. Boivin

Sur le plateau des Dômes, le volcanisme du Pliocène est représenté par l'écoulement cendro-ponceux trachytique de Farges, des tufs et brèches phréatomagmatiques, les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie, des vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées, des coulées de divers basaltes s.l., ainsi qu'un dôme et une coulée de trachybasalte.

Les éléments de chronologie relative permettent de diviser les basaltes s.l. mio-pliocènes des plateaux en trois séries successives : (i) inférieure, considérée comme mio-pliocène et de ce fait décrite ci-dessus (**m6-p1β**), (ii) intermédiaire, datée en deux points à 3,8 Ma et donc pliocène inférieure (**p1β**), et (iii) supérieure des plateaux (**p1-2β**). À cela s'ajoutent trois cas particuliers :

- le dôme de trachybasalte du Puy d'Alou, qu'entoure un dépôt d'avalanche de débris de la génération de Perrier ;
- la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, qui est issue du cône strombolien du Puy de la Vigéral, sur le plateau des Dômes, et s'étend vers l'Est jusqu'au bourg du Crest en Limagne, en faisant l'objet d'un spectaculaire phénomène d'inversion de relief ;
- le petit lambeau isolé de basalte doléritique, qui sur le plateau de la Pinière (VM6-7) se trouve au-dessus des coulées de basalte de Chazous, qui font partie de la série supérieure des plateaux.

Sept datations radiométriques par la méthode K-Ar donnent les âges suivants :

- 4 Ma pour l'écoulement cendro-ponceux trachytique des Farges ;
- 3,8 Ma pour les dômes trachytiques de Voissière et de Montmie, ainsi que pour un mélabasalte et un basalte doléritique du Puy de Bessolles (*in* Besson, 1978), que nous rattachons à la série intermédiaire des plateaux comme la coulée inférieure de Laval, datée à $4,25 \pm 0,15$ Ma (Cantagrel et Baubron, 1983). ;
- $3,8 \pm 1$ Ma pour le trachybasalte du Puy d'Alou et $3,37 \pm 0,26$ Ma pour celui de la montagne de la Serre (Cantagrel et Baubron, 1983).

Par ailleurs, au nord de St-Nectaire des coulées de la série supérieure des plateaux sont recouvertes par des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type « Grande Nappe », datés à $3,07 \pm 0,01$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Nomade *et al.*, 2012).

Ces âges radiométriques se situent autour de la limite de 3,6 Ma entre le Pliocène inférieur (**p1**) et le Pliocène supérieur (**p2**) et suggèrent que le pic du volcanisme pliocène du plateau des Dômes date de cette époque.

Parmi les vestiges de cônes stromboliens et/ou de projections scoriacées, autres que ceux du Puy de la Vigéral, certains sont associés à des coulées basaltiques de la série supérieure des plateaux, d'autres se superposent aux dépôts phréatomagmatiques de Farges et d'autres enfin n'ont pas de relation visible avec les entités pliocènes précitées, mais par souci de simplification nous mettons cependant tous ces produits stromboliens dans la même formation : **p1-2Sβc**.

p1trF. Écoulement cendro-ponceux trachytique de type Farges (4 Ma). Le hameau des Farges se trouve à 1,5 km à l'Est de St-Nectaire-le-Haut. L'écoulement cendro-ponceux affleure à l'Est de ce hameau, sur la bordure orientale du maar (cf. plus loin **p1phβ**), à deux endroits se situant à une altitude de 860 m environ : à la lisière ouest du petit bois situé à l'Ouest du point coté z=888 m et à 300 m plus au Sud-Est.

Il s'agit d'une roche beige compacte, mais relativement friable, renfermant de nombreuses ponces arrondies, vacuolaires et bulleuses, de 1 à plusieurs cm de longueur, de nature trachytique, dans lesquelles on peut observer de nombreux cristaux de feldspaths. Ces ponces ainsi que des fragments basaltiques et des cristaux libres de quartz et de biotite, de taille millimétrique, sont sertis dans une matrice cendreuse fine et compacte. À la lisière du petit bois un affleurement remarquable – d'allongement Nord-Sud, d'environ 100 m de long et 2 m de haut – permet d'observer à la base un niveau d'une trentaine de centimètres de puissance avec une matrice cendreuse plus fine, correspondant à un « basal layer ».

p1phβ. Tufs et brèches phréatomagmatiques de type maar de Farges. La structure phréatomagmatique des Farges recoupe des sédiments détritiques rupéliens (**g1ka**), affectés par une faille de direction N170°E

figurée sur la carte. Elle comprend deux entités morphologiques bien distinctes : (i) un diatème subcirculaire de 800 m de long sur 600 m de large, situé autour du hameau des Farges et constitué de brèches polylithologiques et de tufs lités, et (ii) les vestiges d'un anneau de tufs, situé au Nord et Nord-Est du diatème et constitué par une puissante masse de tufs basaltiques lités, d'allongement WNW-ESE.



Fig. 140 - Brèche volcanique à éléments hétérométriques, au sein du diatème des Farges - photo PC 6B45 05/08/2010.

De bons affleurements de brèches du diatème se trouvent le long de la piste qui va de la ferme des Farges vers l'ESE et de la piste Nord-Sud qui suit le ruisseau des Farges sur sa rive gauche. Ils montrent (fig. 140) des brèches dont les éléments sont hétérométriques – avec une taille de 1 à 20 cm – et polylithologiques, constitués d'une part de scories basaltiques vésiculées, plus ou moins vitreuses et/ou fortement palagonitisées par endroits, et, d'autre part, de fragments xénolitiques : blocs de granite, paquets d'argiles oligocènes, blocs basaltiques de nature et de taille variables, galets et petits débris de quartz. La matrice est un tuf volcanique de teinte jaunâtre et très friable, plus ou moins lité selon les endroits. Sous les plus gros fragments apparaissent fréquemment des figures d'impact de type « bomb-sag » et d'antidune, comme par exemple le long de la piste Nord-Sud qui passe à l'Est du point coté z=888 m (fig. 141).



Fig. 141 - Figure d'impact (bomb-sag) et antidune associée dans les dépôts phréatomagmatiques de l'anneau de tufs du maar de Farges ; en bordure du chemin, à l'Est de la colline de la cote z=888 m
photo de P. Labazuy et al. (2004).

Les valeurs du pendage des bancs bréchiques sont assez dispersées, en dehors de la partie la plus orientale du diatème, où les bancs ont un pendage centripète de 20 à 30° environ.

Les tufs du maar affleurent par exemple dans le talus nord-est de la piste ESE précitée, à 700 m à l'ESE du hameau des Farges, où ils sont finement lités et de teinte jaunâtre à brunâtre, et renferment des éléments polylithologiques, dont la taille varie entre 1 et 10 cm et qui sont plus ou moins abondants selon les niveaux (fig. 142 a-b). D'une manière générale la granulométrie est relativement fine et la taille des blocs est 2 à 3 cm en moyenne et atteint rarement le décimètre. Ces blocs sont essentiellement issus du substrat environnant : socle varisque, basaltes s.l. « anciens », argiles oligocènes et pences, non fibreuses. La partie juvénile est représentée par des bombes basaltiques, peu vésiculées, et des lapilli vitreux.

Les pendages sont faibles (5 à 10°) et disposés de façon centrifuge par rapport au diatème.



Fig. 142 - Tufs lités à fragments polylithologiques, de l'anneau de tufs des Farges
photos PC 6B48a-b 05/08/2010.

p1r. Trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie (3,8 Ma). Dans l'angle sud-ouest de la carte de Veyre-Monton, se trouvent deux dômes subcirculaires de composition trachytique : (i) le dôme situé au Sud du hameau de Voissière, intrusif dans le massif granitique de Chambon-sur-Lac et daté à 3,8 Ma, et (ii) le petit dôme satellite, qui est situé à 800 m plus au Sud-Ouest, au SSE du hameau de Montmie, et a fait l'objet d'une exploitation dans une petite carrière abandonnée située en bordure sud de la route D 36.

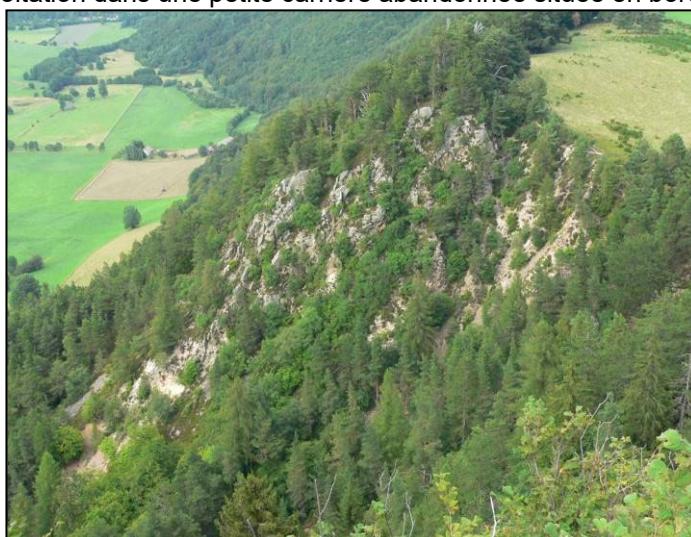


Fig. 143 - Flanc nord-ouest du dôme trachytique de Voissière, vu depuis le rocher de l'Aigle au Sud-Ouest ; en haut à droite, la partie la plus haute du flanc sud-est, recouvert de formations superficielles ; en arrière-plan à gauche la vallée glaciaire de Chaudefour, bordée à droite par le granite de Chambon-sur-Lac, boisé - photo PC 5C79 05/08/2009.

Le dôme de Voissière a une forme elliptique avec un grand axe SW-NE de 450 m et un petit axe de 300 m environ. Du côté nord-ouest il affleure de façon spectaculaire dans le bois de Voissière, à la faveur d'un relief très abrupt, entre 950 et 1090 m d'altitude, tandis que du côté sud-est il est en pente douce et recouvert de formations superficielles, ce qui permet un accès commode au sommet du dôme (fig. 143).

Les deux dômes sont constitués d'une roche hololeucocrate et porphyrique avec des phénocristaux de feldspaths de 1 à 5 mm de longueur, sertis dans une mésostase claire dans laquelle on distingue, avec l'aide d'une loupe, des paillettes de biotite ferruginisée et des cristaux d'oxydes métalliques. Cette roche

hololeucocrate est facile à tailler de sorte qu'elle a servi pour la confection de moellons et de linteaux comme cela apparaît dans des maisons du hameau de Voissière (fig. 144).



Fig. 144 - Maison de Voissière avec des moellons et des linteaux très clairs, taillés dans le trachyte porphyrique du dôme de Voissière – photo PC 5C30 05/08/2009.

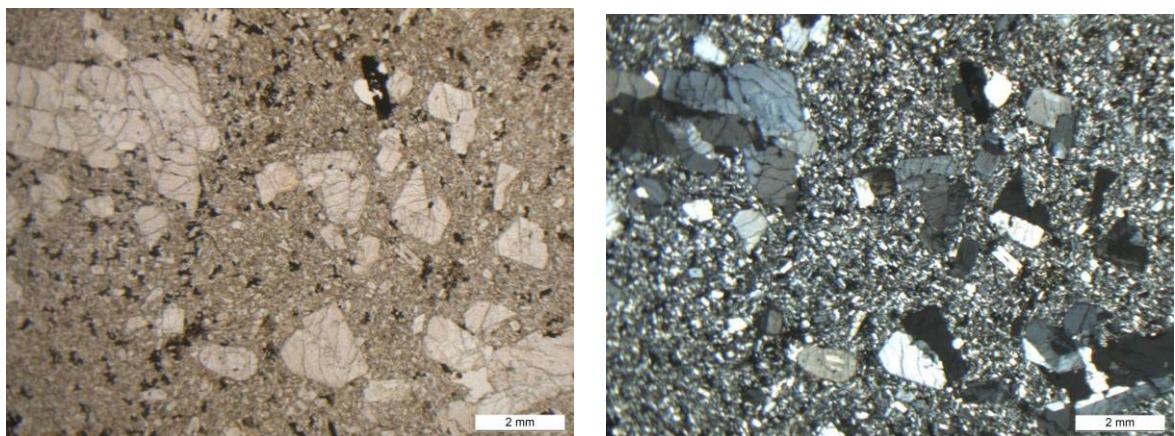


Fig. 145 - Microphotographies 5C24a - LM C52327 : phénocristaux de sanidine dans une mésostase renfermant des microlites de sanidine, de la biotite et des oxydes de fer et/ou titane.

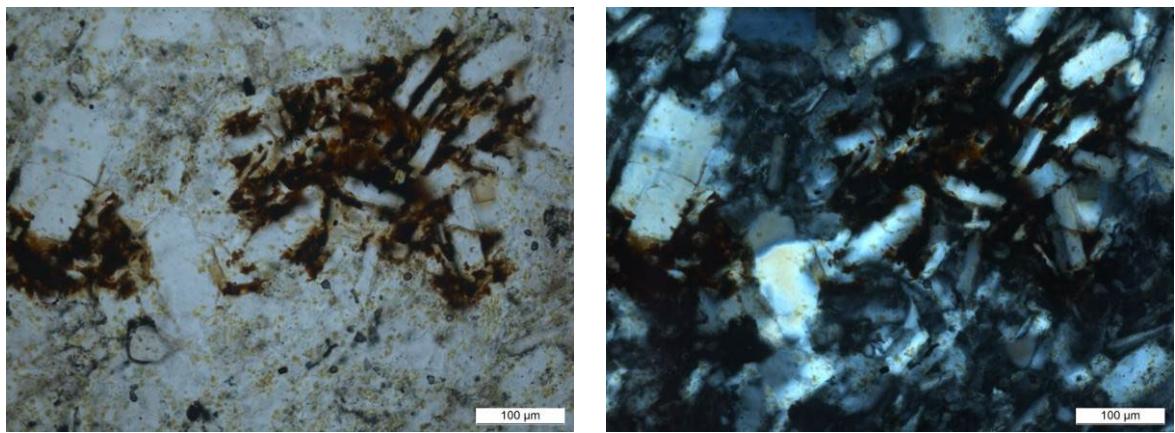


Fig. 146 - Microphotographies 5C24b - LM C52327 : détail de la mésostase avec microlites de sanidine et de la biotite ferruginisée - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'observation microscopique en lame mince (fig. 145) montre que les phénocristaux constituent 15 à 20 % de la composition modale et sont formés essentiellement de deux types de feldspaths en cristaux de taille variable, isolés ou en petits amas : (i) un feldspath composite à cœur d'oligoclase (An12) potassique et bordure de sanidine sodique, et (ii) de la sanidine Or60 à bordure d'anorthose-sanidine sodique (Batard, 1974, *in* Besson, 1978), et accessoirement de microcline quadrillé. La mésostase est constituée de microlites de sanidine sodique Or37-49, de biotite ferruginisée (fig. 146), de quartz tardif et des minéraux accessoires suivants : oxydes de fer et/ou titane, zircon, sphène plus ou moins altéré en leucoxène.

Dans la thèse de J.-C. Besson (1978, p. 150) figurent deux analyses chimiques de la « rhyolite » de Montmieu et une de celle de Voissière. Ces analyses donnent une composition très sodi-potassique : $\text{Na}_2\text{O}=6,10-6,34\%$ et $\text{K}_2\text{O}=5,15-5,88\%$ pour $\text{SiO}_2=68,43-67,88\%$, ce qui correspond à une composition de trachyte dans le diagramme TAS : Total Alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs Silica (SiO_2), compte tenu du fait que la roche est très pauvre en quartz. Pour les autres éléments majeurs : $\text{Al}_2\text{O}_3=16,74-14,16\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,77-3,96\%$, $\text{MgO}\leq 0,03\%$, $\text{TiO}_2\leq 0,60\%$, $\text{MnO}\leq 0,14\%$.

p1²β. Basaltes de type série intermédiaire des plateaux. p1²mβ. Mélabasalte. Dans le secteur situé au Nord St-Nectaire, P. Labazuy *et al.* (2004) attribuent à la série intermédiaire des plateaux les laves sombres, des entités suivantes :

- les deux coulées du Vernet-Ste-Marguerite – Cluchat, la coulée du Crapoux – la Pinarde, et la coulée inférieure du Breuil, toutes à probable composition de basanite ;
- la coulée d'ankaramite du plateau des Arnats.

Nous y ajoutons la coulée inférieure de Laval, datée à $4,25 \pm 0,15$ Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983). Cette coulée s'étend du Nord-Est de Laval jusqu'au Nord-Ouest de Sailles. Elle repose à son extrémité occidentale sur une mince lentille d'alluvions mio-pliocènes, puis sur des sédiments argilo-gréseux rupéliens (**g1ka**) et/ou, dans sa partie orientale, sur le horst granitique de St-Nectaire.

Dans le reste du quart sud-ouest de la carte (VM5-6) nous attribuons en outre à cette même série intermédiaire les entités suivantes cartographiées par J.-C. Besson ou A. de Goërs de Herve : la coulée de mélabasalte du Puy de Bessolles, des vestiges de coulée situés au fond de la vallée de la Monne en amont et en aval de Mareuge, la coulée du Puy de Saint-Roch, au Nord du Vernet-Ste-Marguerite, et deux lambeaux de coulée qui se trouvent au-dessus du cône strombolien pliocène de Beaune-le-Froid.

La coulée du Crapoux a fait l'objet d'une exploitation dans une petite carrière abandonnée, située à 300 m au Nord du hameau du Cluchat et montrant un basalte à olivine avec un débit en prismes auquel se superpose un découpage par des fractures subhorizontales. À son extrémité sud-est la coulée inférieure du Cluchat repose sur un massif de granitoïde de type Cournols – St-Nectaire et sur un filon de leucogranite de direction N170° E, qui recoupe ce massif et affleure de part et d'autre du lambeau de coulée.



Fig. 147 - Basalte s.l. à débit en débit en billes, en rive gauche de la Monne, à 2 km à l'Ouest de Mareuge
photo PC 5A18 25/09/2013.

Parmi les lambeaux de coulée de la vallée de la Monne, deux forment de petites buttes, situées à 2 km à l'Ouest de Mareuge, l'une en rive droite, l'autre en rive gauche. La butte de la rive gauche est constituée d'un

basalte s.l. à débit en billes (fig. 147), constitué d'une mésostase gris sombre dans laquelle sont sertis des phénocristaux de clinopyroxène noir de taille ≤ 2 mm pour la plupart avec un maximum de 5 mm, et d'olivine altérée en iddingsite de taille ≤ 4 mm. La proportion de phénocristaux est de l'ordre de 25 % avec une nette prédominance du clinopyroxène.

Mélabasalte. Le faciès de mélabasalte est distingué cartographiquement à l'aide d'une surcharge et de la notation **p1²mβ**, à deux endroits de la carte :

- à 600 m à l'ESE du hameau des Arnats, au Nord de St-Nectaire, où il s'agit d'une ankaramite constituant un petit lambeau qui se trouve à l'altitude $z=860$ m environ ;
- au Puy de Bessolles, au Sud-Est de Murol, où il s'agit d'un mélabasalte riche en olivine.

La coulée de mélabasalte du Puy de Bessolles, datée à 3,8 Ma (in Besson, 1978), affleure sur les flancs ouest, sud et est du puy, à une altitude comprise entre 980 et 1020 m environ, ce qui fait une épaisseur de l'ordre de 40 m si l'on admet que la coulée est horizontale. Elle surmonte une coulée de basalte doléritique, attribuée au volcanisme du Cézallier nord, et est recouverte par des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type « Grande Nappe » datés à $3,07 \pm 0,01$ Ma (Nomade *et al.*, 2012). De bons affleurements, faciles d'accès, se trouvent d'une part sur le flanc occidental au point de vue de la cote $z=1020$ m, et, d'autre part, sur le flanc oriental autour du point coté¹³ $z=1013$ m. Immédiatement au Sud de ce dernier point, en bordure ouest de la piste SW-NE, le mélabasalte présente un débit en prismes auquel se superpose une fracturation subhorizontale (fig. 148).



Fig. 148 - Affleurement de mélabaïte situé sur le flanc oriental du Puy de Bessolles, au Sud du point coté $z=1013$ m - photo PC 6C45 10/08/2012.

L'observation macroscopique montre une mésostase relativement altérée, de teinte grisâtre à brunâtre, renfermant (i) des phénocristaux, de longueur ≤ 3 mm, d'olivine verte à brunâtre et de clinopyroxène noir, (ii) de petits cristaux d'iddingsite et (iii) quelques petits nodules de périclase de taille infracentimétrique ; la teneur modale en phénocristaux est de l'ordre de 10 à 15 %.

L'étude microscopique d'une lame mince confirme le caractère mélano-crata, dû essentiellement à l'abondance d'olivine sous deux habitus : en innombrables petits cristaux fortement altérés en iddingsite dans la mésostase et en phénocristaux à bordure altérée en iddingsite (fig. 149).

Le clinopyroxène est également présent sous deux habitus : en granules dans la mésostase et en quelques phénocristaux (fig. 150). Les phénocristaux constituent environ 15 % de la composition modale, mais ont une taille hétérogène, variant entre 1 et 6 mm, et sont répartis de façon irrégulière. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de petits cristaux d'olivine complètement altérée en iddingsite et de granules de clinopyroxène et de minéraux opaques.

¹³ les points cotés $z= 1013$ et 1020 m ne sont pas indiqués sur la carte géologique, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

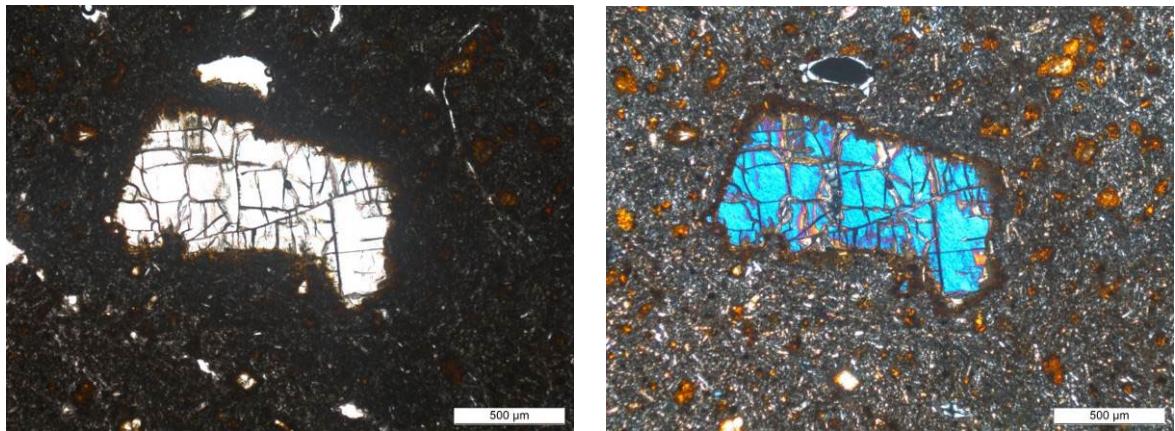


Fig. 149 - Microphotographies 5D54a - LM C59232 : phénocristal d'olivine à bordure d'iddingsite (au centre) dans une mésostase riche en petits cristaux d'olivine fortement altérée en iddingsite.

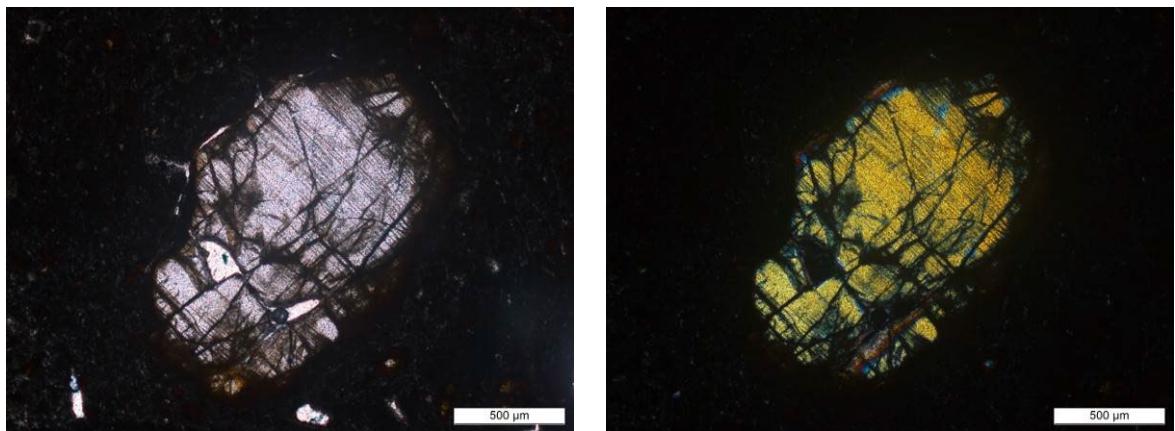


Fig. 150 - Microphotographies 5D54b - LM C59232 : phénocristal de clinopyroxène microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

p1-2S β c. Scories, projections scoriacées, restes de cônes très démantelés ou argilisés, centres d'émission certains ou supposés. * cône de scories, spatter cone. Ces entités sont présentes un peu partout dans la moitié occidentale de la carte. Comme pour les coulées de basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux localement associées, leur âge n'est pas connu avec précision et se situe probablement autour de la limite de 3,6 Ma entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur, d'où la notation p1-2.

Quart nord-ouest de la carte (VM1-2). Sur sa maquette à 1/25 000 du quart nord-ouest (VM1-2) et dans la légende correspondante, A. de Goërs de Herve a distingué d'une part neuf vestiges, associés à la coulée de basalte de la Montagne, au Sud d'Aurières (VM1), qui appartient à la série supérieure des plateaux (p1-2 β), et, d'autre part, le cône du Puy de la Vigéral (VM2) dont est issue la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre et qui est de ce fait décrit plus loin avec cette coulée (p1-2 $^L\beta$).

Quart sud-ouest de la carte (VM5-6) et angle sud-ouest du quart sud-est (VM7). Dans cette partie de la carte se trouvent les produits d'activité strombolienne pliocène des localités suivantes :

- Dans un secteur centre-nord, sur une ligne Ouest-Est passant par Beaune-le-Froid et St-Nectaire : les sites se trouvant à l'Ouest de Beaune-le-Froid et dans ce village ; le site de Rajat, au Nord-Est du hameau de Chautignat, au Nord de Murol ; le Puy de Chateauneuf et le site du hameau des Farges au Nord-Ouest et au Nord-Est de St-Nectaire-le-Haut respectivement. Les vestiges stromboliens de ces sites sont associés à des coulées de basaltes la série supérieure des plateaux (p1 $^3\beta$).

- Dans la partie la plus méridionale, entre St-Victor-la-Rivière et St-Diéry, d'Ouest en Est : les sites du hameau de Maisse, les lambeaux situés à l'Est de ce hameau et les grottes de Jonas, sans lien visible avec des coulées de basaltes pliocènes.

Site de Beaune-le-Froid. J.-C. Besson (1978) y a observé une masse stratifiée de lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseaux.

Grottes de Rajat. La colline de Rajat culmine au point coté $z=1039$ m et renferme des grottes troglodytes sur ses flancs sud et est (fig. 151-152).

Il s'agit de la partie centrale d'un cône strombolien où ont été conservés des produits comprennent des bombes en fuseau d'une quarantaine de centimètres de longueur, un grand nombre de blocs basaltiques et de scories vésiculées, ainsi que de nombreux cristaux de clinopyroxène trapus, le tout ayant une teinte rougeâtre caractéristique du faciès cœur de cône.



Fig. 151 - Colline de Rajat, vue depuis le Sud-Ouest.
Photos PC 5B06a-b 27/09/2013



Fig. 152 - Détail des dépôts stromboliens avec une grotte en haut à droite.

Comme dans le cas des grottes de Jonas (cf. plus loin), les scories n'ont probablement pas été soudées à chaud mais cimentées par des cristallisations de zéolites d'origine fumerolienne (P. Boivin, communication écrite, 2016).

Puy de Chateauneuf. Au Sud-Est du puy, qui culmine à la cote $z=939$ m, se trouve une protubérance, située autour du point coté $z=904$ m, dans laquelle sont implantées des grottes troglodytes. Cette protubérance est constituée d'une brèche basaltique de teinte rougeâtre à bombes en fuseau de taille variable et à lapillis et scories vésiculées, le tout étant recoupé par un dyke de basalte massif, de direction Ouest-Est et de puissance plurimétrique.

Site du hameau des Farges. À l'Est du hameau des Farges deux petites entités strombolienne se superposent aux tufs et brèches phréatomagmatiques décrits ci-dessus ($p1ph\beta$) l'entité la plus septentrionale étant même discordante sur la limite entre le diatème de Farges et son anneau de tufs. Des scories soudées rougeâtres, typiquement strombolienne, sont présentes au sommet de la structure, tandis que des bombes en « bouse de vache », de taille pouvant atteindre le mètre, apparaissent sur le flanc ouest. La coexistence de ces types de projections marque l'emplacement d'un petit « spatter cone ».

Sites du secteur de Maisse. Le hameau de Maisse se trouve sur la commune de St-Victor-la-Rivière, à 2 km à l'Est de l'église du village, au sein d'un cône strombolien situé sur le flanc sud de la coulée de basalte ankaramitique à olivine de type sommet du Puy de Roussat, datée à 5,9 Ma et décrite ci-dessus ($m6p^8$). La falaise – de plusieurs mètres de hauteur – située en bordure nord du hameau est constituée, de scories, de lapillis et de bombes ayant fréquemment une forme en « bouse de vache ». Des caves sont creusées dans les dépôts stromboliens situés à l'Ouest du hameau (fig. 153).

À l'Est de Maisse un lambeau de dépôts stromboliens rougeâtres se superpose sur le contact entre deux coulées de basalte ankaramitique : celle du sommet du Puy de Roussat et la coulée supérieure du Puy de Murat, puis plus à l'Est, au Nord-Est du hameau de Roussat, un autre lambeau, constitué de scories rougeâtres très vacuolaires, se superpose sur le contact entre les deux coulées les plus élevées du Puy de Murat.

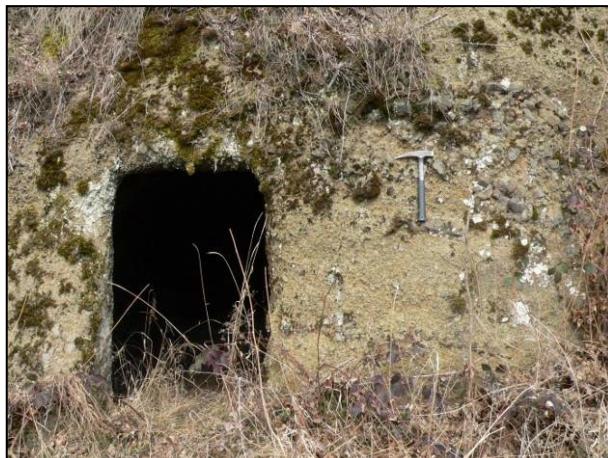


Fig. 153 - Entrée de cave dans les dépôts stromboliens à l'Ouest du hameau de Maisse
photo PC 5D36 25/03/2010.

Grottes de Jonas. Les grottes troglodytes de Jonas (fig. 154) se trouvent dans la partie la plus méridionale de la carte, au Sud de la route D 978. En partant du hameau du Cheix vers l'Ouest on y accède par une petite route sinuueuse. La formation strombolienne a une cinquantaine de mètres d'épaisseur et consiste en des projections scoriacées de teinte rougeâtre et de granulométrie relativement grossière. Les scories sont cimentées par des cristallisations de zéolites d'origine fumerolienne (P. Boivin, communication écrite, 2016).

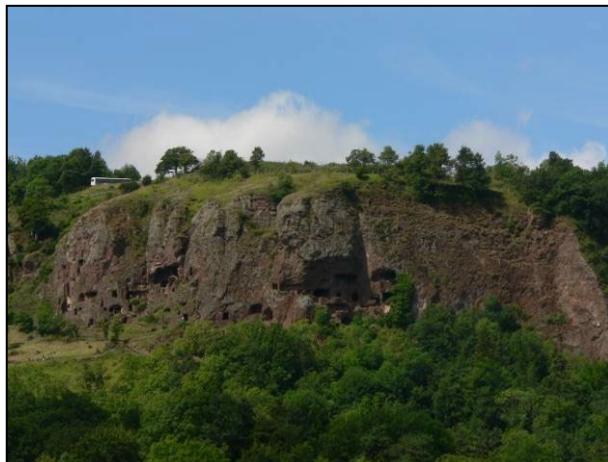


Fig. 154 - Site des grottes de Jonas, vu depuis l'Est - photo PC 6C46 03/08/2010.

p1-2 α . Paléosol ferrugineux anté-planèze supérieure d'Aurières. Sur sa maquette à 1/25 000 du quart nord-ouest de la carte Veyre-Monton (VM1-2), A. de Goërs de Herve a figuré deux petits corps lenticulaires de paléosol ferrugineux, d'environ 150 m de longueur, situés l'un à 900 m à l'WSW du centre du bourg d'Aurières, l'autre à 1 km au SSW de ce centre. Ces corps ne sont plus visibles sur le terrain en raison du développement de la végétation, mais nous les avons représentés sur la présente carte car ils se trouvent entre les deux planèzes basaltiques, inférieure et supérieure, d'Aurières et sont donc antérieurs à la planèze supérieure, qui se rattache à la série supérieure des plateaux.

p1-2 β . Basaltes s.l. de type série supérieure des plateaux. Ces basaltes sont présents un peu partout dans la moitié occidentale de la carte. Cependant, ils sont plus abondants dans le quart sud-ouest (VM5-6) que dans le quart nord-ouest où ils sont cantonnés pour l'essentiel à l'Ouest de la Chaîne des Puys (VM1) et sont attribués à la planèze supérieure d'Aurières par A. de Goërs de Herve.

Quart nord-ouest de la carte (VM1-2). Les coulées de basaltes s.l. de la planèze supérieure d'Aurières reposent soit directement sur le socle varisque, soit sur des coulées de la planèze inférieure, et sont localement recouvertes par des dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (p2-q1Av1) ou par des formations superficielles. Dans le secteur d'Aurières elles ont une direction générale Sud-Nord et vers le Nord elles s'étendent jusqu'au niveau du hameau de Recoleine, au Sud de Nébouzat.

Dans le talus d'un ancien chemin, envahi par des arbustes épineux et situé en rive droite de la Gorce à 900 m à l'WSW d'Aurières, au niveau du paléosol cartographié par A. de Goërs de Herve, affleure un basalte s.l. porphyrique à olivine et clinopyroxène se trouvant vraisemblablement dans la partie basale de la planète supérieure d'Aurières. L'olivine, plus ou moins altérée en iddingsite, apparaît sous deux habitus : en phénocristaux de 1 à 5 mm de longueur et en petits cristaux dans une mésostase de teinte gris-sombre. Les phénocristaux de clinopyroxène noir ont également 1 à 5 mm de longueur. L'étude pétrographique en lame mince permet de préciser que la proportion de phénocristaux est d'environ 30 % en volume, avec une nette prédominance de l'olivine sur le clinopyroxène. Les plus gros phénocristaux d'olivine sont recoupés par des fissures à remplissage de chlorite et/ou de talc ; ces minéraux d'altération colmatent en outre quelques fissures intercristallines. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase et de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane. Elle renferme de rares xénocristaux de quartz craquelés avec une couronne réactionnelle formée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène.

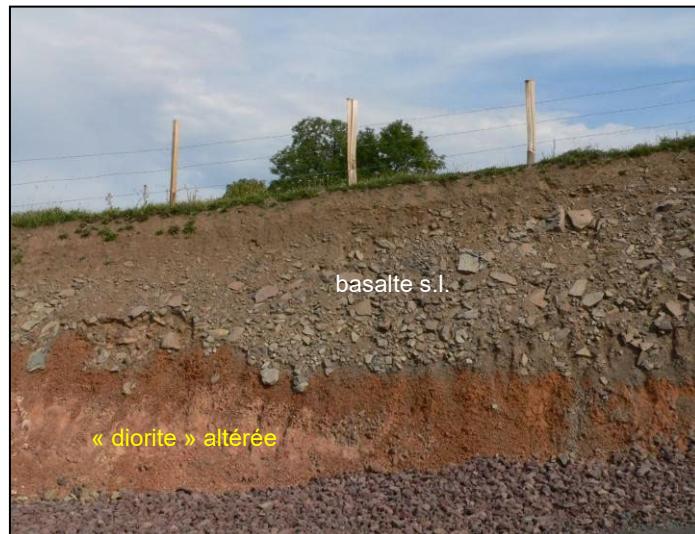


Fig. 155 - À 1 km au NE de Zanières, talus oriental d'une piste montrant une altérite de la « diorite » d'Aydat surmontée par une coulée de basalte s.l. à débit en dalles ; au premier plan scories de la Chaîne des Puys, en remblai de la bordure de la piste - photo PC 1D29a 24/09/2013.

Plus au Sud la planète la plus importante est celle du plateau de Chay, situé à l'Est du hameau de Zanières et de la Chaîne des Puys, dont l'altitude varie entre 980 et 1026 m et qui est probablement constituée d'au moins deux coulées de basaltes s.l. Sur son flanc septentrional et sur la majeure partie de son flanc oriental, cette planète repose sur le massif « dioritique » d'Aydat.



Fig. 156 - Un peu plus au Sud, dans le même talus oriental de la piste, dépôt d'avalanche de débris ravinant la coulée de basalte s.l. à débit en dalles - photo PC 1D29b 24/09/2013.

En 2013 la création d'une piste Nord-Sud, partant de la D 5 à 1 km au Nord-Est de Zanières, a mis à jour une coupe exceptionnelle. Immédiatement au Sud de l'intersection avec la D 5, le talus oriental de la piste montre

une isaltérite de la « diorite » d'Aydat avec à son sommet 70 cm d'allotérite rubéfiée, surmontée par la partie basale d'une coulée basaltique à débit en dalles (fig. 155). Un peu plus au Sud, le même talus montre le même basalte s.l. raviné par un dépôt d'avalanche de débris (fig. 156) de la génération de Perrier, décrit plus loin (**p2-q1Av1**). À 100 m à l'Est de la même intersection, une carrière abandonnée est implantée dans le même basalte s.l. à débit en dalles. Son observation macroscopique montre une mésostase grise renfermant (i) des phénocristaux d'olivine, partiellement altérée en iddingsite, de 1 à 6 mm de longueur, et des phénocristaux de clinopyroxène de taille ≤ 1 mm, (ii) de petits cristaux d'olivine complètement altérée en iddingsite, et (iii) de petites vacuoles, de diamètre < 1 mm, remplies d'une zéolite de teinte blanc laiteux. L'étude pétrographique d'une lame mince (fig. 157-158) montre que la proportion de phénocristaux est de 30 à 35 %, avec à peu près autant de clinopyroxène, très frais, que d'olivine, altérée en iddingsite soit en bordure et le long de craquelures (fig. 157), soit presque entièrement (fig. 158). La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de petits cristaux d'olivine altérée en iddingsite, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane. Une zéolite fibroradiée remplit, partiellement (fig. 157) à totalement (fig. 158) les vacuoles.

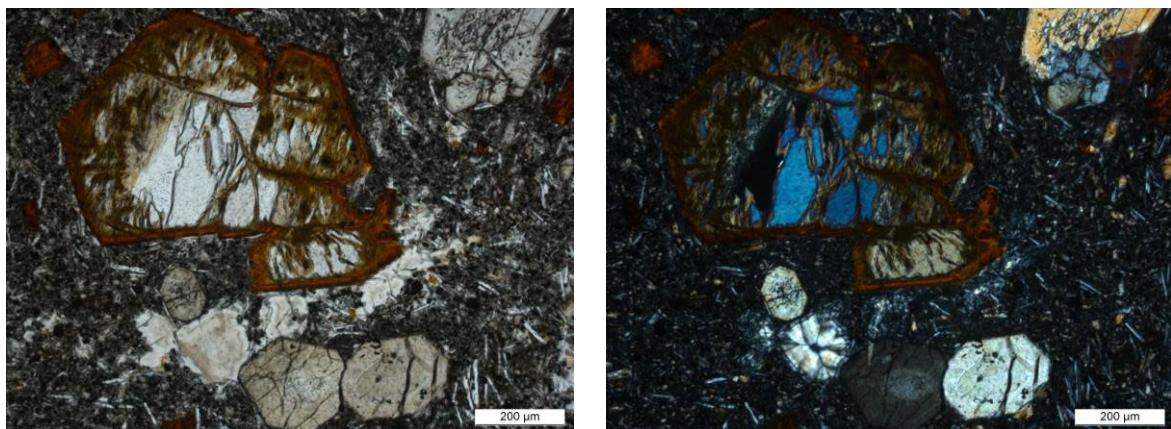


Fig. 157 - Microphotographies 1D04a - LM C57201 : phénocristaux d'olivine à bordure d'iddingsite et de clinopyroxène frais, et vacuole à remplissage de zéolite, dans une mésostase à microlites de plagioclase.

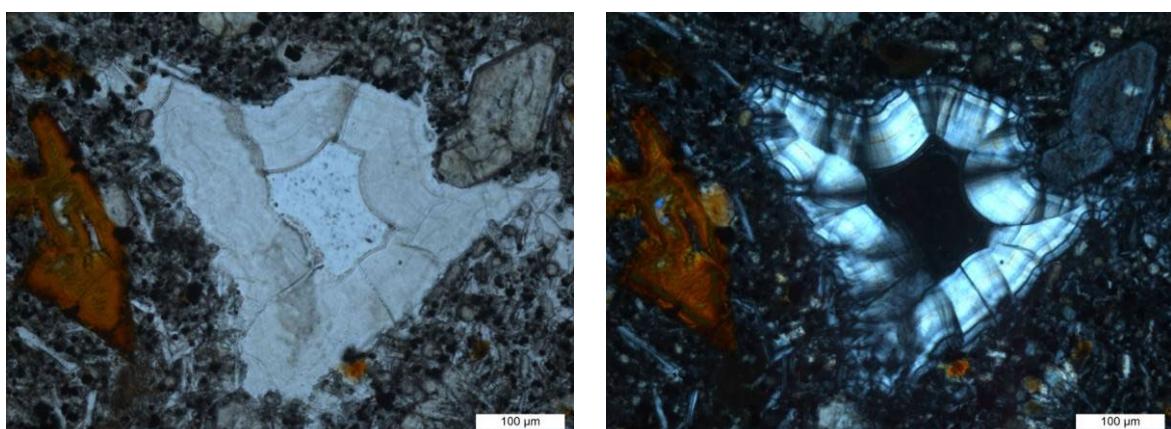


Fig. 158 - Microphotographies 1D04b - LM C57201 : au centre, vacuole à remplissage partiel de zéolite, à gauche phénocristal d'olivine fortement altérée en iddingsite ; à droite phénocristal de clinopyroxène ; mésostase microlitique microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Autour du point coté $z=1022$ m, à 700 m au Nord-Est du hameau de Monne, le basalte s.l. de la planète de Chay présente un débit en petits prismes (fig. 159), tandis qu'à 400 m plus au Sud-Ouest, immédiatement au NNW du point coté $z=995$ m¹⁴ un talus situé à l'Ouest d'un bâtiment agricole montre un sol brun de 20 cm d'épaisseur, renfermant de petits blocs de basalte et développé au-dessus d'un basalte s.l. fracturé et plus ou moins altéré (fig. 160). Le basalte s.l. de la cote $z=1022$ m (fig. 159) est analogue à celui de la petite carrière abandonnée (1D04) en dehors d'une plus grande fraîcheur se traduisant par une mésostase de teinte noire et une altération globalement plus faible de l'olivine en iddingsite. L'observation microscopique révèle la présence de quelques petits phénocristaux de plagioclase et de vacuoles à remplissage de calcite plus parfois zéolite au centre.

¹⁴ cette cote figure uniquement sur la carte IGN à 1/25 000



Fig. 159 - Autour du point coté $z=1022$ m basalte s.l. à débit en petits prismes - photo PC 1D15 23/03/2011.



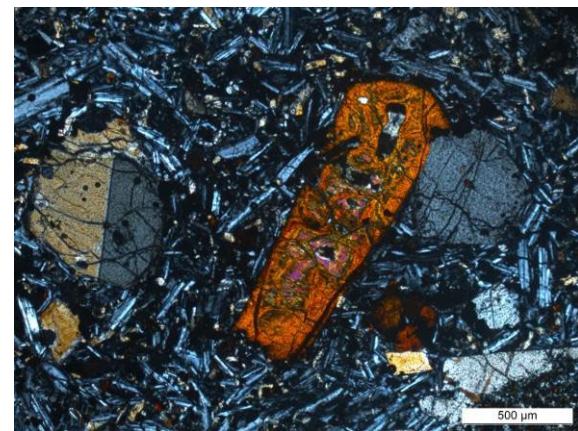
Fig. 160 - Au NNW du point coté $z=995$ m basalte s.l. fracturé et plus ou moins altéré, sous 20 cm de sol brun photo PC 1D17 23/03/2011.

Le basalte s.l. fracturé et altéré (fig. 160) contient des vacuoles de longueur ≤ 3 cm subhorizontales pour la plupart. Il présente une mésostase grise riche en petits cristaux d'olivine altérée en iddingsite, dans laquelle sont sertis de petits phénocristaux de longueur ≤ 3 mm de clinopyroxène et d'olivine également altérée en iddingsite.

Un cas particulier est celui de la colline de la Tourette, qui culmine à l'altitude $z=1022$ m à 1,3 km au Nord-Est du bourg de Saulzet-le-Froid. Au sommet de cette colline se trouve une petite dépression circulaire, avec une tourbière figurée sur la carte, entourée d'un basalte s.l. analogue à celui de la petite carrière abandonnée (1D04) en dehors de la teinte gris-violacé de la mésostase et d'une plus grande taille des phénocristaux de clinopyroxène, qui atteignent 5 mm de longueur.



Fig. 161 - Microphotographies 1D27 - LM 57454 : phénocristaux d'olivine, fortement à complètement altérée en iddingsite, et de clinopyroxène frais dans une mésostase à texture doléritique microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.



L'étude microscopique révèle une autre différence : la mésostase présente une texture doléritique divergente avec des lattes de plagioclase de 0,2 à 1 mm de longueur (fig. 161).

Quart sud-ouest de la carte (VM5-6). Dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire, nous attribuons à la série supérieure des plateaux les laves sombres des entités suivantes, du Nord au Sud et d'Ouest en Est :

- la coulée supérieure du plateau des Arnats-Chabareau, qui culmine au point coté $z=896$ m à l'Est du hameau des Arnats ;
- la coulée supérieure de Solignat-Chanteflotte, au Sud-Est du Vernet-Ste-Marguerite, qui culmine au point coté $z=998$ m ;
- la coulée supérieure du plateau de Campille (ou Champille), située entre les hameaux de Lambre, à l'Ouest, et de Lenteuge, à l'Est et culminant au point coté $z=938$ m (sur la carte IGN à 1/25 000) ;
- la coulée supérieure du moulin de Laval, qui apparaît au Nord et au Sud du ruisseau du Fredet et repose sur des sédiments détritiques rupéliers (g1ka) ;

- les coulées de Beaune-le-Froid ouest et sud, issues du cône strombolien (**p1Sβc**) de Beaune-le-Froid ;
- la coulée supérieure du plateau de Rajat, issue du cône strombolien (**p1Sβc**) des Grottes de Rajat, situé à l'Est de la coulée ;
- les trois coulées du secteur de Sauvagnat, Treizanches–Quinsat, Thones-le-Vieux, à l'Ouest du ruisseau de Quinsat ; les coulées de Chazous-la Pinière à l'Est de ce ruisseau, qui vers l'Est s'étendent jusque dans le quart sud-est de la carte (VM7).

Certaines de ces coulées sont partiellement recouvertes par les tufs cendro-ponceux de la « Grande Nappe » (**p2-q1tp**) et/ou par des dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**).

Nous classons également dans la série supérieure des plateaux la coulée de Conche, située en rive gauche du ruisseau du Treuil, au Sud de Saillant, dans la partie méridionale de la carte. Cette coulée est recouverte, du côté sud-ouest, par des dépôts d'avalanche de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**).

Les coulées supérieures des plateaux des Arnats–Chabareau et de Champille sont en forte inversion de relief et se situent plus haut que les deux coulées du ruisseau de Sozède et de Lenteuge, considérées comme mio-pliocènes (**m6-p1β**). Elles reposent en majeure partie directement sur un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire, sauf pour la partie orientale du plateau de Chabareau, où la coulée repose sur des sédiments détritiques rupéniens (**g1ka**). En outre, la coulée des Arnats–Chabareau repose sur deux lentilles d'alluvions mio-pliocènes, qui présentent localement un recuit thermique au contact de la coulée, comme cela est décrit ci-dessus (**m-pF**). Elles sont probablement contemporaines mais leurs directions d'écoulement convergent vers le hameau de Lenteuge, ce qui prouve que leur origine est différente et qu'elles se sont épandées dans deux paléovallees distinctes. La coulée sommitale du plateau de Chabareau est constituée d'un basalte s.l. irrégulièrement prismé, très sombre, quasi aphyrique avec de rares cristaux d'olivine et de clinopyroxène ; elle a une hauteur visible de 3 m en moyenne. La coulée sommitale du plateau de Champille est constituée d'un basalte s.l. très sombre, quasi aphyrique avec de rares cristaux d'olivine et une fausse prismation au sommet coté $z=893$ m, à l'Ouest de Lenteuge.

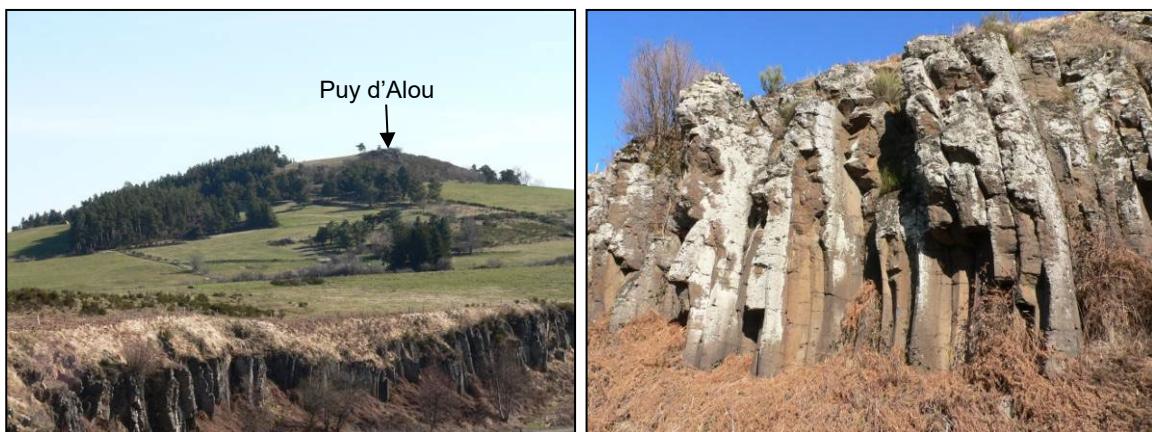


Fig. 162 - Coulée de basalte s.l. prismée du moulin de Laval ; a - vue générale depuis l'intersection des routes D 5 et D 617, au Sud-Ouest, avec en arrière-plan le Puy d'Alou ; b - vue de détail des prismes
Photos PC 5B01 a-b 25/03/2011.

La coulée supérieure du moulin de Laval affleure bien à l'Ouest du moulin, en rive droite (nord) du ruisseau de Fredet, où elle est prismée de façon spectaculaire, sur une dizaine de mètres de hauteur (fig. 162 a-b). Cette coulée prismée est constituée d'un basalte s.l. légèrement porphyrique avec de petits cristaux d'olivine apparemment fraîche et de clinopyroxène noir de taille ≤ 3 mm, et de petits nodules de péridotite de longueur ≤ 1 cm, dans une mésostase noire.

Située dans la partie la plus orientale du plateau des Dômes, à l'Ouest de Montaigut-le-Blanc, la mésa de Chazous est constituée de deux ensembles de coulées superposées mis en place dans des vallées appartenant à deux réseaux hydrographiques différents d'après G. Kieffer (1961) *in* M.-H. Ly (1982) qui donne en outre les précisions suivantes :

- la coulée inférieure est constituée de basanites noires porphyriques avec 15 à 20 % de phénocristaux d'olivine, plus ou moins altérée, et de rare augite, dans une mésostase riche en verre brun et renfermant des microlites de plagioclase, du clinopyroxène plus ou moins abondant et des minéraux opaques, ainsi qu'un peu de feldspath potassique dans la partie basale ;

- la coulée supérieure, dont la base se trouve à une altitude de 790-800 m et qui a une épaisseur de 25 à 30 m, est prismée et constituée d'une basanite grise à petits phénocristaux d'olivine et d'augite, dans une mésostase formée de microlites de plagioclase, d'apatite, de minéraux opaques, de feldspath potassique et de zéolites fibreuses.

Le caractère basanitique est révélé par trois analyses chimiques qui donnent une composition ultrabasique et alcaline avec :

- $\text{SiO}_2=39,0-40,4\%$, $\text{Na}_2\text{O}=2,45\%$ et $\text{K}_2\text{O}=2,0-2,1\%$ pour la coulée inférieure ;
- $\text{SiO}_2=40,5\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3,2\%$ et $\text{K}_2\text{O}=1,5\%$ pour la coulée supérieure.

La teneur normative en néphéline est de 11,2 % pour la coulée inférieure et 10 % pour la coulée supérieure.

p1-2d β . Basalte doléritique riche en phénocristaux d'olivine et d'augite, du plateau de la Pinière. Ce faciès constitue un petit lambeau de faible épaisseur situé au-dessus de l'ensemble des coulées de basaltes s.l. de Chazous, attribué à la série supérieure des plateaux. Ce lambeau, qui a un allongement Ouest-Est et une longueur d'une centaine de mètres, se trouve à une altitude de 825 m environ. M.-H. Ly (1982, p. 31) décrit ce faciès comme un basalte porphyrique riche en phénocristaux d'olivine, altérée en iddingsite, et d'augite, dans une mésostase doléritique.

p1-2 τ β . Trachybasalte du dôme du Puy d'Alou (3,8 ± 1 Ma). Le dôme trachybasaltique du Puy d'Alou (photo 5B01a) se trouve dans le quart sud-ouest de la carte, au SSW de le Vernet-Ste-Marguerite. Il a une forme elliptique subcirculaire avec un grand axe N80°E de 300 m et un petit axe de 250 m. Au sein d'une avalanche de débris de la génération de Perrier, il constitue un îlot, qui est entouré d'éboulis et culmine au point coté $z=1098$ m. Il est formé d'une roche gris-clair, très légèrement porphyrique avec de petits phénocristaux de clinopyroxène de taille ≤ 1 mm, de teinte noire.

L'étude d'une lame mince confirme le caractère très peu porphyrique avec environ 5 % de phénocristaux de clinopyroxène dispersés dans une mésostase constituée d'abondants en microlites de plagioclase présentant une orientation planaire, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer-titane (fig. 163). Elle révèle par ailleurs la présence de quelques petits xénocristaux de quartz, de forme elliptique, avec une double couronne réactionnelle : une première couronne formée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène, disposés de façon radiale, et une deuxième formée d'un assemblage de cristaux de plagioclase prédominant, de clinopyroxène et de biotite subordonnée (fig. 164-165).

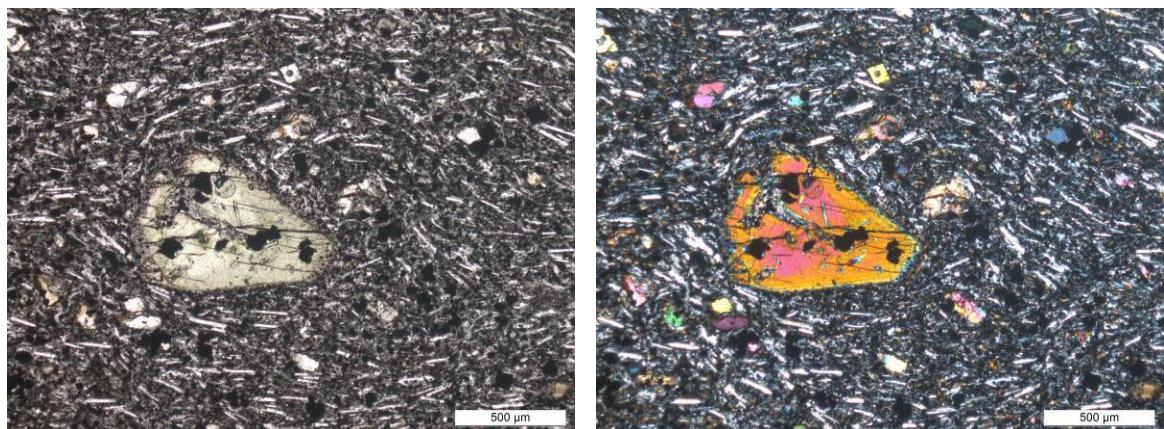


Fig. 163 - Microphotographies 5B02a - LM C572084 : phénocristal de clinopyroxène zoné, à inclusions d'oxydes de fer-titane, dans une mésostase à texture microlitique.

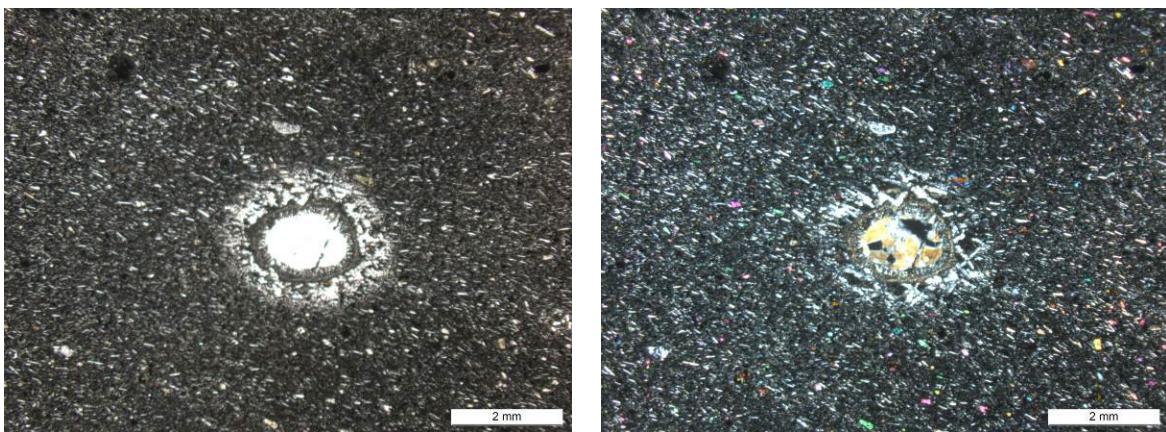


Fig. 164 - Microphotographies 5B02b1 - LM C572084 : au centre, xénocristal de quartz à double couronne réactionnelle.

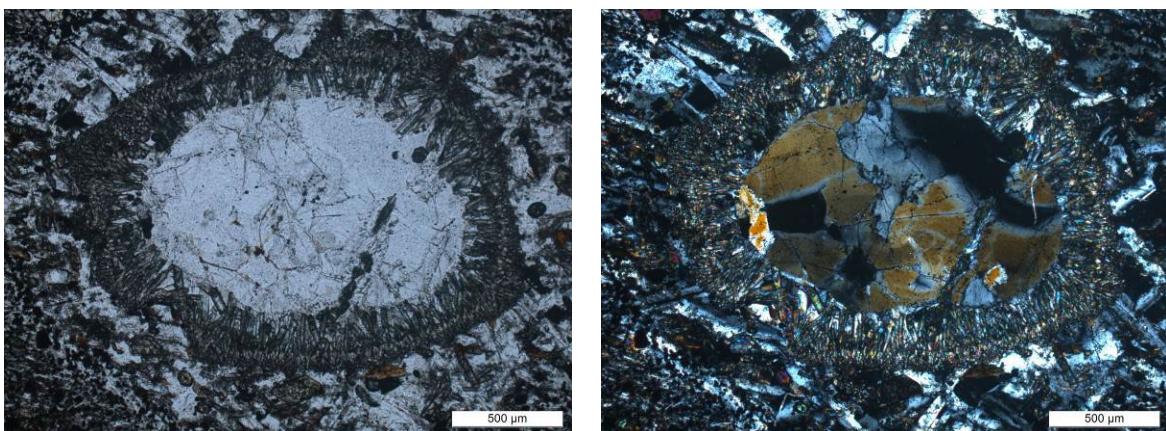


Fig. 165 - Microphotographies 5B02b2 - LM C572084 : agrandissement du xénocristal de quartz à double couronne réactionnelle - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

p2 τ β . Trachybasalte de la montagne de la Serre (3,4 Ma). 1- p2S τ β c. vestige de cône strombolien du Puy de la Vigéral. Datée à $3,37 \pm 0,26$ Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983), la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre se situe dans la partie septentrionale de la carte, où elle s'étend sur 9,6 km de longueur d'Ouest en Est, en constituant un bel exemple d'inversion de relief. Cet exemple est d'autant plus spectaculaire que la coulée prend naissance sur le plateau des Dômes, à la faveur du cône strombolien du Puy de la Vigéral, qui culmine au point coté $z=1040$ m, et se poursuit vers l'Est jusqu'au bourg du Crest en Limagne, où elle se termine à une altitude proche de 600 m. L'image cartographique est également spectaculaire : la coulée de trachybasalte pliocène, en forte inversion de relief, se situe entre deux coulées de basaltes s.l. quaternaires de la Chaîne des Puys, qui sont également issues de cônes stromboliens du plateau des Dômes, ont une orientation Ouest-Est et se terminent à peu près la même longitude, mais qui se trouvent au fond des vallées actuelles :

- au Nord, la coulée de basalte qui emprunte la vallée de l'Auzon et se termine à l'Est de Chanonat,
- au Sud, la coulée de trachybasalte, issue des célèbres cratères jumeaux égueulés des puys de la Vache et de Lassolas, qui emprunte la vallée de la Veyre et se termine dans le bourg de St-Amand-Tallende.

Pour cartographier à 1/50 000 cette entité trachybasaltique nous avons utilisé deux documents à 1/25 000 : la maquette inédite d'Alain de Goërs de Herve pour la partie occidentale (VM2) et la cinquième édition de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009) pour la partie orientale (VM3), où la coulée de trachybasalte alimente sur ses flancs d'abondants éboulis et colluvions, qui masquent les contacts avec les sédiments de Limagne sous-jacents. Pour la rédaction de la présente notice nous avons fait une reconnaissance rapide de la coulée de trachybasalte en deux points.

Immédiatement au Nord du hameau de Chagourdat, situé à 2 km à l'Est du bourg de Nadaillat, un lambeau de coulée repose sur le monzogranite porphyroïde de type Royat-Theix et/ou sur ses altérites. La partie basale du lambeau affleure sur sa limite nord-ouest, en bordure d'un chemin forestier, où elle constitue un petit « mur » à débit horizontal. L'observation macroscopique montre un faciès de type « Sonnenbrennen » (brûlures de soleil), caractérisé par des taches rosâtres de taille plurimillimétrique dans un fond gris clair dans

lequel on distingue de petits phénocristaux de clinopyroxène noir de longueur ≤ 3 mm et quelques vacuoles. L'observation microscopique (fig. 166) montre une texture porphyrique avec 40 à 45 % de phénocristaux de taille généralement $\leq 0,5$ mm, constitués de minéraux suivants : clinopyroxène frais, parfois zoné et fréquemment maclé ; olivine, altérée en iddingsite en bordure ou en totalité ; plagioclase, relativement abondant, en lattes à orientation planaire fruste. La mésostase est formée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène et d'olivine complètement altérée en iddingsite, et d'oxydes de fer et/ou titane relativement abondants.

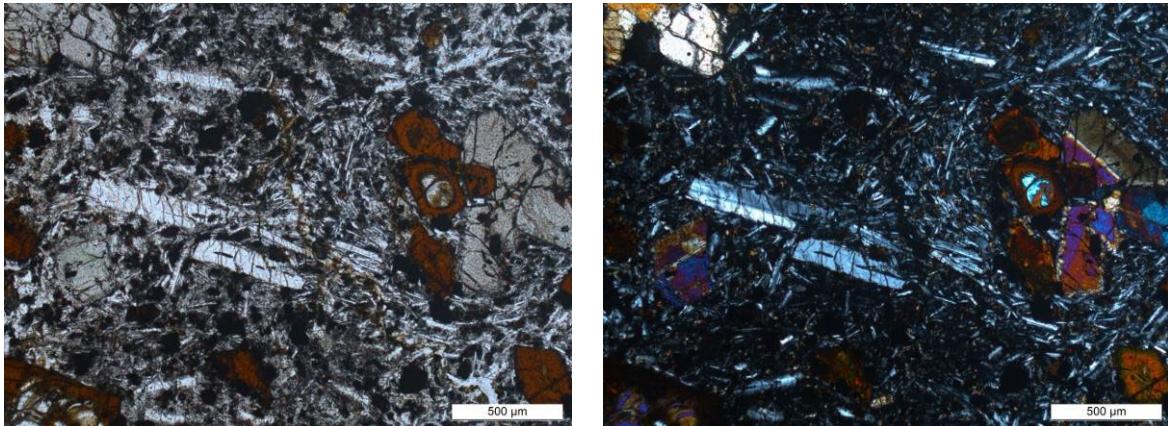


Fig. 166 - Microphotographies 3A35 - LM 57206 : phénocristaux d'olivine, fortement à complètement altérée en iddingsite, de clinopyroxène et de plagioclase frais, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'extrême orientale de la coulée de trachybasalte correspond à la butte témoin qui domine le village du Crest et sur laquelle est implanté un château d'eau. Cette butte est constituée par une falaise – d'une vingtaine de mètres de hauteur – de trachybasalte à débit en dalles horizontales (fig. 167 a-b) et présentant dans sa partie sommitale un faciès de type « Sonnenbrennen », caractérisé ici par de spectaculaires taches gris-clair de taille ≤ 2 cm dans un fond gris sombre, le tout étant constellé de petits phénocristaux de clinopyroxène noir de 1 à 3 mm de longueur.



Fig. 167 - Falaise de trachybasalte à débit en dalles horizontales de la butte témoin dominant le village du Crest photos PC 3B22a-b 27/09/2013.

Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviatiles pliocènes « prémontdoriens » du Cézallier nord (5,3 à 2,6 Ma)

par P. Chèvremont et P. Boivin

Le Cézallier est un vaste plateau volcanique, de nature essentiellement basaltique, qui fait la jonction entre le Mont Dore–Sancy et le Cantal. Il s'agit pour l'essentiel d'un empilement de coulées associées à des cônes de scories et des ensembles phréatomagmatiques de types maars et diatrémes. Il s'y ajoute un ensemble d'intrusions trachyphonolitiques. La phase paroxysmale du volcanisme se situe entre 5,3 et 3 Ma. Elle débute par des coulées de basalte suivies par la mise en place de pointements phonolitiques et trachytiques. Des coulées basaltiques terminent ce cycle.

L'extrémité septentrionale de l'entité volcanique pliocène du Cézallier se trouve dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, dans un secteur allant du Puy de Bessolles à l'Ouest jusqu'à Sauvagnat-Ste-Marthe et Roca Neyra à l'Est, en passant par Creste au milieu. Dans ce secteur le volcanisme du Cézallier est représenté par des coulées de basaltes s.l., comportant des basanites – avec ou sans nodules de péridotite – et des basaltes doléritiques, ainsi que par le maar de Prady. Ces entités ont été cartographiées à 1/25 000 et décrites par J.-C. Besson (1978) pour le Puy de Bessolles et par M.-H. Ly (1982) pour les autres.

Trois datations radiométriques par la méthode K/Ar (*in* Bout, 1970) donnent les âges suivants : $4,2 \pm 0,3$ Ma pour la basanite de Pardines d'après H. Lippolt et 3,1 et 3,9 Ma d'après G.-H. Curtis et H. Lippolt, respectivement, pour le basalte doléritique de Roca Neyra. Ces datations permettent de supposer que le volcanisme du Cézallier septentrional est essentiellement d'âge pliocène inférieur (**p1**). Cependant, les dernières coulées basaltiques pourraient dater du Pliocène supérieur, qui se termine à 2,6 Ma.

Dans le cas exceptionnel du plateau de Perrier, J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations alluviales successives, numérotées de F1 à F10. Les deux premières sont prémontdoriennes et sous-jacentes aux coulées volcaniques de Pardines pour F1 et de Roca Neyra pour F2 ; elles sont corrélativement décrites dans le présent chapitre avec les notations **p1F** et **p1-2F**, respectivement.

p1 $\beta^7\pi$. Basanite à nodules de péridotite d'Orphange. Au Sud de Saint-Floret, dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, se trouve l'extrémité septentrionale de la coulée de basanite d'Orphange. Cette coulée est issue du volcan strombolien du Malnon, situé sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), et se divise en deux branches (cf. schéma structural) dont l'une s'étend vers le Nord jusqu'à l'Est du hameau d'Orphange, situé à 3 km à l'Est de Saurier, de part et d'autre de la limite entre les cartes à 1/50 000 de Veyre-Monton et de Besse-en-Chandesse.

D'après la description donnée dans la notice de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître) il s'agit d'une basanite porphyrique à phénocristaux d'olivine, pyroxène, titanomagnétite et rare plagioclase de type labrador, dans une pâte constituée de feldspaths alcalins, néphéline, analcime et leucite. Les nodules de péridotite ont une taille qui varie de 1 à une vingtaine de cm et parfois plus dans certains cas exceptionnels. Ces nodules sont inégalement répartis et localement absents. Leur composition est celle d'une lherzolite, constituée par de l'olivine nettement prédominante, de l'orthopyroxène (enstatite), du clinopyroxène (augite) et, le plus souvent, un spinelle chromifère : la picotite.

p1 $\beta^7\pi$ C. Basanite à nodules de péridotite de la coulée inférieure de Creste. Le hameau de Creste (fig. 168) se trouve au centre de la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton. La coulée de basanite, en forte inversion de relief, dessine un arc de cercle de 3,8 km de longueur. Elle s'est épanchée dans une vallée étroite, parallèle aux vallées actuelles de la Ribeyre au Nord et de la couze Pavin au Sud. Au voisinage du Puy de la Roche Courbière, la coulée est épaisse de 25 m, avec sa base à 820 m d'altitude, tandis qu'à son extrémité orientale, située au sud du plateau de la Chaux, elle n'a que 10 m d'épaisseur, avec sa base à 780 m d'altitude.



Fig. 168 - Hameau de Creste, avec au premier plan la petite église et au second plan le Puy de Roche Courbière, constitué de leucobasalte quaternaire ($q2^{1L}\beta$) – source : andre63.canalblog.com.



Fig. 169 - Partie basale de la coulée inférieure de Creste, reposant sur des sédiments détritiques rubéfiés – photo PC 6D32a 07/07/2011.

Elle repose sur des sédiments détritiques, en majorité rupéliens (**g1ka**), mais ses contacts avec ces sédiments sont généralement masqués par des éboulis et autres formations de versant à blocs de basaltes s.l. Dans le hameau de Creste, au pied de la butte sur laquelle est construite la petite église, se trouve un affleurement exceptionnel montrant la coupe illustrée par la photo 6D32a (fig. 169). Les sédiments détritiques de cette coupe sont vraisemblablement des alluvions fluviatiles, déposées dans la vallée empruntée par la coulée de basanite et affectées par une rubéfaction, qui traduit un recuit thermique au contact de cette coulée.

Dans le faciès à débit en petits blocs les vacuoles ont une taille plurimillimétrique et sont tapissées d'un minéral bleu ardoise. Dans le faciès submassif les vacuoles sont allongées subhorizontalement et ont une longueur ≤ 3 cm ; ce faciès renferme de petits nodules de périclase de taille ≤ 1 cm et de petits phénocristaux d'olivine et il en est de même dans le faciès massif qui le surmonte, en apparaissant au niveau de la petite église, et qui présente un débit en prismes auquel se superpose une fracturation subhorizontale (fig. 170).



Fig. 170 - Partie supérieure de la coulée inférieure de Creste, à débit en prismes - photo PC 6D32b 07/07/2011.

Ces prismes sont constitués par un basalte s.l. à mésostase noire subaphyrique, renfermant (i) de petits phénocristaux de taille millimétrique de clinopyroxène noir et d'olivine, (ii) de petits nodules de périclase, de taille ≤ 1 cm, les phénocristaux et les nodules étant d'abondance variable selon les échantillons et (iii) de sporadiques xénocristaux de quartz. L'étude microscopique d'une lame mince (Ly, 1982) montre que les phénocristaux d'olivine et d'augite zonée constituent 20 % de la roche en volume ; la mésostase est formée d'abondants minéraux mafiques – clinopyroxène + minéraux opaques – et de microlites de plagioclase, dans un fond constitué de verre, de néphéline et d'apatite. L'étude d'une autre lame mince, confectionnée dans un échantillon prélevé en 2011, montre un faciès pauvre en phénocristaux d'olivine de taille ≤ 1 mm et de rares plagioclase et oxydes de fer et/ou titane, dans une mésostase constituée de microlites feldspathiques et microcristaux d'olivine de clinopyroxène, d'olivine et de minéraux opaques. En outre, ce faciès renferme :

- deux petites enclaves – de 2 à 3 mm de longueur – constituées l'une de wehrlite, l'autre d'un schiste très sombre ;
- de petits vacuoles à remplissage de calcite ;
- de petits xénocristaux de quart avec une auréole réactionnelle constituée d'innombrables microcristaux d'amphibole et/ou de clinopyroxène.

p1F1. Alluvions fluviatiles sous la basanite de Pardines. Sous la coulée de basanite de Pardines (cf. plus loin **p1β⁷**) se trouve un mince niveau d'alluvions fluviatiles, que R. Bouiller a délimité sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8, que nous avons reporté sur la présente carte à 1/50 000 et qu'ont décrit M.-H. Ly (1982) et J.-F. Pastre (1987, 2004), avec les notations **Asβ1** et **F1** respectivement. J.-F. Pastre (2004) précise que les dépôts fluviatiles sont constitués de galets de quartz et de cherts de couleur rouge sang, dans une matrice pauvre en contenu volcanique et caractérisée par des minéraux lourds tels que grenats, tourmaline et zircon, provenant du socle varisque. Ils renferment en outre des spinelles chromifères et des traces d'amphibole, sphène et zircon, attribués à des émissions antérieures du Cantal et/ou du Cézallier (Pastre, 1987).

Ces dépôts fluviatiles se trouvent à une altitude de 595 à 600 m et marquent le premier stage d'incision de l'Allier, à 235 m au-dessus du cours actuel. La présence de cherts rouge sang typiques indique un transport vers le Nord à partir de lits de calcaires jurassiques de l'Est des Causses, près de la source actuelle de l'Allier (Pastre, 2004).

À l'Ouest de Pardines ces dépôts fluviatiles sont fortement remaniés dans les formations de versant.

p1β⁷. Basanite de type Pardines (4,2 ± 0,3 Ma). Dans la partie la plus sud-est de la carte, immédiatement à l'Est du hameau de Pardines, se trouve une coulée de basanite, en inversion de relief, d'allongement SW-NE, qui s'étend sur 3,2 km de longueur. La mésa de Pardines comporte trois lambeaux de basanite, qui sont du SW au NE : celui de Pardines – Chaux Redonde, qui culmine au point coté z=616 m alors que sa base se trouve vers 580 m d'altitude, puis les deux lambeaux de la Chaux, qui culminent chacun à un point coté z=602 m, avec une base située vers 580 m d'altitude. Une coulée de basanite analogue se trouve plus à l'Ouest, au Sud de Champeix, autour du point culminant, coté z=674 m, du plateau de la Croix du Bonhomme.

Mesa de Pardines. Une grande carrière se trouve immédiatement au Nord-Est de Pardines ; en 2010 elle était encore en activité, en dehors de sa partie la plus septentrionale qui correspond à la photo 8C05 (fig. 171). Cette photo montre de bas en haut : une basanite à débit en dalles subhorizontales, d'environ 2 m d'épaisseur, puis une basanite à débit en prismes subverticaux, d'environ 7 m de puissance, se fragmentant en petits blocs dans la partie la plus haute de la carrière.

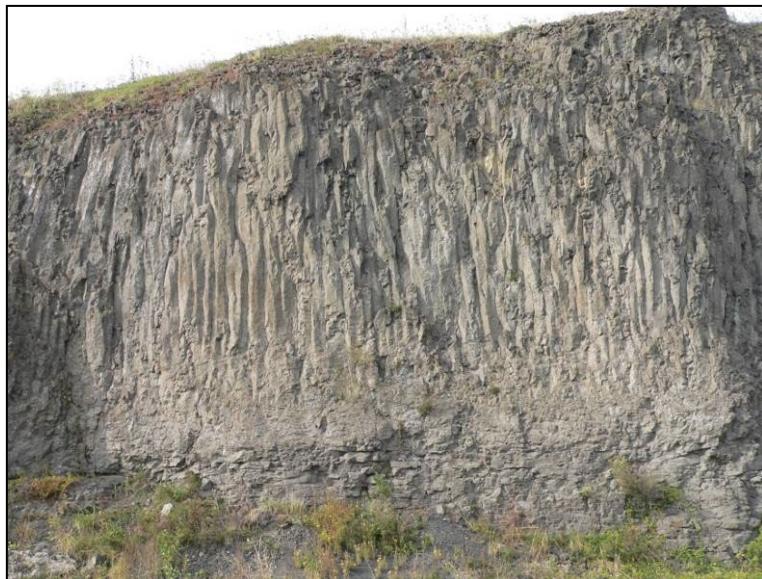


Fig. 171 - Partie la plus septentrionale, abandonnée, de la carrière de basanite de Pardines
photo PC 8C05 29/09/2010.

Dans cette partie septentrionale la basanite est noire, renferme (i) de la calcite en remplissage de protofissures diffuses et de vacuoles dont la taille varie entre 0,5 et 4 mm, et (ii) quelques petits phénocristaux. L'étude d'une lame mince (fig. 172-173) montre une mésostase très sombre, riche en minéraux mafiques (clinopyroxène et oxydes métalliques) et à microlites de plagioclase divergents renfermant :

- des vacuoles à remplissage de calcite, zoné (fig. 172),
- de petits phénocristaux d'olivine, altérée en iddingsite en bordure, de clinopyroxène zoné (microphotos b) et de plagioclase zoné,
- des plages xénomorphes de quartz (fig. 173).

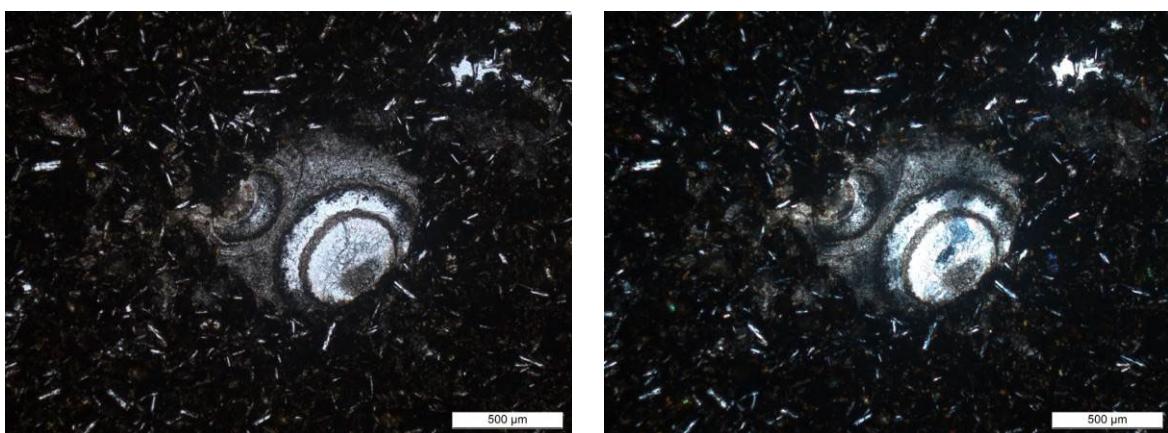


Fig. 172 - Microphotographies 8C05a- LM C59238 : vacuole à remplissage de calcite zoné, dans une mésostase très sombre, riche en minéraux mafiques (clinopyroxène, oxydes de fer et/ou titane) et microlites de plagioclase, divergents.

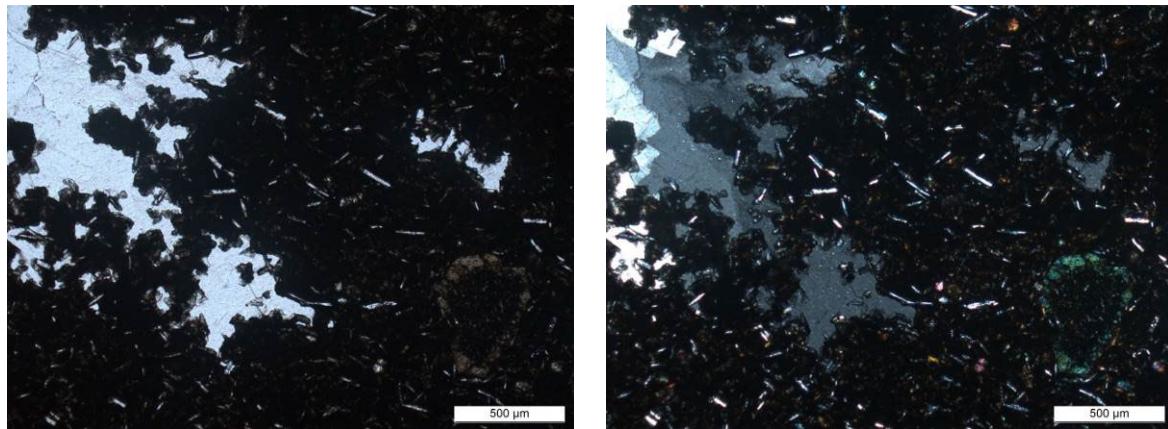


Fig. 173 - Microphotographies 8C05b - LM C59238 : petit phénocristal de clinopyroxène zoné (en bas à droite) et plages xénomorphes de quartz, dans une mésostase analogue à celle des microphotos 8C05a microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

M.-H. Ly (1982, p. 72) a, par ailleurs, observé un faciès de basanite noire, à verre brun, contenant des phénocristaux d'augite de taille atteignant 2 cm, des inclusions de quartz et de grands xénocristaux d'orthose provenant d'une pegmatite du socle varisque. Il donne en outre l'analyse chimique d'un échantillon du lambeau central, qui montre une composition ultrabasique et alcaline avec $\text{SiO}_2=43,4\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3,0\%$ et $\text{K}_2\text{O}=3,0\%$, se situant bien dans le champ « basanite » du diagramme TAS (Total Alkali vs Silica).

Plateau de la Croix du Bonhomme. La table basanitique se trouve dans le secteur le plus haut du plateau, autour du point coté $z=674$, sa base se situant vers 650 m d'altitude. D'après M.-H. Ly (1982) elle est constituée d'une roche gris-sombre, assez altérée, comportant deux faciès porphyriques à phénocristaux d'olivine :

- un faciès à texture franchement doléritique, dans lequel l'olivine est altérée en produits chloriteux verts, et qui contient des vacuoles tapissées de minéraux verdâtres ;
- un faciès à texture plus fine et à fond vitreux, dans lequel l'olivine est parfois pseudomorphosée en calcite.

Le faciès doléritique se rapproche du basalte doléritique de Roca Neyra (cf. plus loin), tandis que l'autre faciès présente des analogies avec la basanite de Pardines. Deux analyses chimiques révèlent une perte au feu relativement élevée (3,6 à 4 %), compatible avec l'altération, et une composition de basanite avec $\text{SiO}_2=40,8$ - $41,1\%$, $\text{Na}_2\text{O}=4,15$ - $4,00\%$ et $\text{K}_2\text{O}=0,8\%$, avec vraisemblablement une perte en potassium due à l'altération.

p1ph β P. Brèche hyaloclastique du maar de Prady. La structure phréatomagmatique de Prady recoupe des sédiments détritiques rupéniens (**g1ka**) et la coulée inférieure, basanitique, de Creste (**p1 β ⁷πC**). La coulée de basalte doléritique de Prady a plongé dans le maar rempli d'eau en s'y fragmentant pour engendrer une brèche hyaloclastique très particulière, renfermant des éléments de lave en coussins (*pillow-lava*).

La carrière abandonnée située à l'Ouest des ruines de Prady¹⁵ est un lieu d'observation exceptionnel, qui montre (fig. 174) – sur une quinzaine de mètres de hauteur – la brèche, sous-jacente à la coulée de basalte doléritique de Prady, qui est du même type que celle de Roca Neyra et qui est décrite ci-dessous (**p1-2d β**). D'après M.-H. Ly (1982, p. 30 et 32) la brèche repose sur un mince niveau de produits de maar, non représenté sur la présente carte à 1/50 000, renfermant des lapilli de « basalte » et de rares fragments de granite.

¹⁵ Ce toponyme ne figure pas sur la carte à 1/50 000 mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000



Fig. 174 - Carrière abandonnée de Prady : coulée de basalte doléritique, fragmentée à sa base dans la brèche hyaloclastique du maar de Prady – photo PC 7C84a 07/07/2011.



Fig. 175 - Vue de détail de la brèche hyaloclastique, dans la carrière abandonnée de Prady – photo PC 7C84b 07/07/2011.



Fig. 176 - Vue de détail d'un coussin de lave avec méat central, dans sa matrice jaunâtre, en partie au moins hyaloclastique - photo P. Boivin 19/08/2005.

Cette brèche est constituée d'une matrice jaune-pâle, en partie au moins hyaloclastique, emballant des éléments comprenant d'une part des fragments de sédiments rupéniens, de teinte jaune-pâle également, et, d'autre part des blocs de lave noire de forme plus ou moins arrondie et arrondie et de taille variable avec une longueur de 10 cm à 2 m. Ces blocs, répartis de façon aléatoire et plus ou moins craquelés (fig. 175), sont en fait des coussins de lave doléritique qui « présentent fréquemment en leur centre un méat ovoïde (fig. 176) dont l'allongement peut permettre de reconstituer le bourgeonnement de la lave » (Ly *et al.*, 1979).

p1-2F. Alluvions fluviatiles sous le basalte doléritique de Roca Neyra. La coulée de basalte doléritique de Roca Neyra (cf. plus loin p1-2d β) repose, vers 535 m d'altitude, sur une mince lentille d'alluvions fluviatiles qu'ont décrite M.-H. Ly (1982) et J.-F. Pastre (1987, 2004) avec les notations **As β 2** et **F2** respectivement.

M.-H. Ly (1982, p. 74) y décrit la présence d'une part de galets de socle, de quartz, de roches volcaniques à prédominance de basalte et de rares chaillies, et, d'autre part, de sables argileux et micacés. Parmi les « galets » de roches volcaniques certains atteignent plusieurs décimètres et comprennent un basalte légèrement porphyrique à zéolites fibreuses et un trachyte porphyrique gris à phénocristaux de hornblende brune et d'augite.

J.-F. Pastre (2004) confirme la présence de blocs de basalte atteignant 50 cm de diamètre et précise que les sables renferment un cortège de minéraux lourds riche en amphiboles brunes et en clinopyroxènes bruns, provenant de roches volcaniques du Cézallier. En outre, les dépôts alluviaux ont probablement aussi remanié des minéraux lourds – tels que sphène, zircon... – provenant du stratovolcan du Cantal. L'arrondi des galets de quartz, la présence de galets de chert et le fait que les assemblages de minéraux lourds comprennent des grenats (Pastre, 1987) impliquent un rôle majeur de l'Allier. En revanche, les blocs de basalte et le cortège des minéraux lourds d'origine volcanique sont à relier à une paléocouze.

p1-2d β . Basalte doléritique de type Roca Neyra et de Prady (3,9-3,1 Ma). Trois coulées de basalte doléritique pliocène apparaissent dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton ; d'Ouest en Est, ce sont la coulée intermédiaire du Puy de Bessolles (VM5-6), la coulée de Prady (VM7) et celle de Roca Neyra (VM8). Des datations radiométriques par la méthode K/Ar donnent un âge de 3,8 Ma pour la dolérite du Puy de Bessolles (*in* Besson, 1978, p. 119) et de 3,1 ou 3,9 Ma pour la dolérite de Roca Neyra (*in* Bout, 1970). Par ailleurs, ce basalte doléritique s'apparente à celui de Leiranoux, qui a une extension importante dans la partie nord-est de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), située immédiatement au Sud de celle de Veyre-Monton.

Basalte doléritique du Puy de Bessolles – Roche Romaine. Dans le complexe empilement de roches sédimentaires et volcaniques du Puy de Bessolles, la coulée de basalte doléritique se trouve entre des alluvions fluviatiles mio-pliocènes (**m-pF**) et une coulée de mélabaasalte, attribuée à la série intermédiaire des plateaux, et est corrélativement figurée avec la notation **p1²m β** . Le fait que ce mélabaasalte est également daté à 3,8 Ma (*in* Besson, 1978) suggère que les deux coulées sont subcontemporaines et qu'il y a, ici du moins, une continuité entre le volcanisme attribué au Cézallier et celui attribué à la série intermédiaire du plateau des Dômes.



Fig. 177 - Basalte doléritique de Roche Romaine, à débit en prismes – photo PC 6C37 03/08/2010.

Le basalte doléritique du Puy de Bessolles apparaît entre 950 et 1000 m d'altitude environ. Un bon affleurement, accessible par une petite route, se trouve sur le côté oriental du puy : à Roche Romaine, où le basalte présente un débit en prismes (fig. 177).

Basalte doléritique de Roca Neyra. Le gisement de Roca Neyra c'est à dire de La Roche Noire¹⁶ se situe sur le flanc sud-ouest du plateau de Perrier, à 1 km au Sud-Est du hameau de Pardines. De bons affleurements se trouvent dans le talus nord de la piste, près du point coté z=546 m ; ils montrent un débit en prismes se disloquant vers le haut (fig. 178). La coulée de Roca Neyra recouvre une lentille d'alluvions fluviatiles (cf. *supra p1-2F*) et est recouverte par les dépôts d'avalanche de débris du plateau de Perrier (**p1-2Av1**). Elle est constituée d'une roche de teinte gris bleu sombre, dans laquelle on distingue à l'œil nu des phénocristaux d'olivine, remarquablement fraîche, de 1 à 4 mm de longueur, de sporadiques xénocristaux de quartz et des vacuoles à remplissage de calcite ; à la loupe on peut voir les plus grandes lattes de plagioclase, de longueur millimétrique.



Fig. 178 - Affleurement du basalte doléritique de Roca Neyra, dans le talus nord de la piste près du point coté z=546 m - photo PC 8C02 29/09/2010.

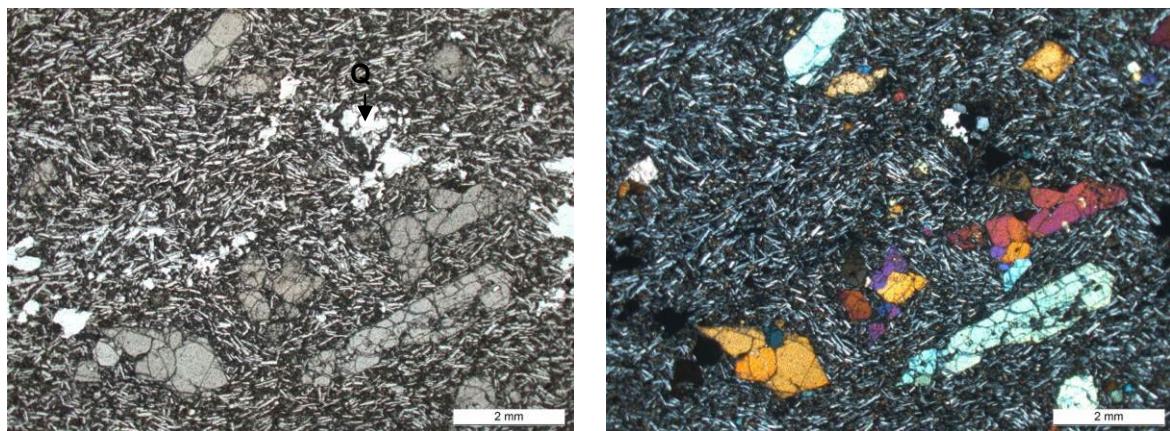


Fig. 179 - Microphotographies 8C02a - LM C59237 : phénocristaux d'olivine et xénocristal de quartz (Q) dans une mésostase à texture doléritique divergente.

Dans l'échantillon étudié en lame mince (fig. 179-180), les phénocristaux représentent 20 à 25 % de la composition modale et sont uniquement constitués d'olivine, en cristaux plus ou moins craquelés, isolés ou en petits amas. La mésostase a une texture franchement doléritique, marquée par la présence d'abondantes lattes de plagioclase à composition de labrador, qui sont divergentes dans le détail, mais ont globalement une orientation planaire fruste (fig. 180) ; sa paragenèse comprend en outre des minéraux mafiques :

¹⁶ La Roche Noire et le point coté z=546 m figurent uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

clinopyroxène et oxydes fer et/ou titane, en petits granules. Un petit xénocristal de quartz, à texture engrenée, est visible dans la partie supérieure droite de la microphoto 8C02a.

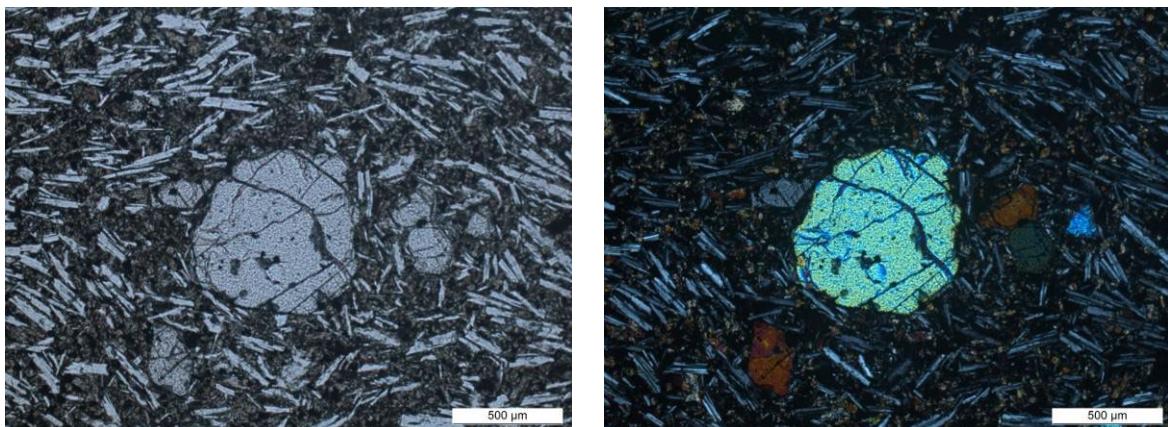


Fig. 180 - Microphotographies 8C02b - LM C59237 : phénocristaux d'olivine, de taille variable, dans une mésostase à texture doléritique divergente - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

M.-H. Ly (1982, p. 72) a étudié une lame mince renfermant des phénocristaux d'augite et d'olivine, et signale qu'Auguste Michel-Lévy (1887) a décrit de la chabasie, une zéolite, dans un échantillon de dolérite de Roca Neyra. Il donne en outre deux analyses chimiques, qui révèlent des compositions moins basiques et moins alcalines que pour les basanites de Pardines et de la Croix du Bonhomme : $\text{SiO}_2=43,7\text{--}46,2\%$, $\text{Na}_2\text{O}=2,95\text{--}2,70\%$ et $\text{K}_2\text{O}=2,4\text{--}2,6\%$; en revanche cette composition est un peu plus calcique, avec $\text{CaO}=9,1\text{--}9,6\%$ contre $7,35\text{--}8,4\%$ dans les basanites. Dans le diagramme TAS la composition de la dolérite de Roca Neyra se situe de part et d'autre de la limite entre basanite et basalte.

Basalte doléritique de Prady. Il se situe au Nord du plateau de la Chaux, au Sud-Ouest du bourg de Reignat, où il constitue un gisement de 1,2 km de longueur pour une largeur maximale de 400 m. Sur sa bordure nord il alimente en blocs des formations de versant qui masquent les relations avec les sédiments détritiques rupéniens. Sur les deux tiers occidentaux de sa bordure sud il est recouvert par la coulée supérieure de Creste, constituée de leucobasalte quaternaire ($\text{q2}^1\text{L}\beta$), tandis que sur le tiers oriental de cette bordure il recouvre la coulée inférieure, basanitique, de Creste ($\text{p1}\beta^7\pi\text{C}$) et se fragmente en coussins de lave dans la brèche hyaloclastique formée dans le maar, rempli d'eau, de Prady ($\text{p1ph}\beta\text{P}$).

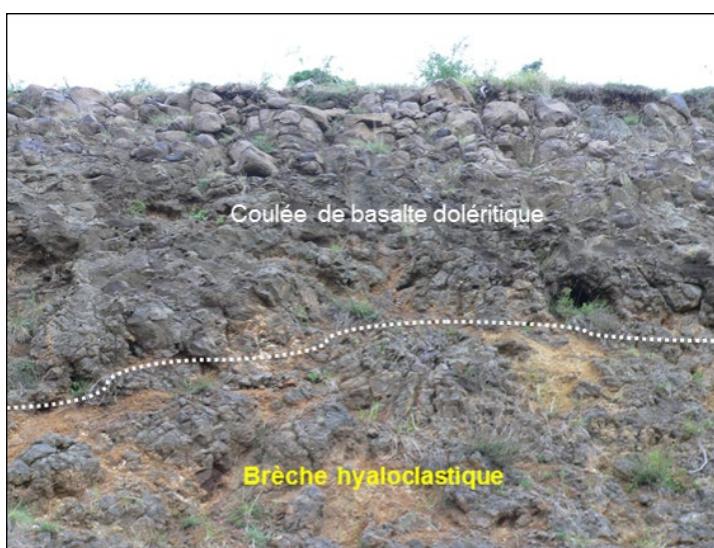


Fig. 181 - Détail de la coulée de basalte doléritique de Prady, se disloquant à sa base dans la brèche hyaloclastique du maar ; carrière abandonnée de Prady – photo PC 7C84d 07/07/2011.

Les relations de la coulée de basalte doléritique avec cette brèche sont bien exposées dans la carrière abandonnée située à l'Ouest des ruines de Prady comme le montrent la photo 7C84a (fig. 173, cf. *supra*) et la photo de détail 7C84d (fig. 181). Dans cette carrière la base de la coulée se situe vers 790 m d'altitude, tandis qu'un peu plus au Nord sa partie sommitale culmine à $z=812$ m, ce qui permet d'estimer l'épaisseur de

la coulée à une vingtaine de mètres à cet endroit. M.-H. Ly *et al.* (1979) considèrent que le magma basaltique doléritique n'a pas de relation génétique avec le maar de Prady et est issu des éruptions terminales des Ranoux (ou Leiranoux).

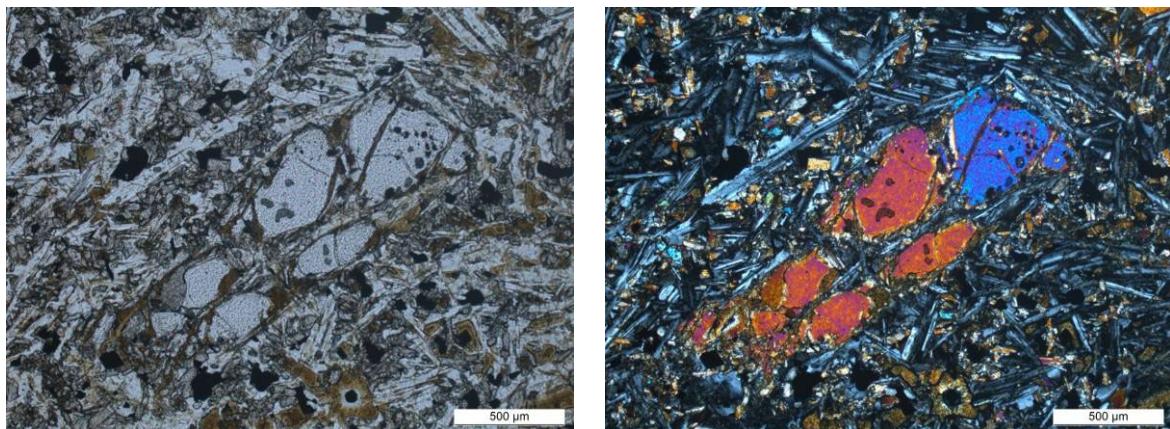


Fig. 182 - Microphotographies 7C84c - LM C57457 : phénocristaux d'olivine, dans une mésostase à texture doléritique divergente - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'étude d'une lame mince (fig. 182) montre une texture et une composition minéralogique analogues à celles du basalte doléritique de Roca Neyra, à l'exception de l'absence de xénocristaux de quartz.

Une analyse chimique (Ly, 1982) révèle une composition proche de celle de l'échantillon le moins basique de Roca Neyra : $\text{SiO}_2=46,2\%$, $\text{Na}_2\text{O}=2,8\%$, $\text{K}_2\text{O}=1,1\%$, $\text{CaO}=9,7\%$. Dans le diagramme TAS cette composition est celle d'un basalte.

Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (5,3 à 2,6 Ma)

par P. Chèvremont relu par P ; Boivin

Dans la partie orientale de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, se trouve – en inversion de relief – une entité volcanique particulière : celle du Puy de Corent (fig. 183). Cette entité, d'allongement SW-NE, a une longueur de 1,8 km et une largeur maximale de 0,8 km. Elle comprend (i) un cône strombolien, situé dans sa partie sud-ouest et constituant le Puy de Corent proprement dit, qui culmine au point coté $z=621$ m, et (ii) une coulée de basalte, issue de ce cône et s'étendant pour l'essentiel vers le Nord-Est en direction du bourg de Corent, sa base nord-est se trouvant vers 550 m d'altitude, au-dessus de ce bourg. En outre, la coulée de basalte est bordée du côté sud-ouest par un petit croissant de pépérites, qui pose le problème, discuté ci-dessous, de son âge de mise en place : s'agit-il d'un diatème contemporain du Puy de Corent ou plus ancien ?



Fig. 183 - Le Puy de Corent vu depuis l'Est ; bourg de Corent au premier plan.

source : <http://traces.univ-tlse2.fr/accueil-traces/equipes-de-recherche/cahpa-coordination-archéologie-et-histoire-protohistoire-et-antiquité/les-occupations-de-l-âge-du-bronze-et-du-premier-âge-du-fer-du-plateau-de-corent-puy-de-dome--50227.kjsp?RH=CAHPA-traces>.

Au Sud de Corent, un petit lambeau de basalte se trouve à l'Ouest du point coté z=401 m, situé en bordure ouest de l'épingle à cheveu de la route D 786. Ce lambeau, bordé par un petit croissant de pépérites du côté nord-est, fait l'objet de trois hypothèses sur sa nature :

- un sill (Bouchard, 1954) ;
- un panneau détaché du flanc sud de la coulée sommitale et ayant glissé sur les Schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques du Rupélien (g1C), qui constituent le substrat de l'appareil volcanique, comme le suggèrent R. Bouiller sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4, réalisée en 1976, et J.-C. Besson sur le complément apporté à cette maquette pour le volcanisme ;
- une coulée plus récente que celle du plateau (Firmat et Pareilh-Peyrou, 2012).

Il existe des arguments en faveur de chacune de ces trois hypothèses, mais celle d'un glissement de terrain nous paraît être la plus satisfaisante en raison notamment (i) de la morphologie et (ii) de la présence d'un croissant de pépérites, analogue à celui de la bordure sud-ouest de la coulée du plateau.

Trois datations radiométriques par la méthode K-Ar (Baubron et Cantagrel, 1983) donnent les âges suivants : $2,9 \pm 0,4$ Ma pour une coulée de basalte s.l. du plateau ; $3,06 \pm 0,6$ Ma et $3,09 \pm 0,6$ Ma sur amphibole pour des scories. Cela nous amène à retenir un âge pliocène supérieur de l'ordre de 3 Ma pour l'appareil volcanique du Puy de Corent. Pour les pépérites un âge plus ancien semble être à privilégier : A. Bouchard (1954) les attribue au Stampien supérieur et dans la présente notice nous retenons l'hypothèse d'un âge analogue à celui des autres pépérites du secteur, c'est-à-dire un âge miocène inférieur à moyen (23 à 15 Ma), de sorte que les pépérites du Puy de Corent sont décrites *supra* (m1-3br β).

p2 β . Basalte s.l. du Puy de Corent (3 Ma). P. Glangeaud (1909) a distingué une coulée supérieure de basalte et une coulée inférieure de téphrite. R. Michel (1953, *in* Bouchard, 1954) décrit un basalte s.l. porphyrique, constitué de phénocristaux d'olivine et d'augite, atteignant 4 et 8 mm de longueur respectivement, dans une mésostase ayant la composition minéralogique suivante : abondants microlites de plagioclase de type labrador ; abondants microlites et granules d'augite ; rares granules d'olivine ; plages xénomorphes de néphéline ; ponctuations de magnétite.

J.-M. Liotard *et al.* (1988) donnent la composition modale suivante pour « la lave issue du cône » :

- phénocristaux d'olivine 12 % et de clinopyroxène 3 % ;
- mésostase microlitique : clinopyroxène 25 %, plagioclase 20 %, oxydes Fe-Ti 15 %, olivine 5 % ;
- fond : analcime et néphéline 20 %.

Pour le petit lambeau de basalte situé à l'ouest du point coté z=401 m, A. Bouchard (1954) décrit une roche tout à fait analogue en dehors d'un plagioclase plus basique, et précise que les phénocristaux d'augite sont parfois zonés et que les phénocristaux d'olivine sont serpentiniés le long de fissures et parfois pseudomorphosés en calcite. En revanche, M. Firmat et M. Pareilh-Peyrou (2012) décrivent un « basalte » qui diffère de celui du plateau par un caractère moins porphyrique et par une mésostase microlitique fluidale, plus riche en plagioclase (~30%), mais l'étude de deux lames minces n'est pas suffisante pour conclure, d'autant que la coulée du plateau n'est probablement pas homogène sur toute son épaisseur, conformément aux observations de P. Glangeaud (1909) citées *supra*.

Les basaltes s.l. ont fait l'objet de trois analyses chimiques d'éléments majeurs : l'une d'A. Bouchard (1954) pour le petit lambeau et les deux autres (Liotard *et al.*, 1988 ; Cheguer, 1996) pour la coulée principale. Ces analyses donnent les résultats suivants :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total	Ne
VMT20a	42,12	13,84	13,90	7,57	12,52	3,31	0,60	3,38	0,17		2,71	0,36	100,48	11,69
VMT20c	45,20	14,81	11,61	8,10	10,64	3,40	1,52	2,82	0,18	0,77	0,02	0,01	99,08	6,95
AB	43,60	13,80	12,46	8,80	10,50	3,50	1,85	2,76	0,20	0,72	1,65	0,95	100,79	

VMT20a : L. Cheguer (1996) ; VMT20c : J.-M. Liotard *et al.* (1988) et L. Cheguer (1996) ; Ne : teneur normative en néphéline ; AB : A. Bouchard (1954)

Dans le diagramme TAS (Total Alkali vs Silica, Le Bas *et al.*, 1986) ces compositions sont celles d'une basanite pour VMT20a et AB et d'un basalte proche d'un trachybasalte pour VMT20c et d'une basanite pour AB.

p2Sβc. Cône strombolien associé. Le cône strombolien se situe dans la partie sommitale de l'appareil volcanique du Puy de Corent et a fait l'objet d'une exploitation en carrière pour « pouzzolanes » sur son flanc sud-est, au lieu-dit Roc Rouge¹⁷ (fig. 184).



Fig. 184 - Carrière abandonnée du Roc Rouge, implantée dans le cône strombolien du Puy de Corent.
Source : <http://super-besse.ski.over-blog.fr/article-puy-de-dome-hausse-record-de-frequentation-en-2010-98479441.html>

Les descriptions de ce cône sont très succinctes. J.-P. Carroué (2003) signale « des dykes de lave qui traversent la masse des projections » ce qui est conforme à la description de « scories rouges soudées et stratifiées, recoupées par un filon de basalte » (fig. 185).



Fig. 185 - Carrière abandonnée du Roc Rouge : scories rouges soudées et stratifiées, recoupées par un filon de basalte s.l. Source : site <http://www.sites-et-patrimoines.fr/Corent.htm>

Les scories renferment de grands cristaux de clinopyroxène et d'amphibole ; l'analyse chimique d'un grand cristal de clinopyroxène indique une cristallisation en équilibre avec la lave dans un réservoir vers 35 km de profondeur, puis une remontée rapide sans contamination notable par la croûte (Liotard *et al.*, 1988).

Les datations de cristaux d'amphibole par la méthode K-Ar donnent un âge compris entre 3 et 3,15 Ma (Baubron et Cantagrel, 1983) : *cf. supra*.

¹⁷ Ce lieu-dit ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

Volcanisme pliocène supérieur à pléistocène inférieur du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma) et dépôts alluviaux ou fluvio-lacustres associés

par P. Chèvremont

Le massif volcanique du Mont-Dore s.l. se divise en deux édifices (Baubron et Cantagrel, 1980) :

- au Nord, l'édifice de Guéry ou du Mont-Dore s.s. dont l'âge va de 3,1 à 1,8 Ma environ (Nomade et al., 2012 et 2014b) ;
- au Sud, l'édifice du Sancy, plus jeune avec un âge allant de 1,1 à 0,24 Ma environ (Nomade et al., 2012 et 2014a).

Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se trouvent de nombreuses formations volcaniques rattachées – spatialement et génétiquement – à l'édifice du Mont-Dore s.s., ainsi que des dépôts alluviaux fluviaires, parfois fossilières, qui se trouvent localement sous ou au sein de certaines des formations volcaniques, comme c'est notamment le cas dans l'angle sud-est de la carte où se trouve l'extraordinaire site du plateau de Perrier. Ce site a fait l'objet de nombreuses études détaillées, notamment dans les thèses de M.-H. Ly (1982) et de J.-F. Pastre (1987), ainsi que dans des publications de J.-F. Pastre (1982, 2004, 2005) et de Nomade et al. (2014a). Le volcanisme a permis non seulement de préserver les dépôts fluviaires, mais encore de les caler dans le temps grâce à des datations radiométriques par les méthodes K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Pastre, 2004, 2005 ; Nomade et al., 2014a-b, 2017).

J.-F. Pastre (2004, 2005) a distingué 10 formations alluviales successives, numérotées de F1 à F10 (fig. 186). Les deux premières – les formations F1 et F2 – sont prémontdoriennes et sous-jacentes à des coulées volcaniques du Cézallier nord et sont de ce fait décrites *supra* dans le chapitre consacré aux formations du Cézallier, avec les notations p1F1 et p1-2F2 respectivement. En revanche les formations F3 à F10 sont liées à l'édifice volcanique du Mont-Dore s.s.

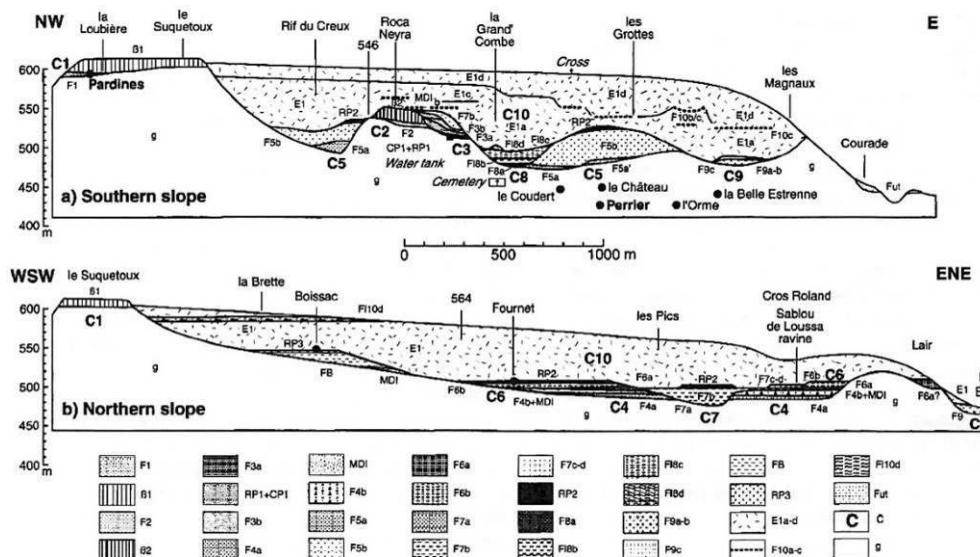


Fig. 2 : a) Coupe du versant sud du Plateau de Perrier – b) Coupe du versant nord du Plateau de Perrier. F1 Alluvions de Pardines – B1 Coulée de basanite de Pardines – F2 Alluvions grossières à galets de Roca-Neyra – B2 Basalte doléritique de Roca-Neyra – F3a Alluvions grossières à galets du réservoir à eau de Roca-Neyra – RP1 Retombée plinienne rhyolitique de Roca-Neyra – CPI Coulée de ponce rhyolitique de Roca-Neyra – F3b Alluvions à quartz rhyolitiques du réservoir à eau de Roca-Neyra (faciès cendro-ponceux et faciès grossier à galets) – F4a Alluvions à quartz rhyolitiques du versant nord – MDI Ignimbrite du Mont-Dore – F4b alluvions à pences fibreuses post MDI – F5a & F5a' Alluvions grossières basales de Perrier – F5b Alluvions grossières de Perrier – F6a Graviers fluviaires du versant nord – F6b Tuffites du versant nord (silimons cendreux fluviaires) – F7a Alluvions grossières à galets des Pics – F7b Argile des Pics – F7c-d Alluvions sableuses et à galets supérieures des Pics – RP2 Retombée plinienne trachytique de Perrier – F8a Alluvions grossières inférieures de la Grand'Combe – F18b Argiles fluvio-lacustres de la Grand'Combe – F18c Sables et limons liés de la Grand'Combe – F18d Tuffites de la Grand'Combe – F9a-b Alluvions du versant est : faciès inférieur à galets et faciès grossier médian (sables, graviers et galets) – F9c Sables fins et silts supérieurs du versant-nord – FB Formation de Boissac : argiles, sables et galets – RP3 Retombée plinienne de Boissac – E1a-d Avalanches de débris du Mont-Dore – F10a-c Alluvions interstratifiées entre les avalanches – F10d Dépôts fluvio-lacustres de Boissac – Fut Alluvions ponceuses du Creux de Peyrolles – C Cycles sédimentaires – g Oligocène : marnes et calcaires.

Fig. 186 - Coupes des versants sud (a) et nord (b) du plateau de Perrier (extrait de Pastre, 2004, fig. 2).

La succession des évènements montdoriens du plateau de Perrier est la suivante (Pastre, 2004) (tabl. 2) :

Notation		Pastre, 2004
p2-q1Av1	Dépôts d'avalanches de débris, de la génération de Perrier (2,6 Ma)	E1, F10
p2FB	Alluvions fluviatiles à débris de plantes et retombée plinienne de Boissac	RP3, FB
p2F9	Alluvions fluviatiles à ossements de mammifères de la bordure orientale du plateau de Perrier (2,78 Ma)	F9
p2FL8	Alluvions fluvio-lacustres et tuffites de la Grand'Combe	F8, Fl8
p2rpτ	Retombée plinienne trachytique de type plateau de Perrier	RP2
p2F7	Alluvions fluviatiles et dépôts fluvio-lacustres des Pics	F7
p2F6	Alluvions fluviatiles et cinérites trachytiques à plantes du versant nord du plateau de Perrier (2,69 Ma)	F6
p2F5	Alluvions fluviatiles grossières de type versant sud du plateau de Perrier	F5
p2tp	Tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" (2,77 Ma)	MDI
p2F4	Alluvions fluviatiles à quartz rhyolitique et pences fibreuses (2,77 Ma) du versant nord du plateau de Perrier	F4b+MDI/F4a
p2F3tp	Alluvions fluviatiles avec intercalations de tephras rhyolitiques (3,11 Ma) du versant sud du plateau de Perrier	F3b/CP1/RP1/F3a

Tableau 2 - Succession des dépôts volcaniques et/ou alluviaux montdoriens du plateau de Perrier.

Cependant, des dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier et des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" se trouvent sur des étendues beaucoup plus grandes, comme nous le verrons plus loin dans la description de cette formation. En outre, aux tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe » (**p2tp**) est associée, aux Farges uniquement, une unité indurée et zéolitisée, cartographiée avec la notation **p2tpF**. Enfin de petits lambeaux de tufs cendro-ponceux porphyriques (**p2pt**), probablement rhyolitiques et analogues à CP1, se trouvent dans le secteur de Mareuge–Leyrenoux, dans la partie sud-ouest de la carte.

D'autres formations montdoriennes sont présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000. Pour faciliter la lecture de la carte et de la notice, nous les avons séparées des formations précédentes dans la légende de la carte et, corrélativement, dans la description des terrains. D'après les éléments actuels de datation, relative ou radiométrique, ces autres formations sont les suivantes (tableau 3) :

q1brβ	Brèches et tufs basaltiques de type diatème de la Dent du Marais
q1$\tau$$\beta$O	Trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine, de type Olmont (2 à 1,8 Ma)
q1c$\tau$$\alpha$	Cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques, diatomifères, de Varennes et du lac Chambon (2,4 à 1,8 Ma)
p2-q1$\tau$$\alpha$_s	Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite et clinopyroxène
p2-q1$\tau$$\alpha$ p2-q1br$\tau$$\alpha$	Trachyandésite différenciée (sancyite), porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine ; p2-q1br τ α - faciès autobrechique
p2-q1$\tau$$\alpha$$\beta$	Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, amphibole brune, plagioclase et sanidine
p2-q1$\tau$$\alpha$$\beta$ p2-q1br$\tau$$\alpha$$\beta$	Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase ; p2-q1br τ α β - faciès autobrechique
p2-q1dβ	Basalte demi-deuil, légèrement vacuolaire, à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine (2,6 à 2,4 Ma)
p2-q1β⁸	Ankaramite à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine (2,7 Ma ?)
p2-q1$\varepsilon$$\Phi$	Téphriphonolite à phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole (ordanchite) de Fontmarcel (3 à 2,6 Ma)

Tableau 3 - Autres formations volcaniques montdoriennes.

Les auteurs qui ont cartographié les formations volcaniques et/ou fluviatiles du Mont-Dore s.s., sur des maquettes inédites à 1/25 000 remises au BRGM, sont les suivants : A. de Goërs de Herve pour la moitié ouest du quart NE de la carte (VM1) et une partie du quart SW (VM5-6) ; J.-C. Besson pour le quart SW (VM5-6), P. Labazuy *et al.* (2004) et P. Marteau pour deux secteurs situés dans ce même quart : ceux de St-Nectaire et de Mareuge, respectivement ; R. Bouiller et J.-C. Besson pour le quart NE (VM3-4) ; R. Bouiller et M.-H. Ly pour le quart SE (VM7-8).

En outre, dans la moitié orientale de la carte se trouvent des alluvions spatialement associées à des avalanches de débris de la génération de Perrier. Ces alluvions ont été cartographiées par R. Bouiller (VM3-4 et 7-8) et M.-H. Ly (VM7-8) et celles du plateau de Perrier, localement fossilifères, ont en outre fait l'objet d'études détaillées dans la thèse J.-F. Pastre (1987) et dans des publications de ce même auteur seul (1982, 2004) ou associé à d'autres (Nomade *et al.*, 2014a-b).

Pour la rédaction de la présente notice nous avons pris en compte les descriptions des thèses de J.-C. Besson (1979) et de M.-H. Ly (1982), ainsi que celles du rapport de P. Labazuy *et al.* (2004) et des publications de J. F. Pastre (1982, 2004) et de S. Nomade *et al.* (2012, 2014a-b).

p2F3tp. Alluvions fluviatiles avec intercalations de tephras rhyolitiques (3,11 Ma) du versant sud du plateau de Perrier. Comme le montre la figure 186a, cette formation se trouve sur le versant sud du plateau de Perrier, où elle recouvre des sédiments oligocènes et est incisée du côté ouest dans des alluvions **F2** et la coulée de basalte doléritique de Roca Neyra (**p1-2d β**). Cet ensemble, indissociable sur une carte à 1/50 000, est décrit par J. F. Pastre (2004) dont nous reprenons ici les principales données et la coupe détaillée (fig. 187, actualisée avec les datations radiométriques les plus récentes).

La formation débute par l'entité **F3a**, un conglomérat fluviatile grossier contenant de nombreux blocs de basalte s.l. provenant du Cézallier et peut-être aussi de coulées anté-3 Ma du voisinage de St-Nectaire (Besson, 1978). L'assemblage de minéraux lourds comprend beaucoup d'amphibole brune et de clinopyroxène, mais peu de staurolite et de corindon provenant du socle varisque, ce qui corrobore l'hypothèse d'une influence majeure d'une paléocouze. **F3a** renferme en outre un mince niveau – de 8 cm – contenant du quartz magmatique issu d'un téphra rhyolitique précoce dont la source n'est pas encore connue. Le dépôt de ce conglomérat est suivi de celui de deux tephras : une retombée plinienne rhyolitique (RP1) puis des tufs cendro-ponceux rhyolitiques porphyriques (CP1).

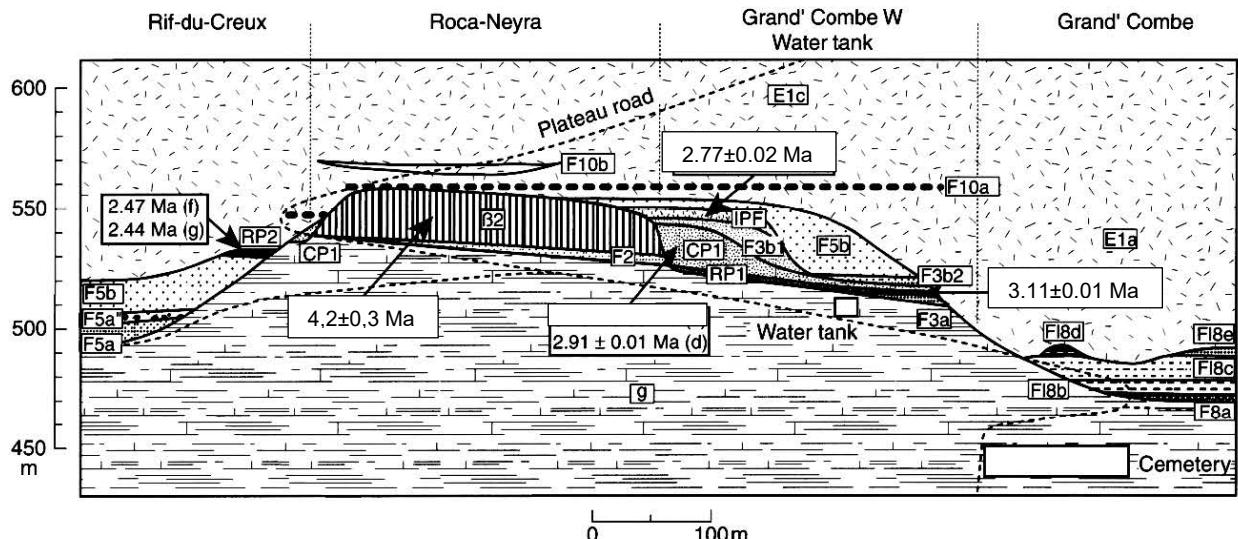


Fig. 5 : Versant sud du Plateau de Perrier : coupe détaillée du secteur de La Grand'Combe et de Roca-Neyra.
 g. Marnes oligocènes - F2 Alluvions sous-basaltiques de Roca-Neyra (à galets de quartz et de basalte) - $\beta 2$ Coulée de basalte doléritique de Roca-Neyra - F3a Alluvions grossières inférieures du réservoir à eau (à galets de basalte, amphioles et clinopyroxénés bruns) - RP1 Retombée plinienne du réservoir à eau de Perrier-Roca-Neyra (tufponceux à quartz automorphe) - CP1 Coulée de pences rhyolitique de Perrier-Roca-Neyra (à pences phylliques et quartz automorphe) - F3b1 Alluvions cendro-ponceuses à quartz - F3b2 Alluvions grossières à galets de basalte et quartz automorphe - IPF Ignimbrite du Mont-Dore (faciès supérieur à grosses pences fibreuses) - F5a Alluvions grossières (à pences fibreuses, quartz et amphioles) - F5a' Conglomérat à basaltes, téphrites et amphioles brunes - F5b Alluvions grossières à pences fibreuses rhyolitiques, pences trachytiques, amphioles - RP2 Retombée plinienne trachytique de Perrier (tufponceux à felspath et augite) - F8a Alluvions grossières de La Grand'Combe (à galets de basalte et quartz) - Fl8b Argiles de La Grand'Combe - Fl8c Sables fins et silts lités de la Grand'Combe - Fl8d Tuffites de La Grand'Combe - Fl8e Sables et graviers fluviatiles de La Grand'Combe - Ela Avalanche de débris inférieure - F10a Alluvions grossières inter-épilastiques de Roca-Neyra - F10b Alluvions fines inter-épilastiques de Roca-Neyra (gisement fossilière) - Elc Troisième avalanche de débris.

Fig. 187 - Coupe détaillée du secteur de Roca Neyra et de la Grand'Combe - versant sud du plateau de Perrier (extrait de Pastre, 2004, fig. 5).

La retombée plinienne rhyolitique, découverte par J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel (2001), a une épaisseur de 75 cm et est datée à $3,11 \pm 0,01$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (échantillon PER128, Nomade *et al.*, 2014a, p. 8). Au-dessus se trouve le dépôt de tufs cendro-ponceux porphyriques, également rhyolitiques, que M.-H. Ly (1982) a découvert et décrit comme étant un tuf de lapilli, constitué de débris de pences blanches, porphyriques – avec des phénocristaux de feldspaths et de quartz – dans un ciment gris ou ocre. La puissance atteint une dizaine de mètres près de Roca Neyra, mais décroît rapidement vers l'Est en raison d'une érosion ultérieure. Ces tufs contiennent également de nombreux cristaux de quartz automorphe et de feldspaths alcalins, et, par ailleurs, d'autres minéraux comprenant une amphibole verte de type édénite (Pastre, 2004).

Ce dépôt de tufs est recouvert par un mince niveau d'alluvions à pences rhyolitiques porphyriques (**F3b1**), érodé par un conglomerat (**F3b2**) analogue à **F3a** par sa richesse en blocs de basalte s.l. mais renfermant d'abondants petits cristaux quartz provenant des tephras rhyolitiques.

Le tout est sous-jacent à un mince dépôt de pences fibreuses (**IPF** sur figure MD2) de type « Grande Nappe », datée récemment à $2,77 \pm 0,02$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Nomade *et al.*, 2017). Ce dépôt est lui-même recouvert par la formation volcano-sédimentaire **F5** (cf. plus loin) et la première avalanche de débris du plateau de Perrier (**p2-q1Av1**) repose sur l'ensemble. Si l'on se fie aux dernières datations radiométriques la formation **p2F3tp** aurait un âge compris entre 3,11 à 2,77 Ma.

p2pt. Tufs cendro-ponceux porphyriques du secteur de Mareuge-Leyrenoux. Dans la partie la plus occidentale de la carte, A. de Goërs de Herve a figuré sur sa maquette inédite à 1/25 000 d'une partie de Veyre-Monton 5-6, de petits corps lenticulaires de tufs cendro-ponceux porphyriques (cpp), situés sous d'autres formations issues du volcan du Mont-Dore s.s. : coulées de doréite ou de sancyite ou encore dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier.

Ces lentilles se trouvent :

- immédiatement à l'Ouest du hameau de Mareuge, sous une avalanche de débris, et plus à l'Ouest, dans la vallée du ruisseau de la Védrine, en amont de son confluent avec la Monne, sous une coulée de sancyite, et au fond de la vallée de la Monne, au Creux de Fontbonne, sous une coulée de doréite ;
- plus au Sud, au Nord du lieu-dit Leyrenoux, en rive gauche du ruisseau le Fredet, vers 1150 m d'altitude, dans une zone de prairies recouvrant des colluvions hétérométriques alimentées principalement par des sancyites.

Ces tufs cendro-ponceux porphyriques sont probablement analogues à ceux, de composition rhyolitique, du flanc sud du plateau de Perrier, décrits ci-dessus (CP1).

p2tp. Tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" (2,77 Ma). p2tpF. unité indurée associée, de type Farges. La mise en place de la formation cendro-ponceuse de la « Grande Nappe » est un évènement majeur de l'histoire du stratovolcan du Mont-Dore. On en trouve des témoins dans toutes les directions, surtout vers l'Est et le Nord, jusqu'à plus de 30 km de la zone d'émission, située sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic. Cette formation cendro-ponceuse, qui a un volume estimé à plusieurs km³ et a recouvert une surface de plus de 100 km², est certainement contemporaine de la formation d'une importante caldeira dont les limites restent cependant imprécises.

Les datations radiométriques par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar lui ont donné un âge de $3,07 \pm 0,04$ Ma à Sailles (Féraud *et al.*, 1990) puis de $2,77 \pm 0,02$ Ma à Rochefort-Montagne¹⁸ et à Ludières (Nomade *et al.*, 2017) ; nous retenons ici ce dernier âge.

Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, la « Grande Nappe » affleure de façon très dispersée, dans les mêmes secteurs que les avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**), qui la recouvrent :

- dans la partie la plus occidentale du quart nord-ouest (VM1) ;
- dans le quart sud-ouest (VM5-6) : au sein d'une bande W-E allant de l'Ouest de Mareuge, où elle atteint une épaisseur de 20 m d'après des données de forages, jusqu'à l'Est des Arnats, en passant par Ludières (épaisseur supérieure à 15 m d'après forages) ;
- sur les deux flancs, nord et sud, du plateau de Perrier dans l'angle sud-est de la carte.

De petites carrières abandonnées, indiquées sur la carte, se trouvent à 500 m au Nord de Mareuge, à 700 m au NW de Sailles en bordure NE de la route D 643, et à 400 m au SSW des Farges (fig. 186a-b) en bordure NW de la même D 643, pour l'unité meuble ; à 600 m à l'Ouest des Farges, pour l'unité indurée. En outre, dans le faciès meuble l'homme a creusé des caves d'affinage du célèbre fromage de St-Nectaire, notamment dans les hameaux des Farges et de Ludières, ce qui permet une bonne observation des dépôts.

Dans la carrière du point 6A68, l'épaisseur de la nappe meuble est d'une quinzaine de mètres. Dufresne et Pitois (1998, in Labazuy *et al.*, 2004) y ont décrit une remarquable succession de niveaux avec de bas en haut : un niveau de déferlantes pyroclastiques (fig. 188a) d'environ 3 m de puissance, surmonté par le corps même de l'ignimbrite (*ground surge, basal layer* et corps principal), et enfin un niveau de retombée de type *ash fall*. La photo 6A68b (fig. 188b) correspond à la partie basale, dans laquelle on distingue d'abondantes fibres ponceuses de teinte blanchâtre.

La formation meuble renferme d'abondantes ponces fibreuses, de longueur généralement comprise entre 0,5 et 4 cm et n'excédant que rarement 8 cm, qui représentent le matériel juvénile rhyolitique. Ces ponces de teinte blanchâtre sont emballées dans une matrice cendreuse fine, meuble, beige à jaunâtre (fig. 188b), constituée de débris vitreux de ponces et de minéraux libres (quartz, feldspath et biotite). La formation renferme en outre du quartz bipyramidal (Besson, 1978), ainsi que des xénolites de taille généralement réduite et de nature variée : basalte, trachyandésite, roches du socle cristallin.

¹⁸ sur la carte de Bourg-Lastic (716) à 1/50 000



Fig. 188 - Carrière abandonnée, implantée dans des tufs cendro-ponceux rhyolitiques, à 1 km au NNW de St-Nectaire-le-Haut ; a : vue générale ; b : vue de détail de la partie basale – photos PC 6A68 05/08/2010.

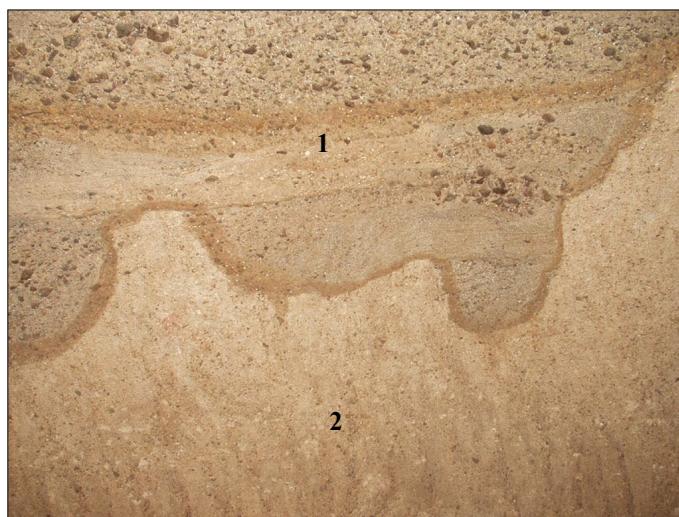


Fig. 189 - Coupe dans une ancienne cave à fromage du poteau de Ludières ; 1-chenaux dans la « Grande Nappe » de ponces, 2-alluvions fines et grossières, à stratifications plus ou moins entrecroisées
photo extraite de la synthèse de Labazuy et al. (2004).

Par ailleurs, une ancienne cave à fromage, située en bordure nord de la D 74 au poteau de Ludières, permet d'observer la partie supérieure de la « Grande Nappe » de ponces, ravinée et recouverte par des dépôts alluviaux (fig. 189).

p2tpF - unité indurée et zéolitisée associée, de type Farges. Cette formation, qui ne se trouve qu'à l'Ouest du hameau des Farges, est caractérisée par une roche pétrographiquement identique à celle de la « Grande Nappe » de ponces, sur laquelle elle repose. Elle est riche en ponces fibreuses de toutes tailles mais n'excédant pas 4 cm, en xénolites granitiques et quartz libres, pris dans une matrice cendreuse fine, blanchâtre à jaunâtre. La différence entre les deux formations se fait au niveau de cette matrice, qui dans ce cas n'est pas meuble mais indurée. La différence se fait également au niveau de la disparition des ponces dont ne restent visibles que les empreintes de fibres dans les cavités laissées libres. Ce dernier fait est vraisemblablement à imputer à un phénomène de dissolution pour lequel il conviendrait de déterminer s'il est dû à une altération secondaire ou au mode même de mise en place de cette formation, discuté plus loin.

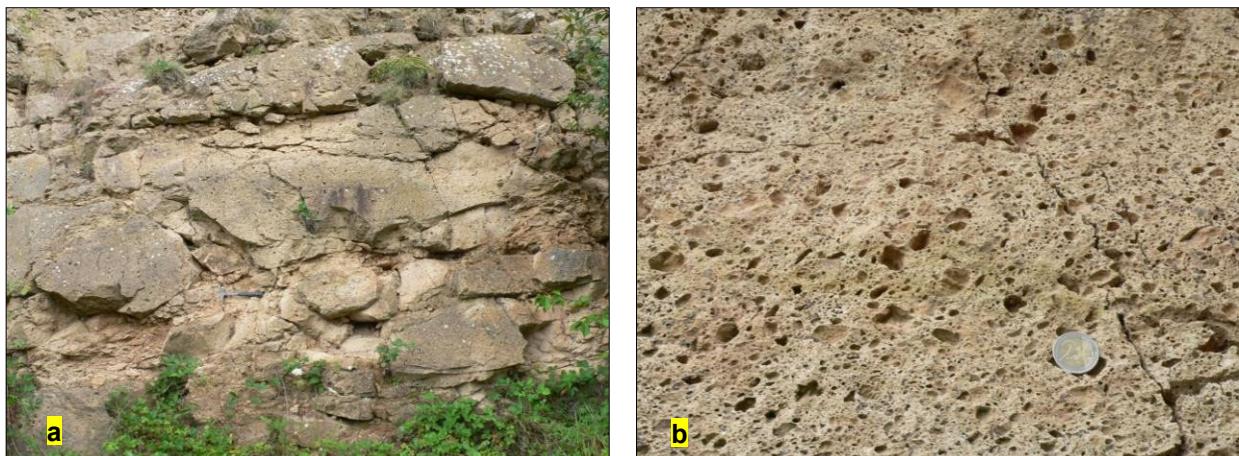


Fig. 190 - Tufs cendro-ponceux indurés de l'ancienne carrière située à l'Ouest du hameau des Farges
 a - disposition en bancs subhorizontaux ; b - vue de détail du faciès vacuolaire – photos PC 6A69 05/08/2010.

Le meilleur lieu d'observation de ce faciès induré est la carrière abandonnée, qui est située à 250 m à l'WNW du hameau de Farges et présente un front de taille d'une dizaine de mètres de hauteur. Le faciès induré y est disposé en bancs subhorizontaux (fig. 190a) dus à la fracturation et un aspect fréquemment vacuolaire (fig. 190b) consécutif à la disparition des ponces. Une variation latérale du faciès, évoluant sur quelques mètres au niveau de cette carrière, voit la formation passer d'un faciès vacuolaire à un faciès riche en ponces fibreuses et meuble. Cette variation latérale caractérise ainsi une évolution locale particulière de la « Grande Nappe » de ponces. La surface couverte par les tufs ponceux indurés est plus importante que ce qui avait été décrit jusqu'alors, et ces tufs ont pu être suivis depuis la carrière précitée jusqu'au plateau de Sailles où ils affleurent tout d'abord au niveau du GR 30, à l'Ouest, dans un trou, relique d'une ancienne exploitation. En continuant vers l'Ouest, ces tufs indurés se retrouvent dans des champs labourés – sans aucun mélange avec d'autres formations – jusqu'au-dessus du village de Sailles.

La surface couverte par l'ignimbrite indurée constitue une ossature allongée W-E de 150 m de largeur environ, sur au minimum 800 m de longueur. Cette géométrie particulière peut avoir une importance dans la compréhension du phénomène responsable de l'induration locale de la Grande Nappe de ponces. D'autre part, d'après un forage effectué par le BRGM, les tufs ponceux présentent une épaisseur d'au moins 40 m (limite du forage) à l'aplomb de la carrière de Farges.

Le passage des ponces meubles aux tufs s'effectue en 2 à 3 m, par induration progressive s'accompagnant d'une altération corrélative des ponces pouvant aller jusqu'à leur destruction complète. Localement une structure d'aspect filonien de 40 cm de large recoupe les tufs et semble liée à une possible condition de mise en place de l'ensemble : le comblement d'une zone marécageuse par une coulée pyroclastique. Sous l'effet de la chaleur, l'eau du marécage est vaporisée ; elle se recondense dans la partie supérieure de la coulée, plus rapidement refroidie, où elle hydrolyse le verre volcanique.

À l'œil nu, la roche présente une texture bréchique et un aspect franchement vacuolaire. Le ciment, de teinte jaunâtre, renferme quelques rares granules allogènes et des minéraux isolés (feldspath, biotite).

L'examen microscopique (fig. 191) révèle une structure vitroclastique typique. La matrice est constituée par un agrégat d'échardes vitreuses extrêmement ténues, visibles seulement aux plus forts grossissements. Elles sont généralement très allongées, légèrement curvilignes, les formes typiques en X ou en Y étant très rares. Localement, la granulométrie est plus grossière et on peut alors observer des fragments de ponces jointifs, aux contours anguleux et aux vésicules non déformées.

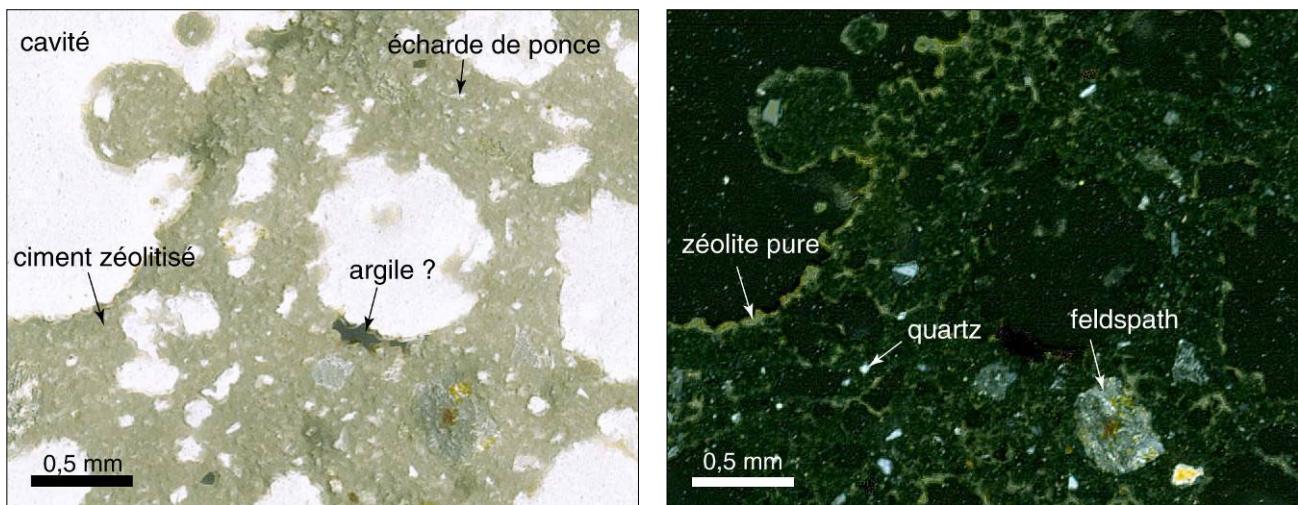


Fig. 191 - Microphotographies du tuf induré des Farges
microphotos de Pierre Boivin en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'observation en lumière polarisée et analysée permet de constater une transformation quasi complète des fragments vitreux en agrégats zéolitiques. Cette transformation s'opère en conservant la structure des échardes et des fragments ponceux. Les zéolites cristallisent en fines tablettes allongées s'orientant selon l'allongement des échardes et des parois intervésiculaires des ponces ou perpendiculairement aux parois des cavités. Par endroits le ciment semble partiellement argileux.

Les minéraux disséminés dans la matrice sont les suivants :

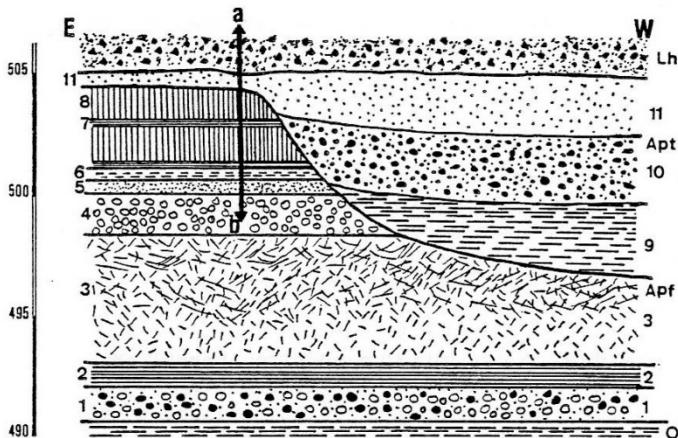
- rares cristaux de quartz généralement brisés ;
- plagioclase (oligoclase) automorphe et très frais ;
- feldspath alcalin (sanidine sodique : Or_{40} par diffractométrie X) également en cristaux automorphes ;
- biotite en lamelles flexueuses légèrement décolorées ;
- amphibole brune, rare ; magnétite ; sphène.

Cette paragenèse dénote une composition rhyolitique de la lave initiale.

L'étude radiocristallographique (Besson, 1978) a confirmé la présence de zéolites du type phillipsite : $K_2(Ca_{0,5},Na)_4[Al_6Si_{10}O_{32}] \cdot 12H_2O$. Un apport d'eau au sein de l'écoulement est donc nécessaire à la zéolitisation et peut provenir de deux sources : soit une venue tardive par diffusion et imbibition, soit une vaporisation lors de la mise en place de l'écoulement encore chaud dans une réserve de surface, telle que cours d'eau, marécage ou plan d'eau.

Cette roche, très facile à tailler et durcissant à l'air, a été largement utilisée comme pierre de construction pour de nombreux édifices de la ville de Saint-Nectaire.

p2F4. Alluvions fluviatiles à quartz rhyolitique et ponces fibreuses (2,77 Ma) du versant nord du plateau de Perrier. La formation F4 se trouve sur le flanc nord du plateau de Perrier (fig. 186b). Elle affleure notamment à la faveur du ravin de Sablou de Loussa, où M.-H. Ly (1982) a relevé la coupe suivante (fig. 192) :



Lh lahar de Perrier p2-q1Av1

- 11 sables roux à ponces fibreuses et trachytiques
- Apt alluvions à ponces trachytiques
- 10 galets de socle et quartz abondants, ponces fibreuses et trachytiques (Apt)
- 9 argile jaune
- 4 à 8 : cf. coupe détaillée ab ci-dessous
- 3 (Apf) alluvions à ponces fibreuses peu remaniées
- 2 argile jaune, lacustre
- 1 galets de socle et de basalte s.l., quartz abondant
- Ol marnes oligocènes g1C

Fig. 192 - Coupe du début du ravin de Sablou de Loussa, au NE des Pics (extrait de Ly, 1982, fig. 35).

D'après M.-H. Ly (1982, p 92) le niveau 3 provient du remaniement de la nappe de ponces fibreuses préexistante dans le ravin de Boissac, par éluvionnement des cendres. Le cortège minéral est le suivant : quartz bipyramidal, feldspaths, magnétite, hornblendes verte et brune, augite verte, apatite, staurotide.

La correspondance avec les données de J.-F. Pastre (2004) est la suivante :

Ly (1982)	Patre (2004)	Notation de la carte
Niveaux 9 à 11	F7	p2F7*
Niveaux 4 à 8 coupe ab	F6	p2F6*
Niveaux 2 + 3	F4b + MDI	
Niveau 1	F4a	p2F4

*cf. plus loin

D'après J.-F. Pastre (2004) la formation F4 avait une puissance initiale de 50 m et :

- le conglomerat basal F4a (niveau 1 de Ly) contient des galets de quartz, provenant du socle varisque, et de basalte s.l. ;
- les ponces fibreuses du niveau 3 sont rhyolitiques de type « Grande Nappe » et constituent corrélativement un lambeau de cette nappe, tandis que le niveau 2 correspond à la partie inférieure à grain fin de cette nappe, remaniée dans des dépôts fluviatiles cendreux lités.

Il est donc plausible d'attribuer à la formation F4 le même âge de 2,77 Ma que celui de la « Grande Nappe ».

À l'ENE de Fournet, un autre dépôt conglomeratique est surmonté de sables de grain fin à grossier. Le cortège de minéraux lourds provenant du socle et la fréquence du grenat indiquent que l'Allier a été le principal contributeur de ces sédiments qui sont par ailleurs riches en quartz rhyolitique, d'origine montdorienne.

p2F5. Alluvions fluviatiles grossières de type versant sud du plateau de Perrier. La formation F5 type apparaît sur le flanc sud du plateau de Perrier, au Nord-Ouest et au Sud-Est du petit paléorelief que constitue le vestige de la coulée de basalte doléritique de Roca Neyra, comme le montrent les coupes des figures 186a et 187. Le lambeau sud-est se trouve au lieu-dit le Château, où la séquence commence par un conglomerat fluviatile grossier (**F5a**) ravinant des sédiments **g1C** du Rupélien. Ce conglomerat est surmonté par 25 à 30 m de galets et de graviers, recouverts par des niveaux plus minces de sables à stratifications entrecroisées, dans lesquels s'intercalent des lits de cendres et de ponces fibreuses (**F5b**). Dans le lambeau nord-ouest, dit du Rif du Creux, la formation F5a consiste en un conglomerat fluviatile surmonté par un conglomerat à blocs arrondis de basalte s.l. et de téphrite ; la formation **F5b** y consiste en plusieurs unités de galets grossiers et de sables silteux.

Dans le lambeau du Château plusieurs lits renferment des galets de quartz ainsi que de la sillimanite et des grenats, qui témoignent d'un apport venant de la vallée supérieure de l'Allier. La contribution de la Couze est caractérisée par la présence i) de minéraux lourds issus de basaltes s.l. et de roches volcaniques montdoriennes sous-saturées, et ii) de quelques galets de téphrite et de phonolite. En plus des ponces fibreuses rhyolitiques – de type « Grande Nappe » – il convient de noter la présence de ponces trachytiques arrondies à feldspaths alcalins Na-K, liées à des événements volcaniques plus tardifs.

Par ailleurs, nous rattachons à cette formation F5 les vestiges d'alluvions fluviatiles qui se trouvent sous des lambeaux d'avalanches de débris de la génération de Perrier à deux endroits du quart NE de la carte de Veyre-

Monton : au pied nord-est de la colline qui culmine au point coté z=534 m à Monton, et au Puy de la Chèvre au Sud-Est d'Orcet.

p2F6. Alluvions fluviatiles et cinérites trachytiques à plantes du versant nord du plateau de Perrier. La formation F6 se trouve sur le flanc nord du plateau de Perrier, directement au-dessus de la formation F4 avec laquelle est concordante (fig. 186b et 192, cf. **p2F4**). M.-H. Ly (1982) en donne une coupe détaillée fig. 193 :

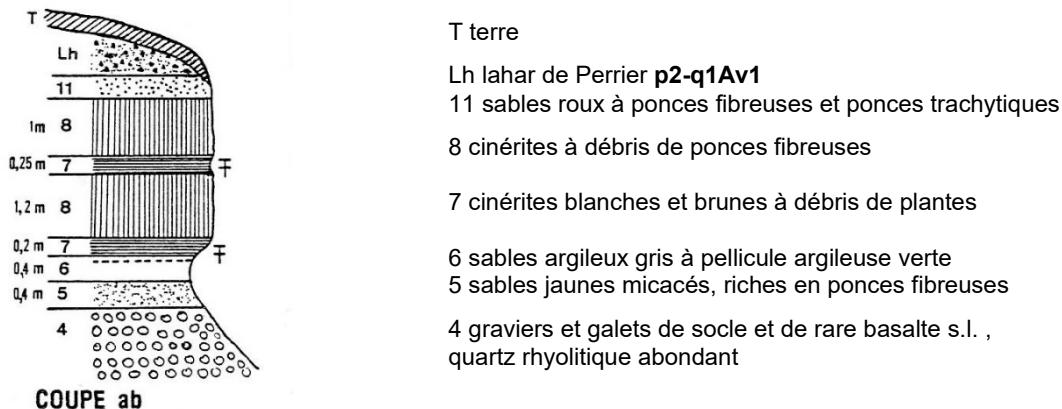


Fig. 193 - Détail de la coupe ab du ravin de Sablou de Loussa (Ly, 1982, fig. 35ab, p. 89-90).

Les sables micacés (niveau 5) sont riches en ponces fibreuses et contiennent les minéraux suivants : biotite, augite denticulée, hornblendes verte et brune, tourmaline, magnétite, sphène, apatite, sillimanite de type fibrolite, grenat rose, staurolite, oxydes de fer...

Pour J.-F. Pastre (1987, 2004) ces cinérites sont des tuffites contenant des ponces trachytiques à feldspaths alcalins, clinopyroxènes brun et vert, biotite, apatite oxydes de Fe-Ti.

Des débris de plantes se trouvent dans les deux minces niveaux de cinérites blanches du vallon de Sablou de Loussa (Ly, 1982, fig. 192), où la flore comprend (Bout, 1933 ; Bout et Marty, 1936) des fagaceae (*Fagus* et *Quercus*) associés avec des espèces de zone humide (*Populus canescens*, *Alnus orbicularis*, *Alnus stenophylla*) et à la présence *Zelkova crenata* confirmant le caractère tempéré (in Pastre, 2004).

À Fournet (Ly, 1982 ; Pastre, 1987, 2004) la succession est la suivante (Ly, 1982, p. 93) de haut en bas :

- retombées aériennes (niveau RP3 de Pastre, 2004, fig. 186b);
- cinérites gris-brun à empreintes de feuilles ;
- galets de basalte s.l. et de socle, ponces trachytiques ;
- marno-calcaires en plaquettes du Rupélien (**g1C**), constituant le sous-basement.

La flore y est principalement constituée de *Fagus*, *Quercus* et *Carpinus*. Le spectre des pollens comprend des conifères européens (*haploxyylon* type *Pinus*) et de rares séquoias (in Pastre, 2004).

p2F7. Alluvions fluviatiles et dépôts fluvio-lacustres des Pics. La formation F7 se trouve elle aussi uniquement sur le flanc nord du plateau de Perrier, au lieu-dit les Pics, au sein d'un paléochenal incisé dans les formations F4 et F6 (fig. 186b et 190).

M.-H. Ly (1982, p. 89-90) donne pour le ravin de Sablou de Loussa la coupe suivante (cf. *supra*, fig. 192) :

- sables roux à ponces fibreuses et trachytiques (11);
- alluvions à ponces trachytiques (Apt);
- galets de socle et quartz abondants (10);
- argile jaune, lacustre (9).

J.-F. Pastre (2004) donne une séquence quelque peu différente, avec de haut en bas :

- sables grossiers (F7d) ;
- galets de basalte s.l. (F7c) ;
- argiles sableuses vertes (F7b), remenant des argiles oligocènes,
- galets de quartz et de basalte s.l. (F7a).

Pour cet auteur les argiles sableuses (F7b) et les sables grossiers (F7d) sont particulièrement riches en amphibole brune et contiennent un sphène jaune clair en forme de diamant. Ces minéraux sont dus à des retombées pyroclastiques probablement issues d'évènements montdoriens phonolitiques.

p2rpt. Retombée plinienne trachytique de type plateau de Perrier (2,7 Ma). Un mince niveau pyroclastique, que M.-H. Ly a cartographié en « Retombées aériennes de ponces trachytiques » (Rat), affleure sporadiquement sous la base des deux principaux lambeaux d'avalanches de débris de la génération de Perrier : d'une part sur les deux flancs, sud et nord, du plateau de Perrier, et, d'autre part, plus au Nord-Ouest, sur les flancs ouest et sud-est du plateau de la Croix du Bonhomme. Il correspond au niveau RP2 de J.-F. Pastre (2004) : *cf. supra* fig. 186.

Plateau de Perrier. Ce plateau se situe dans l'angle sud-est de la carte de Veyre-Monton, au Nord du bourg de Perrier et immédiatement à l'Ouest de la ville d'Issoire où la Couze Pavin se jette dans l'Allier.



Première avalanche de débris du plateau de Perrier environ 2,6 Ma p2-q1Av1

Retombée plinienne trachytique p2rpt environ 2,7 Ma

niveau boueux

Alluvions fluviatiles p2F5

Fig. 194 - Coupe de la partie basale de la « falaise de Peiny », à 400 au NW du centre du bourg de Perrier photo PC 8DP01 29/09/2010.

L'affleurement-type de retombée plinienne trachytique se trouve au Nord du chemin des Grottes, à environ 400 m au NW du centre du bourg de Perrier et à l'Est du ravin du Château ; à cet endroit, d'accès facile, la partie basale de la « falaise de Peiny » montre une coupe remarquable (fig. 194) avec de haut en bas :

- la partie basale du premier dépôt d'avalanche de débris du plateau de Perrier ;
- un niveau de retombée plinienne trachytique, de teinte blanchâtre, dont la puissance est de 35 cm à l'endroit de la coupe et atteint 1,20 m à l'Ouest du ravin du Château (Ly, 1982 ; Pastre, 2004) ;
- la partie supérieure d'alluvions fluviatiles rattachées à la formation F5 de J.-F. Pastre (1987, 2004), renfermant des lits de cendres et de ponces rhyolitiques et comportant à son sommet un niveau « boueux » d'épaisseur ne dépassant pas 40 cm.

La retombée plinienne consiste en une masse tuffacée blanchâtre, homogène, non stratifiée, constituée de la façon suivante :

- 2/3 d'éléments graveleux anguleux, qui sont (i) pour l'essentiel des lapilli juvéniles, porphyriques à phénocristaux de sanidine, de biotite et d'augite, dans une mésostase de teinte claire, à porosité variable, et (ii) de rares granules énalogènes de laves plus foncées ;
- 1/3 d'éléments sableux, qui sont des minéraux volcaniques libres : feldspaths alcalins prédominants à composition de sanidine sodique, plagioclase, un peu de magnétite, biotite, clinopyroxène vert ou brun, amphibole brune, sphène, zircon.

L'absence totale de quartz implique une composition trachytique.

À 100 m à l'Ouest du basalte de Roca Neyra se trouve une coupe analogue (fig. 186a), à l'exception du fait que la retombée plinienne y présente un granoclassement inverse.

Sur le flanc nord du plateau de Perrier M.-H. Ly a cartographié des retombées pliniennes trachytiques à deux endroits : l'une au NNE des Pics et l'autre au Sud la ferme de Boissac. D'après J.-F. Pastre (2004 ; fig. 186) :

- la première repose sur des argilites vertes de la formation fluviatile F7b et plus à l'Ouest une retombé analogue (RP2) se trouve au Fournet où elle recouvre des alluvions F6 ;
- la seconde correspond au niveau RP3 et recouvre les alluvions fluviatiles de la formation de Boissac, cet ensemble étant décrit plus loin (**p2FB**) ;
- la formation RP2 est en revanche antérieure aux formations F8 et F9.

Les retombées pliniennes trachytiques RP2 sont

- postérieures à la retombée plinienne rhyolitique (RP1), datée à 3,11 Ma et aux tufs cendro-ponceux rhyolitiques de type "Grande Nappe" datés à 2,77 Ma : cf. ci-dessus **p2F3tp** et **p2tp**, respectivement ;
- antérieures à la première avalanche de débris de la génération de Perrier, datée à 2,6 Ma : cf. plus loin **p2-q1Av1**.

Nous leur attribuons donc un âge de l'ordre de 2,7 Ma.

Plateau de la Croix du Bonhomme. Ce plateau se situe entre Champeix au Nord et Chidrac au Sud, à l'interfluve entre les couzes Chambon et Pavin. Sur son flanc sud-ouest, à proximité du réservoir d'eau de la Chaux de Chaugeat, se trouve une retombée plinienne trachytique, de 80 cm de puissance et de couleur rousse, identique à celle de la coupe-type ; elle repose sur des alluvions fluviatiles à débris de pences fibreuses, de quelques mètres d'épaisseur, qui recouvrent des marnes et calcaires dolomitiques rupéliens. Sur le flanc sud-est du plateau, près de la grotte de Chaugeat, à 580 m d'altitude, affleure une retombée analogue, reposant sur un paléosol brunâtre, probablement sus-jacent à des alluvions ponceuses.

p2FL8. Dépôts fluvio-lacustres et tuffites de la Grand'Combe. Sur le versant sud du plateau de Perrier, à l'Est de la coulée de basalte doléritique de Roca Neyra, J.-F. Pastre (1987, 2004) a individualisé une formation FL8, déposée dans un paléochenal incisé dans les argiles rupéliennes et dans la formation F5 (fig. 186a). Cette formation, de puissance supérieure à 25 m, est constituée de la succession suivante, de haut en bas :

- mince lit de graviers fluviatiles (F8e) ;
- tuffites (F8d) ;
- sables et argiles silteux (FL8c) ;
- argilites fluvio-lacustres (FL8b) ;
- alluvions grossières : galets et sable (F8a).

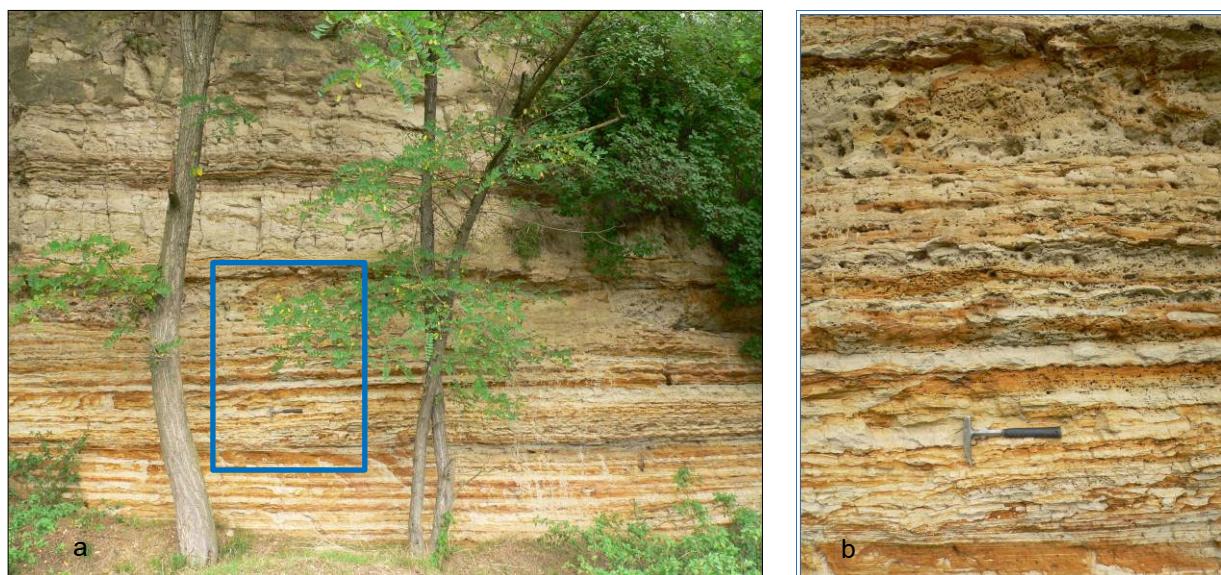


Fig. 195 - Affleurement de sables et argiles finement lités, en bordure nord de la piste de Roca Neyra
a- vue d'ensemble ; b- vue de détail au sein du rectangle bleu - photos PC 8C01 29/09/2010.

La séquence basale (FL8a) renferme d'une part des galets de basalte s.l. et des minéraux volcaniques apportés par une paléocouze, et, d'autre part, des galets de quartz et du grenat, témoins d'une contribution de l'Allier, qui a atteint à cette époque sa position la plus occidentale.

Les argilites silteuses (FL8b) contiennent quelques débris de plantes, mais affleurent mal. Les sables et argiles (FL8c) affleurent dans le ravin de la Grand'Combe et en particulier en bordure nord de la piste carrossable qui mène de le Coudert à Roca Neyra ; ces dépôts sont finement lités avec une alternance de lits de 5 à 20 cm de puissance, les uns constitués de sables silteux brun-orangé et les autres d'argiles silteuses blanches, comme le montrent les photos 8C01a et b (fig. 195).

Les sédiments FL8b et c renferment de nombreuses phyllites provenant du socle varisque, mais leur contenu volcanique est trop faible pour être significatif.

La séquence se termine par des tuffites argileuses finement litées (F8d), surmontées par un mince lit de graviers fluviatiles (F8e).

p2F9. Alluvions fluviatiles à ossements de mammifères de la bordure orientale du plateau de Perrier (2,77 à 2,60 Ma). Sur le versant oriental du plateau de Perrier, à une altitude d'environ 480 m, J. F. Pastre (1987, 2004) a individualisé une formation fluviatile F9, qui apparaît en outre à l'extrémité est du versant sud du plateau, au Nord de la Belle Estrenne. Cette formation renferme des gisements paléontologiques – à ossements de mammifères – dont le plus célèbre est celui des Étouaires–côte d'Ardé.

La séquence la plus typique se trouve dans le ravin du ruisseau de Boulade en aval du lieu-dit les Étouaires¹⁹ où M.-H. Ly (1982) a relevé la coupe suivante (fig. 196) :

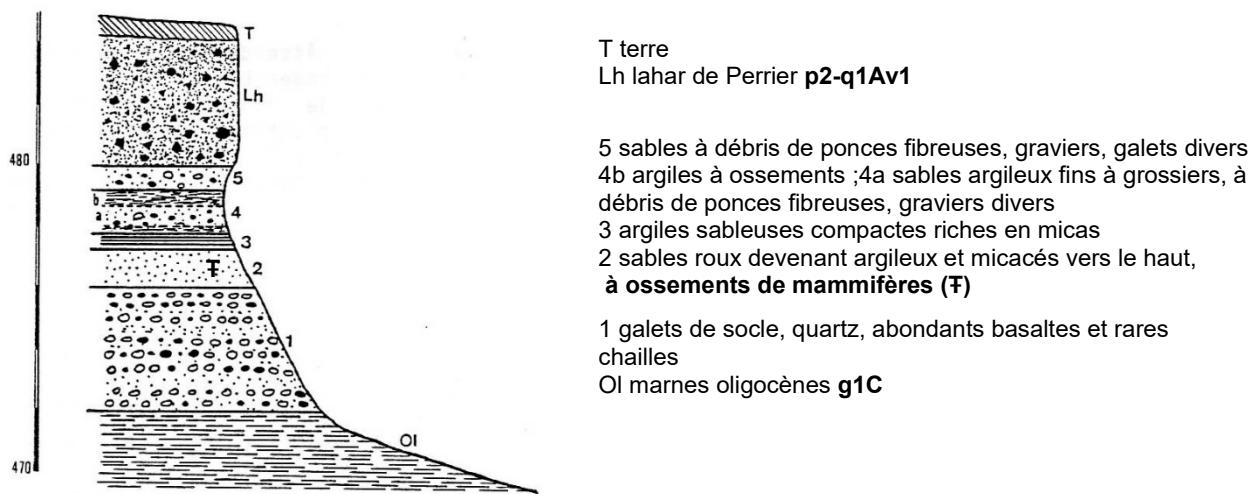


Fig. 196 - Coupe du ravin du ruisseau de Boulade, en aval des Étouaires (extrait de Ly, 1982, fig. 32).

Les équivalences avec la publication de J.-F. Pastre (2004) sont les suivantes :

- niveaux 5 et 4b : F9c
- niveau 4a et 3 : F9b
- niveaux 1 et 2 : F9a avec dans la partie supérieure (niveau 2) le gisement des Étouaires–côte d'Ardé proprement dit.

Par comparaison aux formations précédentes, le conglomerat basal est enrichi en augite verte du Mont-Dore. La partie inférieure de F9b contient, à la Côte d'Ardé, de nombreux cristaux de feldspaths et d'amphibole brune, ainsi que des ponces altérées, que l'on peut attribuer à une émission montdorienne contemporaine. Plus haut F9b renferme des lits à augite verte et sphène, provenant d'émissions montdorriennes ultérieures. Dans la partie supérieure de F9b se trouvent de nombreux cristaux d'orthopyroxène, de diopside chromifère et d'olivine, typiques de lherzolites, corrélables au volcanisme du Devès ; la présence de ces minéraux mafiques et la fréquence des galets de quartz et des grenats témoignent d'une contribution du haut Allier.

Le gisement d'ossements mammaliens des Étouaires–côte d'Ardé a été découvert par A. Bravard (1828) et décrit en détail par P. Bout (1960) ; il s'agit d'une faune riche en rongeurs et en cervidés : *Cervus cusananus*, *C.*

¹⁹ Ce lieu-dit ne figure pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

perrieri ; *C. pardensis*... (in Pastre, 2004). Pour l'ensemble que constituent ce gisement et ceux de la Belle Estrenne et de Bourbon, des études plus récentes montrent la présence des mammifères suivants :

- *Zygodipodon borsoni*, un mastodonte (Heintz, 1969) ;
 - *Anancus arvernensis*, un autre mastodonte, et divers carnivores (Heintz et al., 1974) ;
 - *Dicerorhinus jeanvireti*, un rhinocéros (Palombo et Valli, 2004)
 - *Gazella borbonica*, deux bovidés : *Leptobos elatus* et *Leptobos bravardi*, et un autre cervidé : *Pseudodama* (Kahlke et al., 2011).

La formation est datée à $2,78 \pm 0,02$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur un échantillon de ponce trachytique riche en amphibole, légèrement remaniée, intercalée dans la partie basale de la formation (échantillon PER105, Nomade *et al.*, 2014a). Cette datation radiométrique permet d'attribuer au gisement de faune des Étouaires–côte d'Ardé un âge plus ancien que celui de 2 Ma des données précédentes (*in* Pastre, 2004).

p2FB. Alluvions fluviatiles, cinérites (2,69 Ma) à empreintes de plantes et retombée plinienne de Boissac. Comme son nom l'indique cette formation se trouve près de la ferme de Boissac, dans la partie occidentale du versant nord du plateau de Perrier. P. Bout (1960) a découvert le gisement de plantes fossiles et a relevé la coupe suivante (fig. 197) :

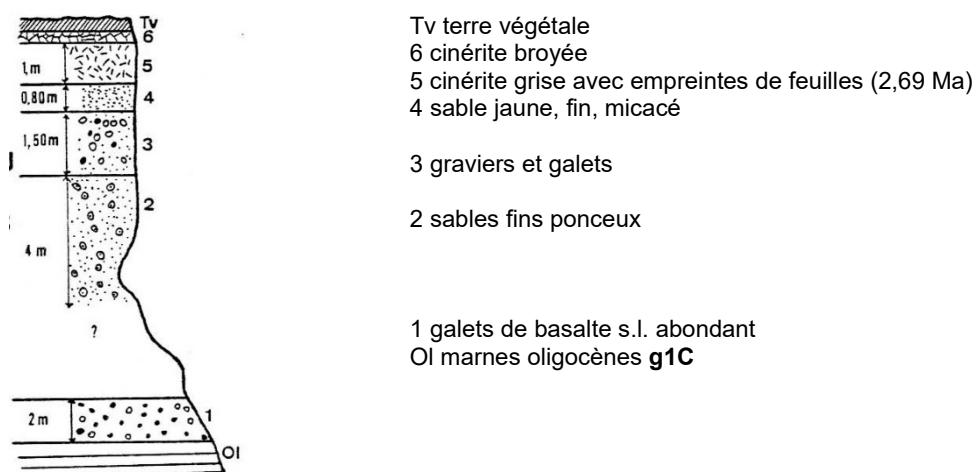


Fig. 197 - Coupe de la formation de Boissac (Bout, 1960, *in* Ly, 1982, fig. 34).

M.-H. Ly (1982, p. 93) donne pour les cinérites sommitales la succession suivante, de haut en bas :

- « grès » cinéritique ;
 - cinérite blanche ;
 - « grès » cinéritiques gris, constitués de cendres, de minéraux et débris de pences fibreuses ;
 - une cinérite varvée, blanche et brune, très fine, avec des empreintes de feuilles de bambou et de plantes dicotylédones (niveau 5 de Bout, 1960).

Cette cinérite est datée à $2,69 \pm 0,01$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (échantillon PER 142, Nomade et al., 2014b).

Pour J.-F. Pastre (2004) la partie sommitale de cette séquence (niveau 6 de Bout) correspond à une retombée plinienne (RP3) de 40 cm de puissance, contenant des ponces altérées de 2 à 3 mm. Son cortège minéral – à feldspaths, biotite, amphibole brune, sphène, zircon de type D – diffère de celui de la retombée RP2 et provient probablement d'émissions montdoriennes sous-saturées, (trachy)phonolitiques. Cette séquence est recouverte par la première avalanche de débris du plateau de Perrier.

p2-q1Av1. Dépôts d'avalanches de débris, de la génération de Perrier (2,6 Ma). 1- résiduels. Le stratovolcan du Mont-Dore s.s. a généré plusieurs avalanches de débris dont la première est datée à $2,60 \pm 0,02$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Nomade *et al.* 2014a). Les produits de ces avalanches sont particulièrement bien préservés sur le plateau de Perrier, situé dans la partie la plus orientale de l'édifice volcanique du Mont-Dore. En dehors du plateau de Perrier les dépôts d'avalanches de débris de cette génération constituent des lambeaux, d'extension et d'orientation variables, répartis sur une grande partie de la présente carte, comme le montre le schéma structural. Ces lambeaux sont actuellement en inversion de relief, plus ou moins prononcée selon les endroits, car les dépôts ont été canalisés dans des paléovalleés, qui

par rapport aux vallées actuelles sont soit grossièrement parallèles, soit franchement obliques comme c'est le cas pour les lambeaux situés dans la partie la plus nord-est de la carte : dans le bourg de Veyre-Monton et à l'Est d'Orcet.

Dans la partie la plus méridionale de la carte, les célèbres dépôts du plateau de Perrier se situent en rive gauche (nord) de la partie la plus aval de la Couze Pavin, immédiatement en amont de son confluent avec l'Allier à Issoire, alors que des dépôts analogues se trouvent sur la rive opposée, sur le plateau de Malbattu, situé sur territoire de la carte de Besse-en-Chandesse pour l'essentiel. À quelques kilomètres au NW du plateau de Perrier se trouvent les brèches polylithologiques du plateau de la Croix du Bonhomme, situé à l'interfluve entre les couzes Pavin, au Sud, et Chambon, au Nord. Plus à l'Ouest, on trouve, en rive gauche (nord) de la Couze Chambon, les brèches du secteur de Grandeyrolles, puis celles du sommet du Puy de Bessolles, au SE de Murol.

Plus au Nord de grands lambeaux, de direction générale W-E, se suivent de façon plus ou moins continue, sur une longueur atteignant 9 km, dans le secteur situé au Nord de St-Nectaire et couvert en majeure partie par la synthèse volcanologique de Labazuy *et al.* (2004). Ce secteur est drainé par les vallées actuelles du Fredet, du Quinsat et de la Monne, en allant du Sud au Nord. Le lambeau situé en rive droite (sud) de la Monne se connecte à ceux du secteur de Veyre-Monton–Orcet via une paléovallée dont le tracé suit, d'amont en aval, la rive droite de la Monne, puis passe au Sud du Puy de Peyronière avant de passer en rive gauche de la Veyre au niveau du bourg de Monton.

Encore plus au Nord, des lambeaux de direction générale SW-NE se trouvent de part et d'autre des vallées du Labadeau et de la partie la plus amont de la Veyre, dans le secteur de Zanières–Saulzet-le-Froid. Enfin, dans la partie la plus occidentale de la moitié nord de la carte, des lambeaux, de direction générale S-N, se situent de part et d'autre des vallées du Chevalard et de la Gorce, dans un secteur allant – du Sud au Nord – de Vernines et Fontsalive jusqu'à Nébouzat, en passant par Aurières. Les dépôts de ces secteurs, situés dans la partie la plus occidentale du quart nord-ouest de la carte (VM1) ont été cartographiés – à 1/25 000 – par A. de Goë de Herve pour l'essentiel.

Dépôts d'avalanches méridionaux. Comme cela est signalé dans les « travaux antérieurs » (cf. *supra*) les dépôts d'avalanches de débris du plateau de Perrier ont fait l'objet de la thèse de M.-H. Ly (1982) et de nombreuses publications. Ces dépôts résultent de l'effondrement soudain de la partie nord-est du stratovolcan du Mont-Dore (Besson *et al.*, 1979 ; Morel, 1987 ; Pastre, 2004) et ont été canalisés vers le bas dans une paléovallée W-E.

Plateau de Perrier. Une superposition de quatre puissants niveaux bréchiques a été mise en évidence au plateau de Perrier (fig. 184, Pastre, 2004). La base de la séquence est datée à $2,60 \pm 0,02$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (échantillon PER51 ; Nomade *et al.* (2014a) et les différents évènements enregistrés se suivent en quelques dizaines de milliers d'années. La discordance observée entre le troisième et le quatrième niveau suggère une période d'incision fluviale. Ces puissants niveaux bréchiques étaient communément interprétés par le passé comme ceux de quatre avalanches de débris (Pastre, 2004 ; Nomade *et al.*, 2014a). B. Bernard *et al.* (2009) montrent cependant que seuls le premier (U1, avalanche faiblement remaniée) et le dernier (U4, avalanche primaire) des niveaux possèdent des caractéristiques adéquates pour les interpréter comme étant des dépôts d'avalanches de débris s.s. (blocs en « jigsaw cracks », injection de matrice, sédiments déformés...). Les dépôts bréchiques intermédiaires (niveaux U2 et U3) ne présentent « que » des critères de coulées de débris ou « lahars » (blocs intacts, clastes arrondis). Cette interprétation en deux avalanches séparées par d'importantes remobilisations épicrostiques fluviatiles, qui expliquerait la succession rapide des évènements ainsi que les périodes d'érosion fluviatile, semble être celle actuellement acceptée (Nomade *et al.*, 2017). L'épaisseur totale des produits volcaniques trouvés au plateau de Perrier atteint 120 m localement. Sur la partie supérieure du plateau les produits de la dernière avalanche sont en grande partie résiduels, par suite de leur altération et de leur démantèlement par l'érosion, alimentant des formations superficielles de versant.

La première avalanche (E1a, fig. 186) atteint 45 m d'épaisseur dans la partie orientale du plateau. Elle est caractérisée par sa richesse en pences d'un trachyte à sanidine sodique, plagioclase, un peu de biotite et d'oxydes de Fe-Ti, et contient de nombreux blocs de latite grise porphyrique à phénocristaux d'andésine. Dans le secteur de Roca Neyra elle renferme dans sa partie basale – au-dessus de la coulée de basalte doléritique (**p1-2dβ**) – une grosse lentille de sables à pences trachyandésitiques (Ly, 1982) dans laquelle P. Bout (1960) a découvert un gisement d'ossements de mammifères ; dans cette paléofaune coexistent *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros etruscus*, *Hipparium sp.* et *Equus stenorhinus* (*in* de Goë de Herve, 1974). La

datation radiométrique de la partie basale de l'avalanche à $2,60 \pm 0,02$ Ma (cf. *supra*) situe cette paléofaune à la limite entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur, c'est à dire à la limite entre le Tertiaire et le Quaternaire.

Dans ce même secteur de Roca Neyra la première avalanche (E1a ou U1) est recouverte par un lit d'alluvions fluviatiles à galets, qui la sépare du second niveau bréchique (E1b ou E2), qui a une épaisseur de 5 m seulement et est surmontée par un dépôt de sables fossilifères. Ce dépôt est sous-jacent au troisième niveau bréchique (E1c ou U3), défini entre Roca Neyra et la Grand'Combe où il atteint 20 m d'épaisseur, est riche en éléments de latite et contient de nombreux blocs de téphrite provenant de la partie nord-ouest du volcan du Mont-Dore. La quatrième et dernier niveau bréchique (E1d ou U4) est le plus étendu. Il affleure bien dans le secteur des Grottes, au Nord du bourg de Perrier, et plus à l'Est où les mégablocs de téphrite coiffant des cheminées de fée donnent un paysage typique (fig. 198).

D'après l'inventaire global de M.-H. Ly (1982), les brèches du plateau de Perrier sont formées d'éléments polylithologiques et très hétérométriques, sertis dans une abondante matrice blanchâtre indurée, constituant 70 à 80 % de l'ensemble. Les éléments sont constitués essentiellement de divers types de roches volcaniques montdoriennes : basaltes, rhyolites, phonolites, téphrites (ordanchites), trachytes, beaucoup de trachyandésites basaltiques (doréites) ou non (sancyites), ponces fibreuses... Les éléments comprennent également des roches du socle varisque, des sédiments tertiaires et parfois des galets fluviatiles. La matrice est constituée de cendres, de lapilli, d'échardes vitreuses, de débris de ponces et de minéraux pyroclastiques ; les ponces trachytiques sont plus fréquentes que les ponces fibreuses rhyolitiques. Les blocs sont répartis de façon chaotique avec des ébauches locales de classement. Il existe en outre quelques niveaux cendreux dépourvus de blocs, de 60 à 80 cm d'épaisseur, comme sur la cheminée de fée de la figure 198.

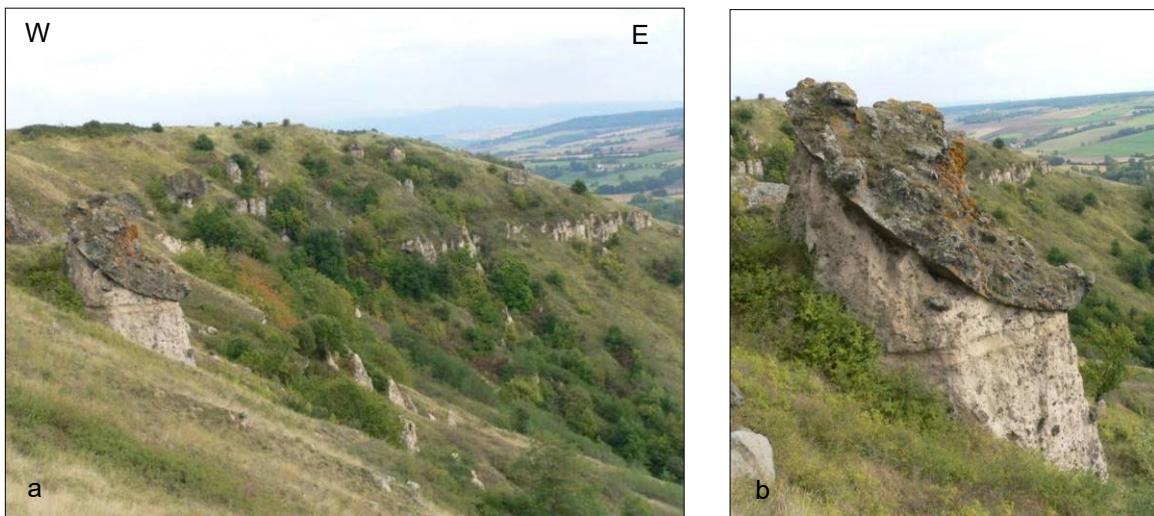


Fig. 198 - Quatrième avalanche de débris du plateau de Perrier ; a- vue générale, b-détail de la cheminée de fée, coiffée par un mégabloc de téphrite, située à gauche de la vue générale - photos PC 8D04P 29/09/2010.

Enfin, d'après M.-H. Ly (1982, p. 94), la dernière avalanche de débris du plateau de Perrier est suivie par le dépôt d'une formation lacustre, renfermant une paléofaune de mammifères et se situant aux Combelles²⁰ en tête du ruisseau de Boissac, au Nord du plateau de Perrier, dans un secteur recouvert par des éboulis de basanite provenant de la mésa de Pardines.

Plateau de Malbattu. Seule la partie la plus septentrionale du plateau de Malbattu se trouve sur le territoire de la présente carte : au Puy de Mercœur, situé en limite sud de la carte. Ce puy est constitué d'une brèche polylithologique, reposant, sur un lambeau d'alluvions fluviatiles ponceuses de quelques mètres d'épaisseur, le tout étant masqué par des colluvions sur le flanc nord.

Plateau de la Croix du Bonhomme. Les brèches ne sont visibles en place que sur le flanc sud-ouest à sud-est du plateau, où elles reposent sur une retombée plinienne trachytique (cf. *supra*), sus-jacente à un lambeau d'alluvions anciennes ponceuses ; ailleurs elles sont résiduelles et/ou couvertes de formations de versant. À l'extrémité nord-ouest du plateau, les brèches résiduelles recouvrent un lambeau de coulée de basanite de

²⁰ Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/50 000

type Pardines (**p1β⁷**). L'épaisseur totale des brèches est de 40 à 50 m au maximum et de 20 à 30 m sur le versant nord du plateau où l'avalanche de débris englobe d'importants panneaux bréchiques de basanite (Pastre, 1982).

Collines du secteur de Grandeyrolles. Au Nord de la Couze Chambon, des brèches polylithologiques forment trois petits lambeaux couronnant des collines situées à l'Ouest, au Sud et à l'Est du hameau de Grandeyrolles. Ces brèches, qui renferment de gros blocs de basaltes s.l. et de trachyandésites, semblent reposer directement sur des sédiments rupéliens (**g1ka**) ; cependant, à l'Est du Puy de Grandeyrolles²¹, qui correspond à la colline orientale et culmine au point coté $z=706$ m, M.-H. Ly (1982, p. 100) a observé dans un champ des débris d'une retombée plinienne trachytique avec des ponces atteignant 2 à 3 cm de longueur.

Partie sommitale du Puy de Bessolles. Un lambeau de brèches polylithologiques de la génération de Perrier constitue la partie sommitale du Puy de Bessolles, qui culmine au point coté $z=1057$ m. Les brèches ne subsistent que de façon résiduelle, sous forme de blocs dispersés, constitués de trachyandésites. Sur le flanc sud du puy cette formation repose sur des tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe », ce qui permet de rattacher le lambeau de brèches à la génération de Perrier (Besson, 1978 ; Ly, 1982).

Dépôts d'avalanches du secteur situé au Nord de St-Nectaire. Dans ce secteur un ensemble de grands lambeaux, de direction générale W-E, se suit de façon plus ou moins continue, sur une longueur atteignant 9 km. En dehors de sa partie la plus occidentale, ce secteur fait l'objet du rapport de P. Labazuy *et al.* (2004) dont les principales descriptions sont reprises ici. Il s'agit d'une brèche chaotique polylithologique, riche en blocs aux dimensions très variées (fig. 199 et 200a) pouvant aller de plusieurs cm à plusieurs m, et de nature diverse : éléments du socle cristallin, paquets d'argiles oligocènes, fragments basaltiques et tout le cortège de roches trachyandésitiques. La matrice est terreuse, grise à ocre, relativement indurée, et renferme toutes sortes de minéraux libres (quartz, feldspaths, micas...), ainsi que des fragments de ponces rhyolitiques fibreuses identiques à celles de la « Grande Nappe ». La morphologie de surface de ces dépôts présente quelquefois des *hummocks* caractéristiques : voisinage du Puy d'Alou, massif de la Garde, Serre de Fontmarcel... Cette brèche d'avalanche de débris est très souvent en contact direct, ravinant, avec la « Grande Nappe » de ponces sous-jacente (fig. 200b), ce qui semble indiquer que ces deux formations ont emprunté les mêmes paléovallées lors de leur mise en place.

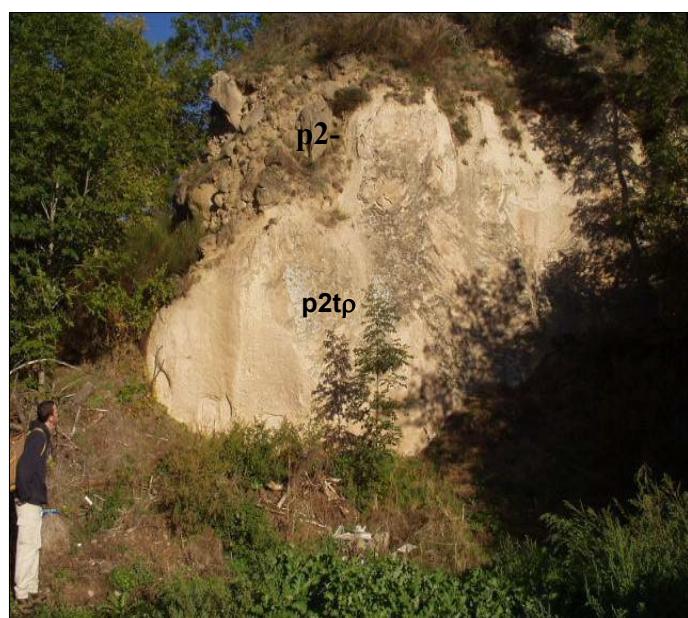


Fig. 199 - Contact entre la brèche polylithologique d'avalanche de débris (**p2-q1Av1**) et les tufs cendro-ponceux (**p2tp**) de la « Grande Nappe », à 30 m au-dessus de l'écomusée des Farges - photo Labazuy *et al.*, 2004.

²¹ Ce puy et la cote de son sommet ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

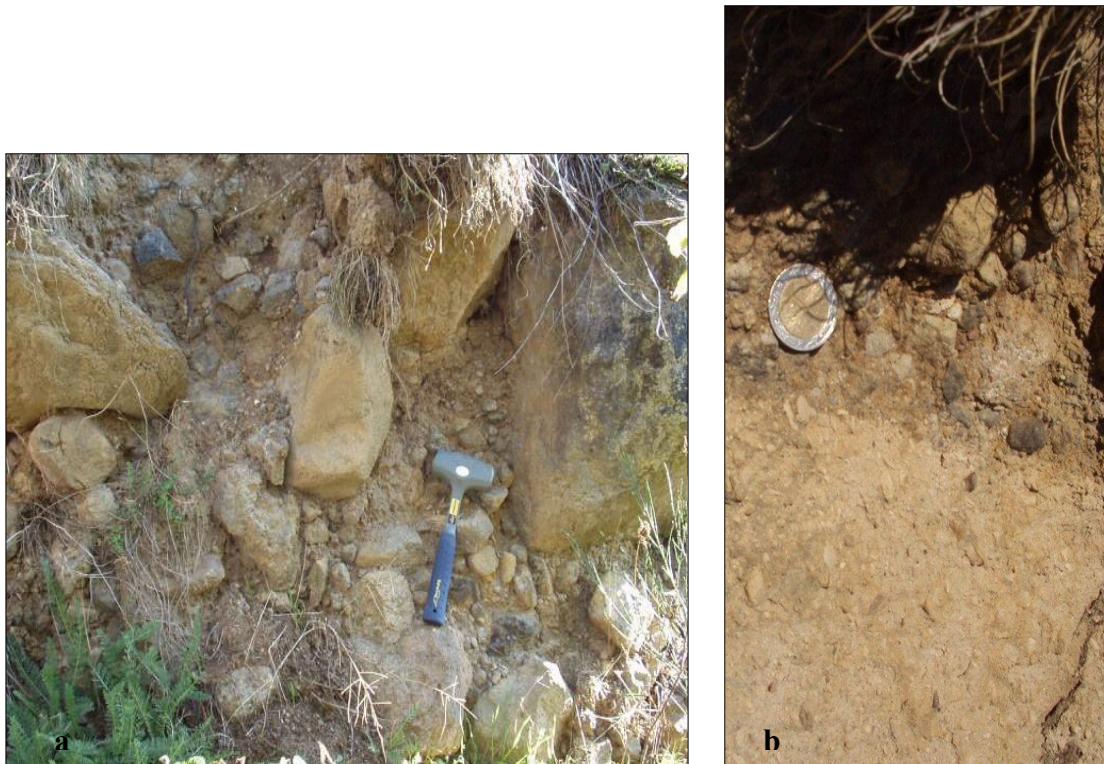


Fig. 200 - Détails de la photo de la fig. 199 : a-brèche polylithologique ; b-contact entre la brèche polylithologique d'avalanche de débris et les tufs cendro-ponceux - photos Labazuy *et al.*, 2004.

Dépôts d'avalanches du secteur Monton–Orcet. Dans la partie la plus nord-est de la carte (VM4), R. Bouiller et J.-C. Besson ont cartographié à 1/25 000 des lambeaux de « lahars » mais ne les ont pas décrits. Ces lambeaux se trouvent, en inversion de relief, en rive gauche de la vallée de Veyre, où ils constituent du SW au NE : la partie sommitale du Puy des Redadoux, qui culmine au point coté $z=490$ m, la colline située en bordure nord du bourg de Monton, qui culmine au point coté $z=584$ m, la partie sommitale du Puy de Tobize, autour du point coté $z=491$ m ; puis, en aval du confluent de la Veyre avec l'Allier aux Martres-de-Veyre, en rive gauche de la vallée de l'Allier, à l'Est du bourg d'Orcet, où ils constituent quatre petites entités dont l'une autour du sommet du Puy de la Pierre, coté $z=477$ m, et l'autre, la plus septentrionale, autour du sommet du Puy de la Chèvre²², coté $z=434$ m.

Dépôts d'avalanches du secteur de Zanières–Saulzet-le-Froid. Le lambeau de brèches polylithologiques de Zanières a un allongement SW-NE et se situe entre la vallée de la Monne, au Sud, et les vallées du Labadeau et de la Veyre, au Nord. Sa partie sud repose sur les tufs cendro-ponceux fibreux de Mareuge, qui sont du type « Grande Nappe », tandis que sa partie nord est sus-jacente à une coulée de basalte de type planète inférieure d'Aurières (**m5-6β**) et que sa partie orientale ravine une coulée de basalte *s.l.* de type série supérieure des plateaux (**p1-2β**). Une coulée de sancyite montdorienne recouvre les parties occidentales du lambeau de Zanières et de celui qui se trouve au Nord de Saulzet-le-Froid, immédiatement à l'amont du confluent du Labadeau avec la Veyre. Ce dernier est recouvert en grande partie par des formations glaciaires et il en est de même pour le lambeau d'Espinasse, situé encore plus au Nord, en rive gauche de la Veyre. Plus à l'Est un dernier petit lambeau se trouve au Nord de Montcharlet.

Les brèches du lambeau de Zanières *s.s.* et des autres lambeaux du secteur n'apparaissent que sous forme de blocs épars. En revanche, à 1 km au NE du hameau de Zanières se trouve un petit lambeau satellite, qui a été entaillé par l'homme en 2013 pour la création d'une piste – de direction proche de N-S et de 250 m de longueur – dont les talus nous ont permis de faire, en septembre 2013, des observations exceptionnelles dont une partie est décrite *supra* (**p1-2β**) ; ces talus se sont hélas fortement dégradés en 2014. Les observations de 2013 montraient dans le talus oriental une coupe continue, d'une bonne centaine de mètres de longueur, à travers une brèche polylithologique et très hétérométrique, les plus gros blocs ayant une taille plurimétrique,

²² le Puy de la Chèvre et la cote $z=434$ m ne figurent pas sur la carte à 1/50 000, mais uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

comme le montre la série de 6 photos ci-dessous (fig. 201-206), prise le 26/09/2013 en allant du Nord vers le Sud. Les éléments de la brèche sont constitués pour l'essentiel de roches volcaniques, avec prédominance d'une trachyandésite porphyrique avec des phénocristaux de clinopyroxène noir bien visibles, de 1 à 5 mm de longueur, et pour le reste, de roches sédimentaires détritiques, d'allotérites rubéfiées ou de rares granitoïdes en voie d'arénisation. La matrice est sableuse à silteuse.



Fig. 201 - Coupe N-S photo PC 1D29_5_20 26/09/2013.



Fig. 202 - Coupe N-S photo PC 1D29_5_21 26/09/2013.



Fig. 203 - Coupe N-S photo PC1D29_5_23 26/09/2013.



Fig. 204 - Coupe N-S photo PC 1D29_5_24 26/09/2013.



Fig. 205 - Coupe N-S photo PC 1D29_5_28 26/09/2013.



Fig. 206 - Coupe N-S Photo PC 1D29_5_29 26/09/2013.

En outre, le talus oriental a permis de faire deux autres observations intéressantes : (i) dans la partie nord la brèche est recoupée par un filon basique très altéré (isaltérite de teinte brune), subvertical, de direction N90°E et de puissance ne dépassant pas 70 cm (fig. 207) ; dans la partie sud elle est recouverte par une formation silto-argileuse brunâtre, à stratification subhorizontale, d'environ 1 m d'épaisseur (fig. 205-206). Ce filon et ces sédiments ne sont visibles qu'à la faveur de cette entaille anthropique, de sorte qu'il est impossible de les cartographier.



Fig. 207 - Filon basique altéré recoupant la brèche polylithologique dans le talus oriental de la nouvelle piste, à 1 km au NE du hameau de Zanières – photo PC 1D29_5_15 26/09/2013.

Dépôts d'avalanches du secteur de Vernines–Fontsalive–Aurières–Nébouzat. Dans ce secteur, situé dans la partie la plus occidentale de la moitié nord de la carte, des lambeaux de dépôts d'avalanches de débris, de direction générale S-N, se trouvent de part et d'autre des vallées du Chevalard et de la Gorce. Sous la bordure septentrionale du lambeau de Vernines affleurent localement des tufs cendro-ponceux de type « Grande Nappe » ; à l'Est du hameau la brèche polylithologique est recouverte par un vestige d'une coulée de sancyite porphyrique à phénocristaux de sanidine bien visibles.

Les conditions d'affleurement sont médiocres, de sorte que seuls des travaux anthropiques permettent de faire de bonnes observations, comme ce fut le cas en mars 2012 à 500 m au SSW d'Aurières, où le virage de la route D 561 a été coupé en entaillant le talus oriental sur plusieurs mètres de hauteur. Ce talus montrait une brèche polygénique hétérométrique à blocs de doréite, de sancyite et de sédiments détritiques, plus ou moins altérés, dans une matrice sableuse à silteuse. À 1,5-2 km au Nord du village d'Aurières, deux buttes naturelles, situées de part et d'autre de la petite route qui mène à Nébouzat, sont constituées

- d'amas de gros blocs de sancyite porphyrique à phénocristaux de sanidine de longueur atteignant 1,2 cm, dans le cas de la butte méridionale (fig. 208), située à l'Est de la route,
- de basalte, vacuolaire ou massif, dans le cas de la butte septentrionale, située à l'Ouest de la route.

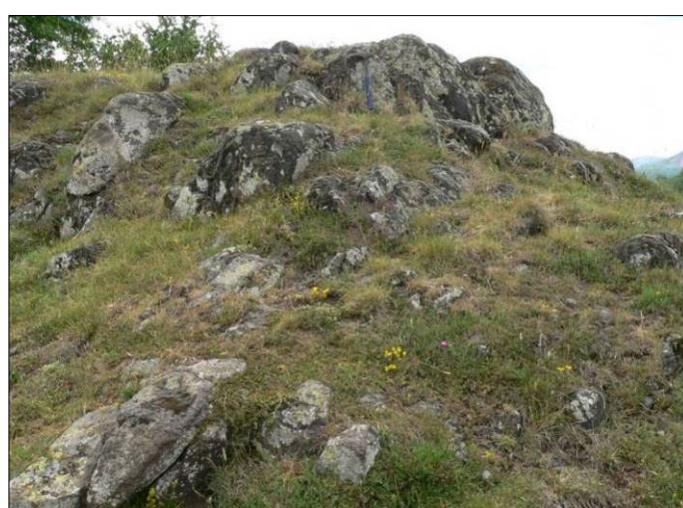


Fig. 208 - Amas de gros blocs de sancyite porphyrique à sanidine, au sommet d'une petite butte située à 1,5 km au Nord d'Aurières, à l'Est de la route menant à Nébouzat - photo PC 1A19 04/07/2011.

p2-q1eΦ. Téphriphonolite à phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole (ordanchite) de Fontmarcel (3 à 2,6 Ma). Les « ordanchites » font partie des mugéarites de la série sous-saturée et appartiennent à la « série moyenne » du Mont-Dore, d'âge compris entre 1,5 et 3 Ma (Brousse *et al.*, 1989). Ces auteurs distinguent trois types pétrographiques d'ordanchite et donnent deux analyses chimiques d'éléments majeurs (en %) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
1	52,55	17,35	1,05	5,20	3,75	7,45	6,85	2,86	1,93	0,00	0,24	0,75	0,00	99,78
2	51,80	20,20	1,30	5,27	2,00	6,50	5,60	3,60	1,30	0,09	0,40	1,43	1,10	100,79

1 - Laqueuille 2 - Le Barry

Dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) ces compositions sont celles d'une téphriphonolite pour l'une et d'une phonotéphrite pour l'autre.

Dans la partie centrale de la moitié occidentale de la carte de Veyre-Monton, au Sud de la vallée de la Monne et à l'Est du hameau de Fontmarcel, A. de Goërs de Herve a délimité une coulée de « téphrite » de direction W-E. Cette coulée affleure sur une longueur de 1,5 km et une largeur maximale de 400 m, en constituant un petit relief couronné – autour du point coté z²³=984 m – par un lambeau résiduel d'avalanche de débris de la génération de Perrier ; du côté occidental cette avalanche surmonte la coulée de téphriphonolite. En revanche, cette coulée semble être postérieure au dépôt des tufs cendro-ponceux rhyolitiques de la « Grande Nappe », qui affleurent en contrebas sur ses bordures sud-ouest et est. Ces considérations suggèrent que la coulée d'ordanchite de Fontmarcel a un âge compris entre 2,6 et 3 Ma, ce qui est compatible avec les données de la notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989).

La coulée de Fontmarcel affleure sous forme de chaos de blocs plus ou moins arrondis, de taille variable, les plus gros blocs pouvant atteindre un volume de plusieurs m³. Immédiatement à l'Est du hameau de Fontmarcel, des blocs apparaissent le long d'un arc de cercle de direction SSW-NNE et montrent une fracturation subhorizontale prédominante (fig. 209). Plus à l'Est, de nombreux blocs sont dispersés dans des prés, en étant soit isolés, soit groupés en chaos ou en petits amas anthropiques.



Fig. 209 - Affleurement d'ordanchite, immédiatement à l'Est du hameau de Fontmarcel
photo PC 5B04 26/09/2013.

La roche est microgrenue porphyrique, formée d'une pâte gris clair, enserrant des phénocristaux constitués (i) de clinopyroxène noir, relativement abondant et bien visible macroscopiquement, de longueur pouvant atteindre 2 cm, (ii) d'amphibole et de plagioclase, difficiles à distinguer à l'œil nu, et (iii) d'oxydes de fer et/ou titane, à éclat métallique. De rares et petites – de taille pluricentimétrique – enclaves grises à grain fin apparaissent sporadiquement.

L'observation microscopique (fig. 210-212) permet de préciser que la proportion modale de phénocristaux est de 25 à 30 % et que la mésostase a une texture microlitique. Les plus grands phénocristaux de clinopyroxène, de teinte rosée, et de plagioclase sont zonés (fig. 212 et 214), indépendants ou rarement groupés en petits amas (fig. 213). L'amphibole est fortement opacifiée (fig. 211), par suite de sa pseudomorphose en oxydes de fer-titane.

²³ Cette cote figure uniquement sur la carte IGN à 1/25 000

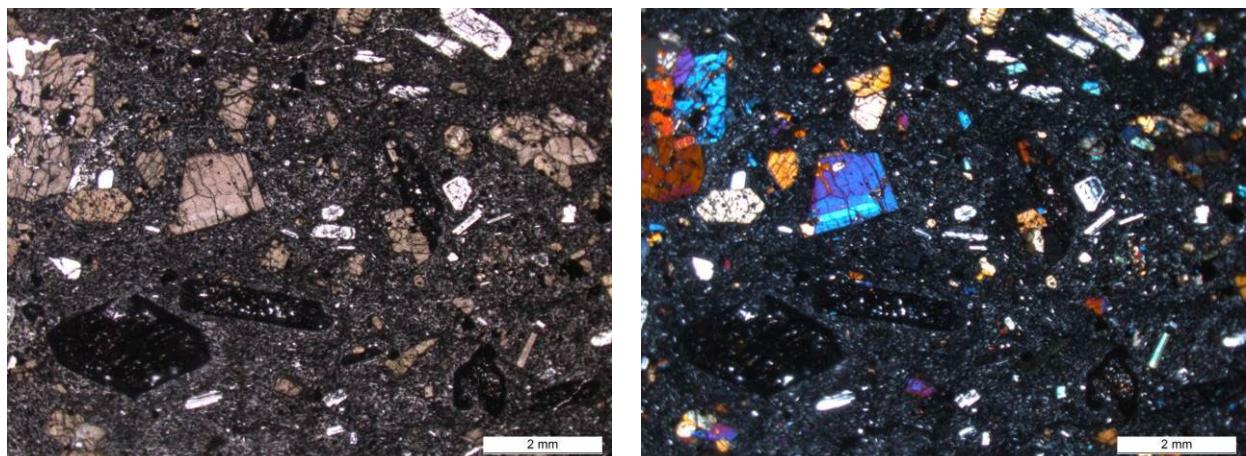


Fig. 210 - Microphotographies 6C71a - LM C59234 : ordanche porphyrique de Fontmarcel : phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole opacifiée et de plagioclase, dans une mésostase microlitique.

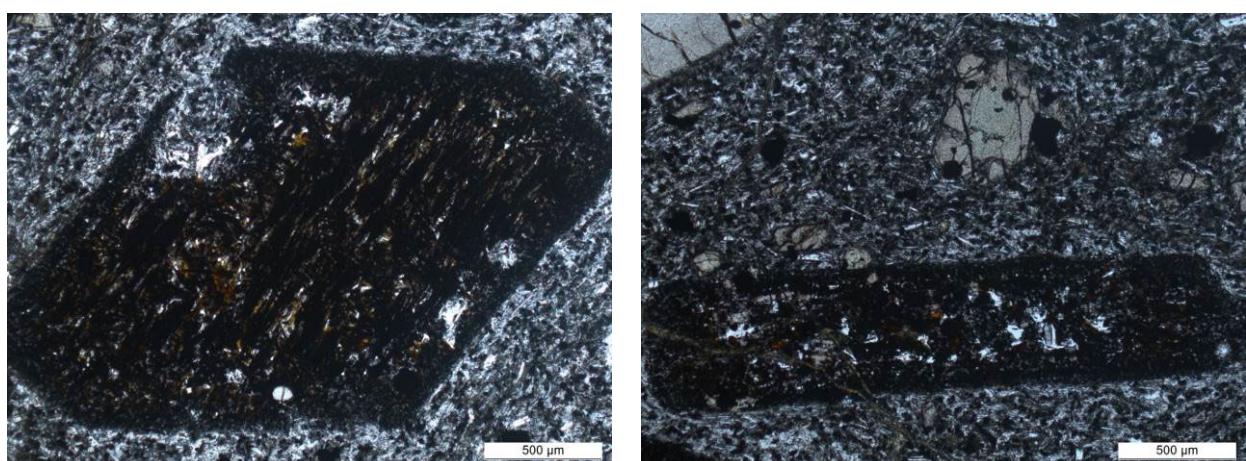


Fig. 211 - Microphotographies 6C71b - LM C59234 : détails de la microphoto 6C71a : phénocristaux d'amphibole opacifiée dans une mésostase à microlites feldspathiques.

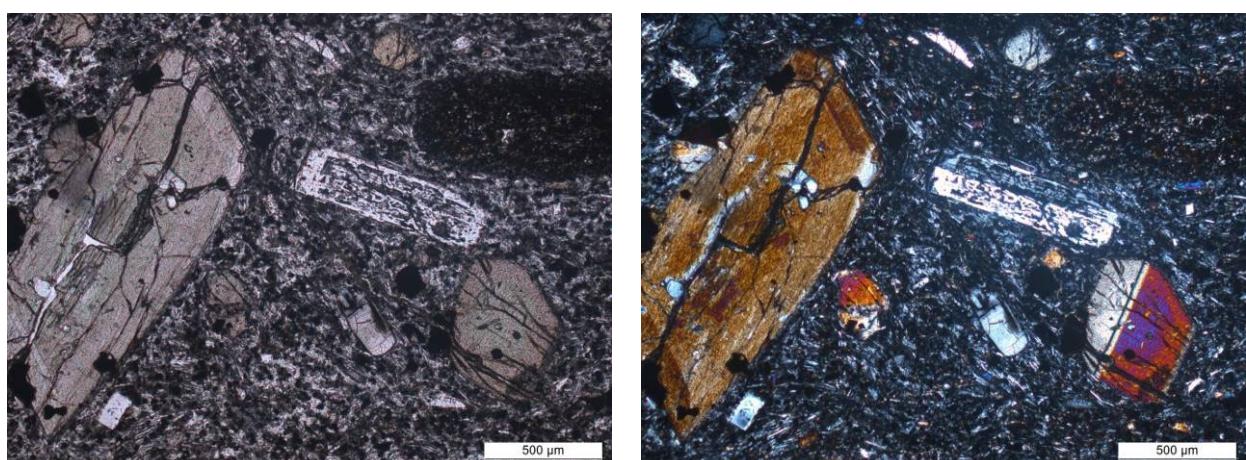


Fig. 212 - Microphotographies 6C71c - LM C59234 : détail de phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole opacifiée et de plagioclase, dans une mésostase microlitique.
Micrphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

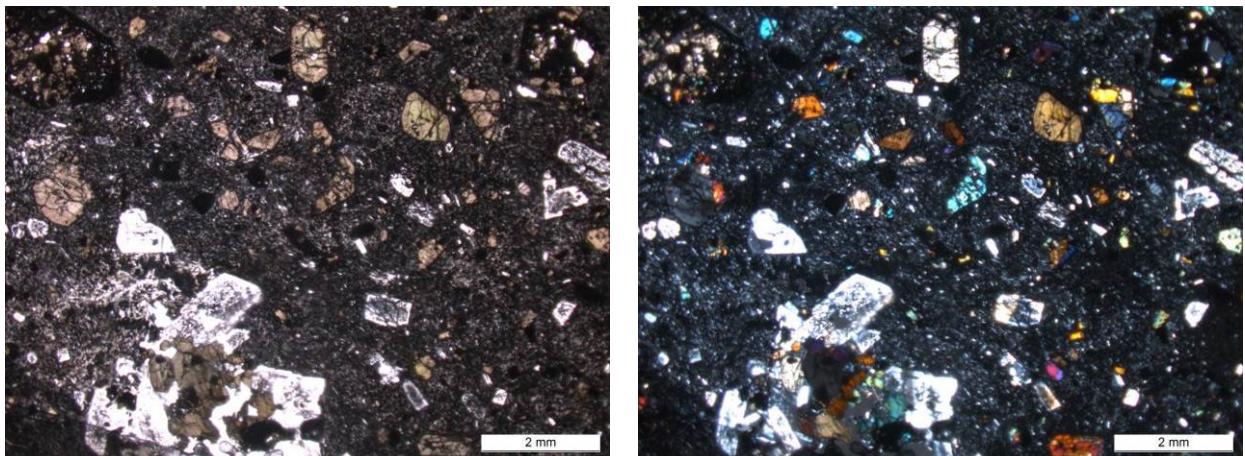


Fig. 213 - Microphotographies 6C71d - LM C59234 : ordanchite porphyrique de Fontmarcel avec en bas à gauche un petit amas de cristaux de clinopyroxène et de plagioclase.

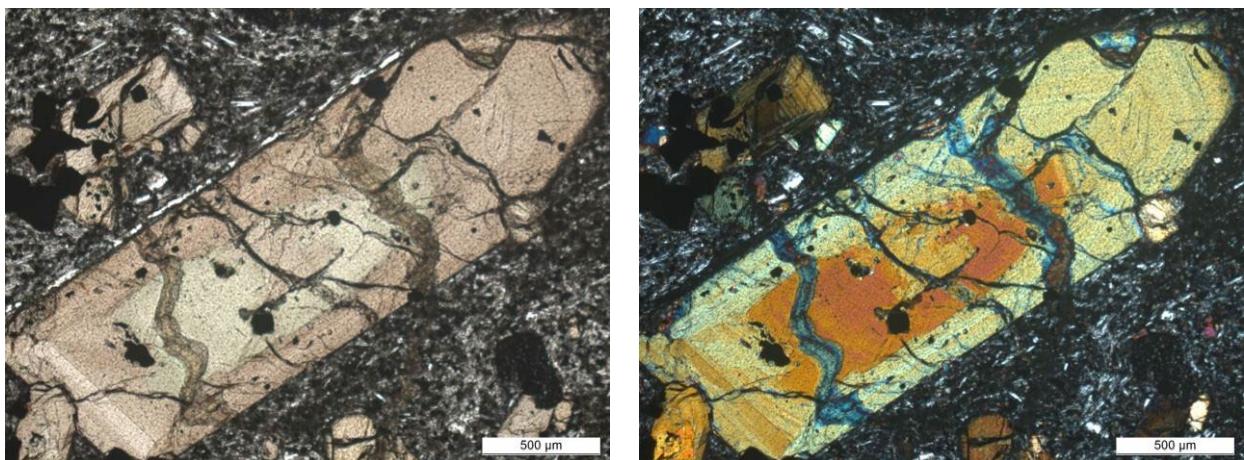


Fig. 214 - Microphotographies 6C71e - LM C59234 : détail d'un phénocristal de clinopyroxène finement zoné
Micrphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'ordanchite de Fontmarcel ne semble contenir ni olivine, ni haüyne ; sa mésostase renferme probablement de l'anorthose et de l'analcime, comme cela est le cas pour des ordanchites analogues de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989). Certaines de ces dernières sont issues du Puy de l'Aiguiller, ce qui pourrait être le cas pour la coulée de Fontmarcel, qui se trouve à une dizaine de km plein Est de ce puy.

p2-q1 β^8 : Ankaramite à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine (2,7 Ma ?).



Fig. 215 - Affleurements d'ankaramite très fracturée, à l'Ouest du buron de Leyrenoux ;
a - faciès gris relativement sain ; b - faciès disloqué et altéré, violacé – photos PC 5A25a-b 26/09/2013.

Cette roche basaltique très sombre constitue un petit lambeau de coulée, situé à l'Ouest du buron de Leyrenoux en limite occidentale de la carte et se poursuivant vers l'Ouest sur le territoire de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), où il est figuré avec la notation A^B. Sur ce même territoire l'ankaramite, analogue, du plateau de Charlannes est datée à 2,70 ± 0,13 Ma (Bellon, 1979, *in* Brousse *et al.*, 1989).

Un grattage situé à l'Ouest du buron de Leyrenoux permet d'observer deux faciès fracturés : l'un relativement sain de teinte grise (fig. 215a), l'autre très fracturé et altéré, de teinte violacée (fig. 215b). L'observation macroscopique du faciès gris montre d'une part de petits phénocristaux, de taille ne dépassant que rarement 1 mm, sertis dans une pâte gris sombre, et, d'autre part des interstices à remplissage de calcite.

L'étude pétrographique de ce même faciès (fig. 216-217) permet d'estimer à environ 30 % la teneur modale en phénocristaux, constitués des minéraux suivants : clinopyroxène largement prédominant, olivine fraîche en cristaux craquelés, plagioclase (fig. 217). La mésostase, très sombre et microgrenue, est formée de microlites de plagioclase et de microgranules de clinopyroxène, d'olivine et d'oxydes de fer-titane. Dans le remplissage des interstices la calcite est fréquemment accompagnée d'oxyhydroxydes de fer en petits sphérolites de diamètre ≤ 200 µm, à structure concentrique et fibroradiée (fig. 217-218).

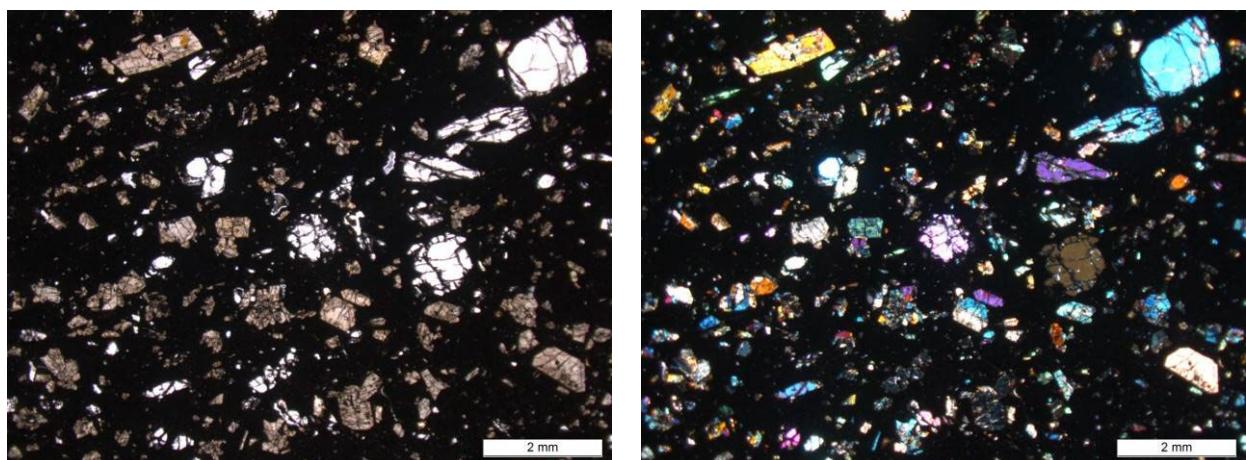


Fig. 216 - Microphotographies 5A25a - LM C59225 : ankaramite porphyrique à petits phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase.

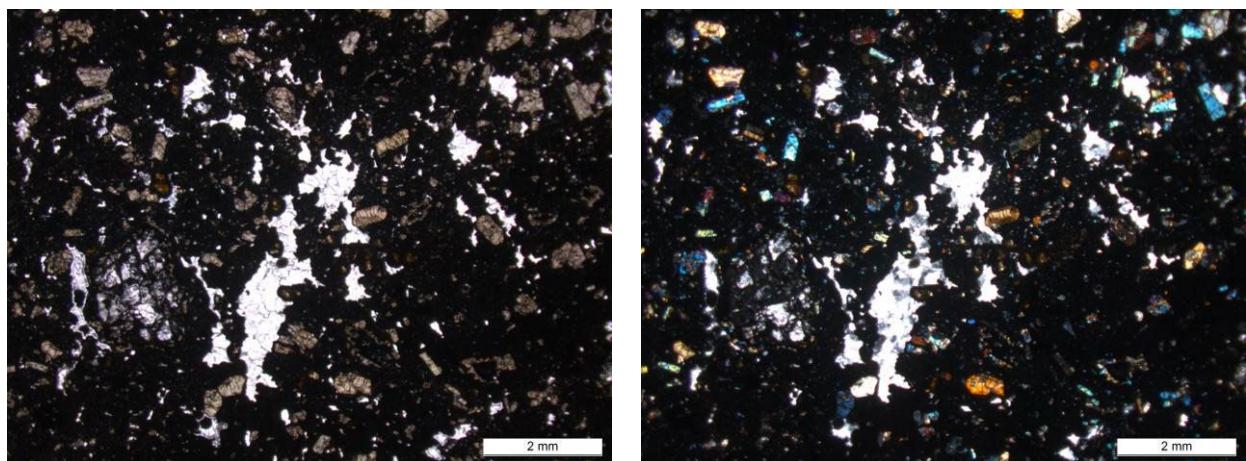


Fig. 217 - Microphotographies 5A25b - LM C59225 : interstices à remplissage de calcite dans l'ankaramite porphyrique.

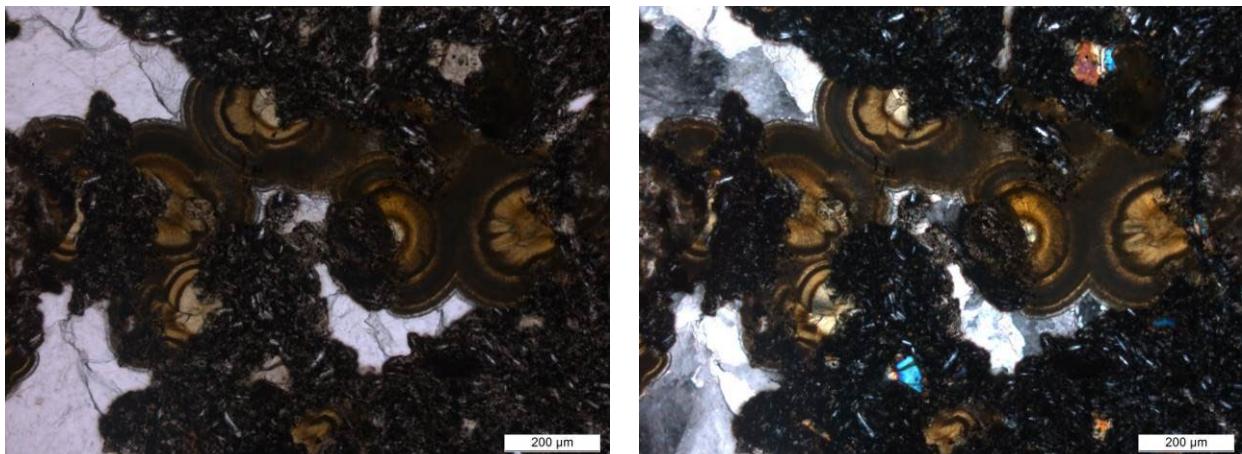


Fig. 218 - Microphotographies 5A25c - LM C59225 : détail de sphérolites d'oxyhydroxydes de fer associés à de la calcite en remplissage d'interstices dans l'ankaramite porphyrique.
Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

q1d β . Basalte demi-deuil, légèrement vacuolaire, à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine (2,6 à 2,4 Ma ?). Un basalte « demi-deuil » est constitué d'une pâte grise dans laquelle sont sertis d'abondants phénocristaux de plagioclase, en baguettes de teinte blanche, et des phénocristaux de silicates ferro-magnésiens : clinopyroxène noir, en petits prismes, et olivine ; en outre, il est généralement vacuolaire. Le mode d'occurrence du plagioclase confère à la roche une texture particulière, que l'on peut qualifier de « trachydoléritique ». Deux coulées de basalte demi-deuil, de direction WSW-ENE, apparaissent au centre de la partie la plus occidentale de la carte de Veyre-Monton :

- l'une, à l'Ouest de Saulzet-le-Froid, surmonte une coulée de basalte de type planète inférieure d'Aurières et est recouverte par une coulée de sancyite montdorienne ;
- l'autre, plus au Sud, dans le bois de Saignes, au Sud du hameau de Mareuge et au Nord de celui de Saignes ; ses relations avec les formations volcaniques montdoriennes avoisinantes sont masquées par des éboulis, mais la coulée recouvre probablement une avalanche de débris de la génération de Perrier.

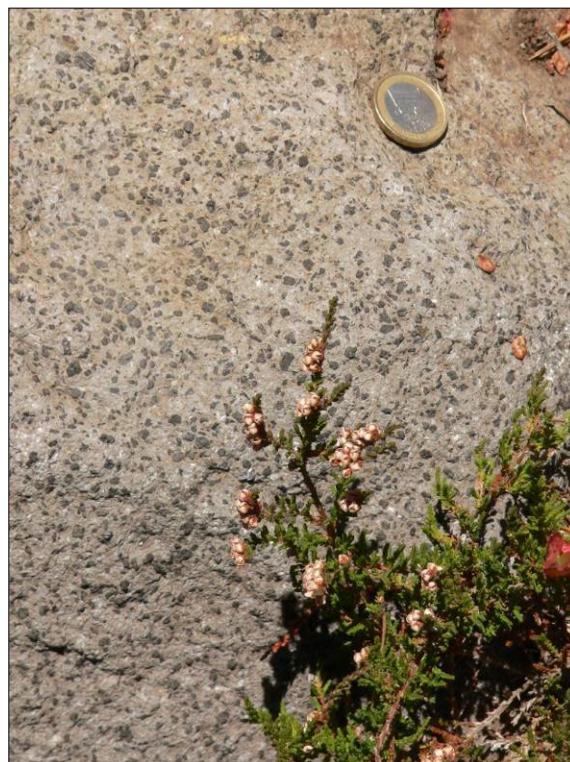


Fig. 219 - Bloc de basalte demi-deuil le long de la piste située en limite sud du bois de Saignes.
Photo PC 5A09 18/10/2011.

La coulée du bois du Saignes a une longueur d'environ 3,7 km. Elle n'apparaît que sous forme de blocs, de taille variable avec un volume généralement $< 1 \text{ m}^3$, épars dans la forêt, en contexte périglaciaire. Sur les surfaces patinées des blocs les prismes de clinopyroxène sont légèrement en relief et les baguettes de plagioclase sont plus ou moins visibles (fig. 219). Sur des cassures fraîches la texture « trachydoléritique » est bien nette et il apparaît quelques vacuoles de forme subsphérique avec un diamètre $\leq 5 \text{ mm}$. La mésostase a une teinte gris violacé et parmi les phénocristaux il est assez facile de distinguer des prismes de clinopyroxène de longueur $\leq 7 \text{ mm}$, d'abondantes fines baguettes de plagioclase, de longueur en général $\leq 2 \text{ mm}$ avec un maximum de 5 mm, et de petits cristaux d'olivine altérée en iddingsite.

La coulée de Saulzet-le-Froid affleure, sur une longueur de 2,5 km, également sous forme de blocs épars, sauf à son extrémité orientale où le basalte constitue le soubassement rocheux, à structure bréchique, de la croix de St-Roch. Ce rocher est formé d'un basalte demi-deuil analogue à celui du bois de Saignes.

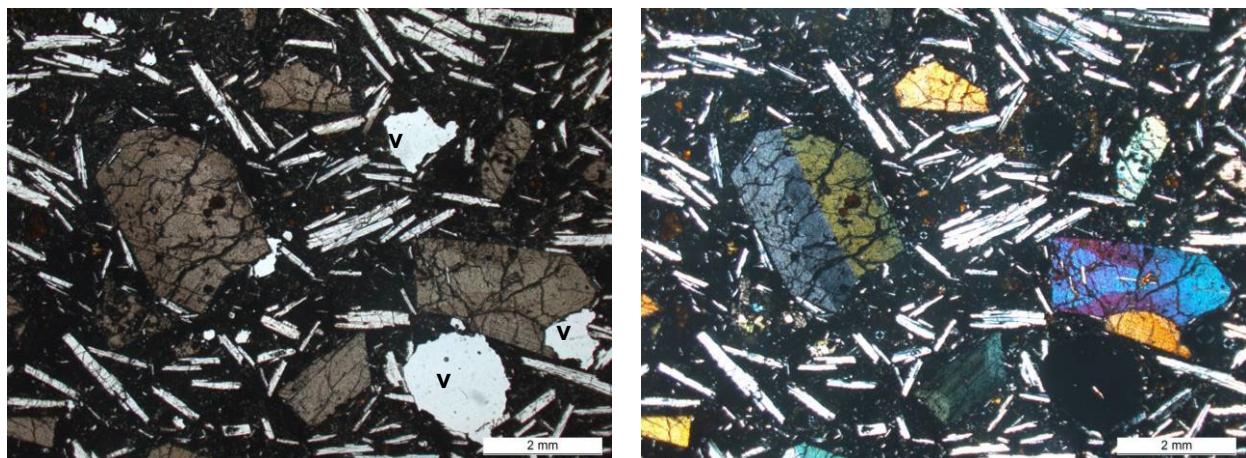


Fig. 220 - Microphotographies 5A09a – LM C59223 : basalte demi-deuil du bois de Saignes, avec des vacuoles (v) et des phénocristaux de clinopyroxène maclé, de plagioclase et d'olivine.

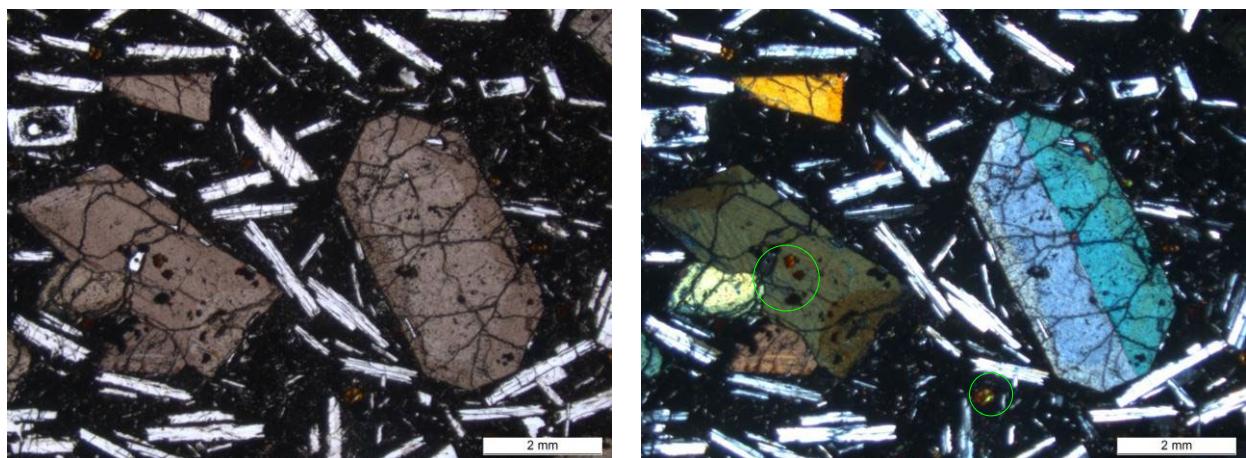


Fig. 221 - Microphotographies 5A09b – LM C59223 : basalte demi-deuil du bois de Saignes, à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine iddingsitisée (dans cercles verts) *pro parte* en inclusion dans du clinopyroxène. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'étude microscopique d'un échantillon du bois de Saignes montre une superbe roche à texture microgrenue porphyrique, légèrement vacuolaire (fig. 220-221). Elle permet de préciser que les phénocristaux constituent 35 à 40 % de la teneur modale et ont les caractères suivants :

- le clinopyroxène se présente en cristaux automorphes trapus, de teinte brun rosé, fréquemment zonés, avec parfois une macle par accollement ou en sablier ;
- l'abondant plagioclase, frais, forme des lattes divergentes, non jointives, encadrant des prismes de clinopyroxène ;
- l'olivine, fortement à complètement pseudomorphosée en iddingsite, constitue de petits cristaux, parfois inclus dans du clinopyroxène ou du plagioclase, ce qui témoigne de sa cristallisation précoce.

La mésostase, très sombre, est riche en granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane, et renferme des microlites de plagioclase et de la rare olivine.

D'après J.-L. Besson (1978) le plagioclase a une composition de labrador An55-60 autant pour les phénocristaux que pour les microlites.

Les basaltes demi-deuil de la carte de Bourg-Lastic sont considérés comme appartenant à la série moyenne du Mont-Dore, avec un âge de 2,6 à 2,4 Ma (Brousse *et al.*, 1989, p. 23) que nous retenons pour ceux de la présente carte, qui sont – en partie du moins – postérieurs à une avalanche de débris de la génération de Perrier, datée à 2,6 Ma (cf. **p2-q1Av1**).

p2-q1 $\tau\alpha\beta$. Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase ; p2-q1br $\tau\alpha\beta$ - faciès autobrechique. Cette doréite, issue du volcan du Mont-Dore s.s., apparaît au fond de la vallée de la Monne, entre la limite occidentale de la carte et le hameau de Mareuge, où elle constitue une coulée, cartographiée par A. de Goërs de Herve, qui a une direction N80°E et affleure de façon discontinue par suite de son recouvrement local par des alluvions fluvio-glaciaires de la vallée de la Monne. Un faciès autobrechique lui est associé. En outre, plus au Nord, un faciès vacuolaire, très fracturé, constitue un affleurement rocheux isolé, situé en rive gauche de la vallée de la Narse, à 1 km à l'WNW du bourg de Saulzet-le-Froid et à 400 m au SSW du hameau de la Martre.

Le meilleur lieu d'observation du faciès commun est la carrière abandonnée située à 1,5 km à l'Ouest de Mareuge, au Sud du point coté z=1053 m sur la Monne. La doréite de cette carrière présente un débit en dalles subhorizontales (fig. 221) et il en est de même dans une petite carrière qui se trouve à 300 m plus au NE, en rive gauche (nord) de la Monne, au Nord de la petite route menant à Mareuge.



Fig. 222 - Carrière abandonnée, implantée dans une coulée de doréite, à 1,5 km à l'Ouest du hameau de Mareuge – photo PC 5A06 27/05/2011.

Il s'agit d'une roche sombre, porphyrique, dans laquelle se distinguent à l'œil nu des phénocristaux de clinopyroxène noir, de 1 à 6 mm de longueur, et, à la loupe, de petites lattes de plagioclase, de 1 à 2 mm de longueur. L'étude d'une lame mince (fig. 223-226) montre que les phénocristaux constituent environ 30 % de la roche en volume et comprennent non seulement du clinopyroxène zoné, avec un cœur vert pâle et une bordure rosée, et un peu de plagioclase, également zoné avec une bordure d'anorthose (fig. 223), mais encore des oxydes de fer et/ou titane et, surtout, une amphibole brune, de type kaersutite, qui est en majeure partie opacifiée par suite de sa pseudomorphose en oxydes de fer et/ou titane, parfois accompagnés de leucoxène. Les plus grands phénocristaux de clinopyroxène englobent un ou plusieurs des minéraux suivants : clinopyroxène plus précoce, amphibole brune, oxydes de fer et/ou titane, en petits cristaux ; apatite en petits prismes ou en aiguilles. La mésostase est formée de microlites de feldspaths, de granules de clinopyroxène, et de minéraux opaques. En outre, la roche renferme une petite enclave – en forme de poisson, de 6 mm de long – de roche grenue hololeucocrate, à grain millimétrique, constituée essentiellement de feldspath et de quartz (fig. 226), et est recoupée par des fissures à remplissage de calcite.

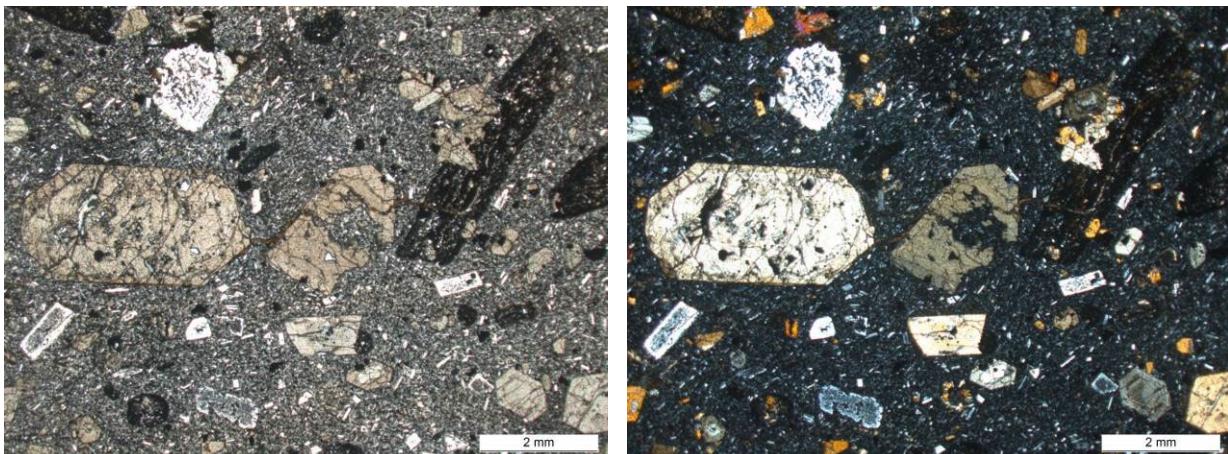


Fig. 223 - Microphotographies 5A06a- LM C57455 : doréite porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole opacifiée et de plagioclase, dans une mésostase microlitique.

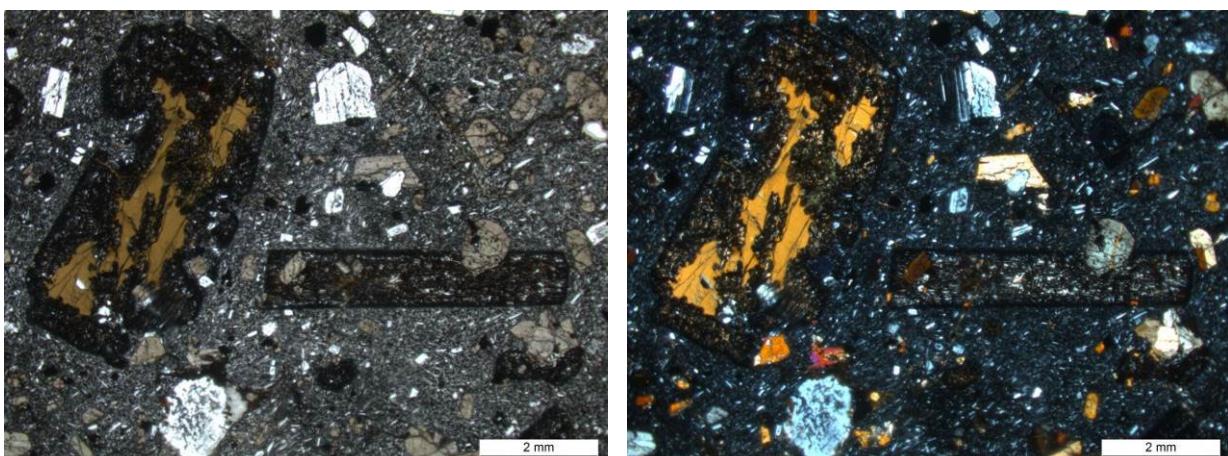


Fig. 224 - Microphotographies 5A06b- LM C57455 : phénocristaux de kaersutite en partie opacifiée, de clinopyroxène et de plagioclase, dans une mésostase microlitique.

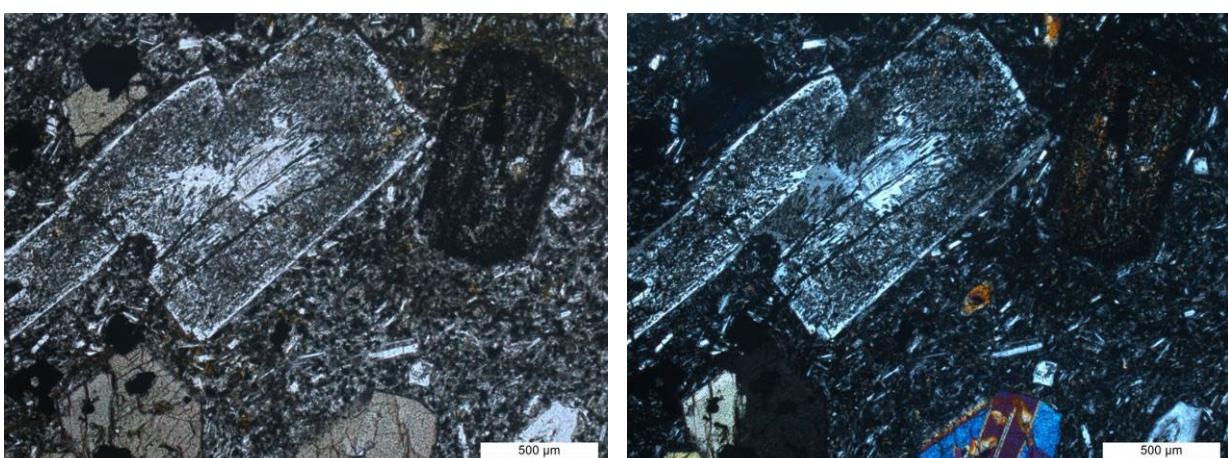


Fig. 225 - Microphotographies 5A06c - LM C57455 : phénocristaux de plagioclase zoné à bordure d'anorthose, de kaersutite opacifiée et de clinopyroxène, dans une mésostase microlitique (agrandissements d'une partie des microphotos 5A06d).

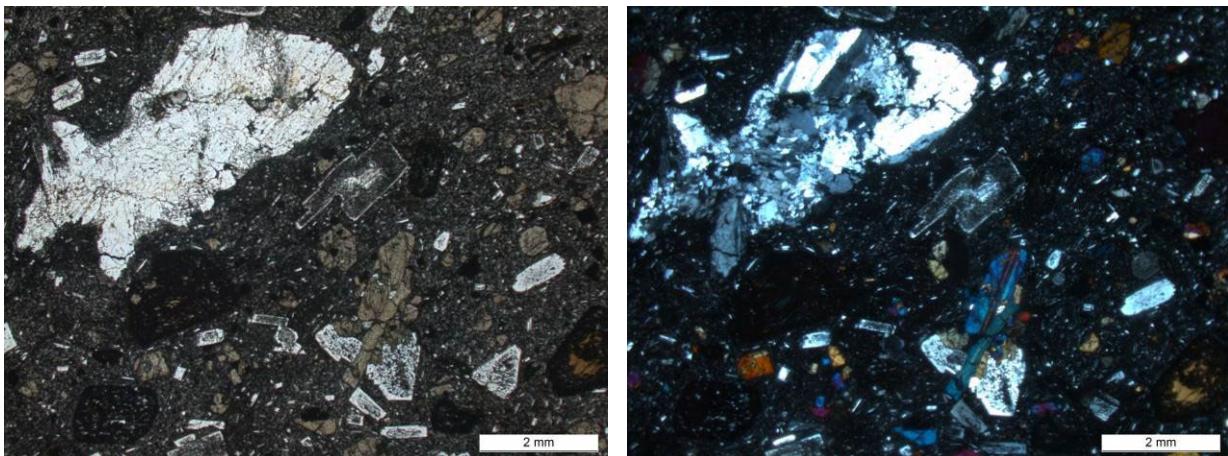


Fig. 226 - Microphotographies 5A06d - LM C57455 : petite enclave de roche grenue hololeucocrate, en forme de poisson (en haut à gauche) ; pour le reste voir la zone agrandie sur microphotos 5A06c. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Cette composition minéralogique, dépourvue de phénocristaux de sanidine, apparaît cette doréite au faciès **Da** de la carte géologique voisine de Bourg-Lastic à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1981). La notice (Brousse *et al.*, 1989) de cette carte donne les précisions suivantes : le clinopyroxène est une salite, le plagioclase a une composition de labrador-bytownite (An₅₀₋₈₄) et de l'anorthose se trouve également dans la mésostase ; cette doréite fait partie du premier groupe de mugéarites de la série saturée de la deuxième phase volcanique du Mont-Dore.

brtαβ faciès autobréchique. Ce faciès, distingué sur la carte, se singularise par sa structure bréchique : il est constitué d'un assemblage de petits blocs de taille inférieure ou égale à 10 cm, comme le montre la photo 5A14 (fig. 227) prise sur un affleurement situé en rive gauche de la Monne, à environ 2 km à l'Ouest du hameau de Mareuge.



Fig. 227 - Aaffleurement de doréite autobréchique, au Nord de la Monne, à 2 km à l'Ouest de Mareuge photo PC 5A14 25/09/2013.

Faciès vacuolaire. Ce faciès n'est pas distingué du faciès commun sur la carte, car il ne se trouve que sur un affleurement rocheux isolé, comme indiqué *supra*. Il constitue une roche gris sombre, très fracturée, se distinguant du faciès commun de doréite par la présence d'abondantes vacuoles de taille généralement inframillimétrique, mais pouvant atteindre 5 mm. L'observation macroscopique révèle un caractère porphyrique, se traduisant par de petits phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène, de 1 à 3 mm de longueur. L'étude microscopique (fig. 228-230) montre que parmi les phénocristaux le plagioclase, zoné ou non, est largement prédominant sur les silicates ferro-magnésiens : clinopyroxène vert zoné (fig. 230) et un peu d'amphibole brune de type kaersutite, opacifiée en bordure (fig. 228-229).

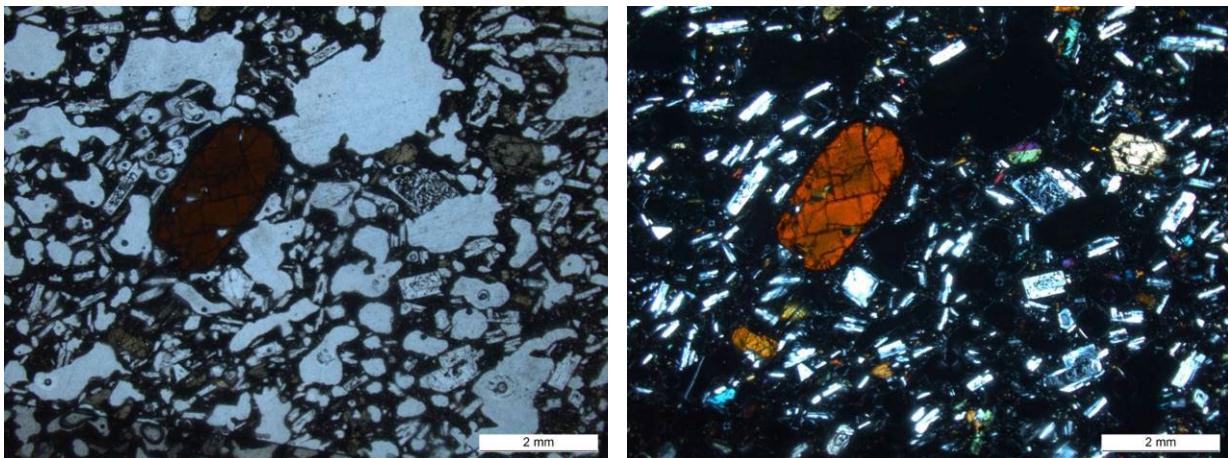


Fig. 228 - Microphotographies 1C17a - LM C57200 : doréite vacuolaire à phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et kaersutite

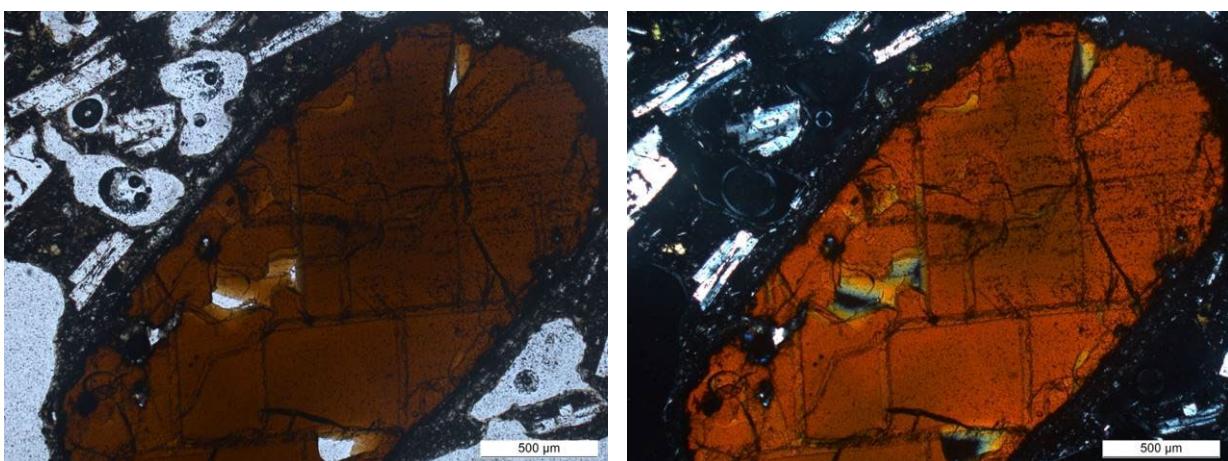


Fig. 229 - Microphotographies 1C17b - LM C57200 : phénocristal de kaersutite à bordure opacifiée et petits phénocristaux de plagioclase.

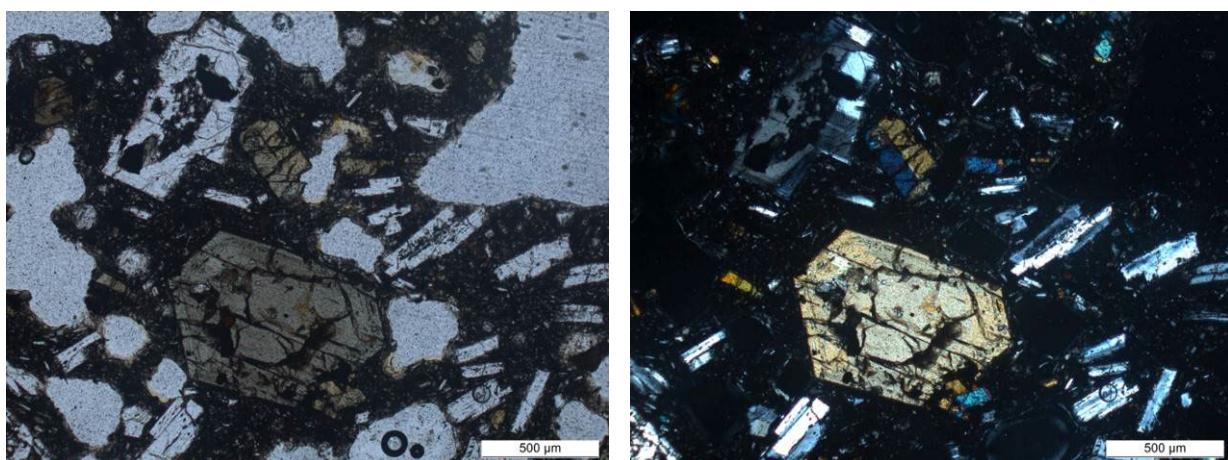


Fig. 230 - Microphotographies 1C17c - LM C57200 : phénocristaux de clinopyroxène zoné et de plagioclase. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

p2-q1 $\tau\alpha\beta_s$. Trachyandésite basaltique (doréite) à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, amphibole brune, plagioclase et sanidine. Ce type de doréite apparaît en deux endroits de la carte :

- en rive gauche du Labadeau, au Sud-Est de Saulzet-le-Froid, où il constitue un vestige de coulée, qui repose sur les basaltes avoisinants de type planèze inférieure d'Aurières (m5-6 β) et qui est en grande partie recouvert par des formations superficielles : colluvions et alluvions fluvio-glaciaires de la vallée du Labadeau ;

- plus au Nord, en rive gauche du ruisseau de Chevalard, en aval du pont de la D 983, où il est altéré et constitue une coulée Sud-Nord, recouverte du côté oriental par une coulée de sancyite.

Une petite carrière abandonnée (1D24), indiquée sur la carte et située à l'extrémité sud-est du hameau de Souverand vers 1035 m d'altitude, est implantée dans cette doréite porphyrique à débit en petits blocs, qui se distingue macroscopiquement de celle de la vallée de la Monne par la teinte gris clair de sa mésostase, par une plus faible teneur modale en clinopyroxène noir, de 1 à 4 mm de longueur, et par la présence de phénocristaux d'olivine, altérée en iddingsite, de taille ≤ 2 mm. Elle renferme de petits phénocristaux de feldspaths, de longueur proche de 1 mm, dont l'étude en lame mince révèle qu'ils sont de deux types : plagioclase prédominant, à macles polysynthétiques, et sanidine, présentant la macle de Carlsbad (fig. 231). L'étude pétrographique montre en outre que les phénocristaux représentent 20 à 25 % de la composition modale et comprennent de l'amphibole brune, en majeure partie opacifiée, et que la mésostase est riche en microlites d'anorthose. Le clinopyroxène et l'amphibole sont analogues à ceux de la doréite de la vallée de la Monne. L'olivine est en général totalement altérée en iddingsite, qu'elle soit en phénocristaux ou en granules dans la mésostase. Cette dernière comprend en outre des granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane.

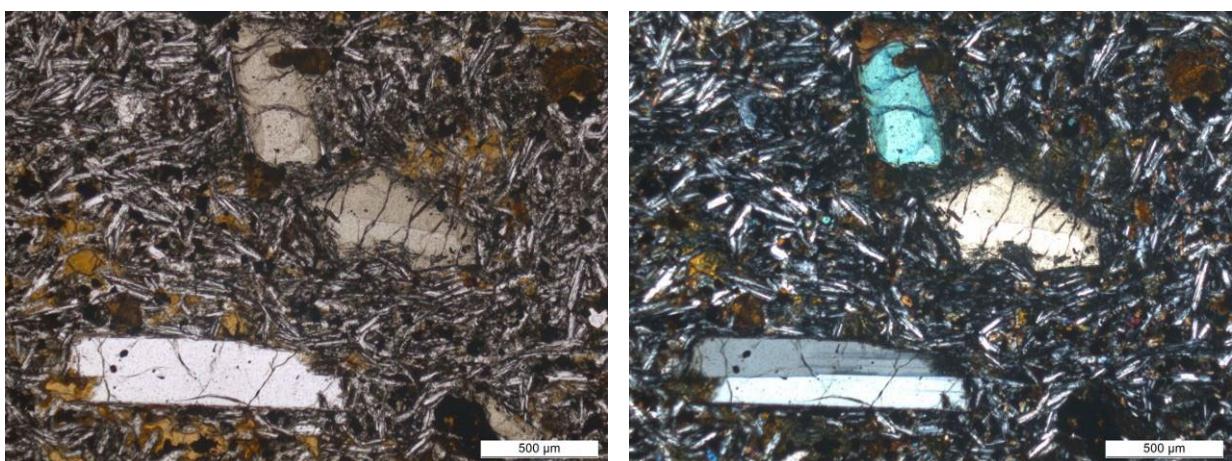


Fig. 231 - Microphotographies 1D24 - LM C57204 : phénocristaux de clinopyroxène, de sanidine (en bas à gauche) et d'olivine altérée en iddingsite, dans une mésostase riche en microlites d'anorthose.
Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

La coulée du ruisseau de Chevalard affleure très mal : nous ne l'avons observée qu'en contrebas de la D 74, au Nord du pont de Chevalard, à la faveur d'un petit arrachement montrant des débris d'une roche friable dont la composition est proche de celle de la doréite de Souverand. En effet, l'observation macroscopique de cette roche montre qu'elle est constituée de phénocristaux de clinopyroxène, olivine fortement altérée en iddingsite, plagioclase et sanidine, de 1 mm à 1 cm de longueur, enchaînés dans une mésostase gris clair renfermant des microlites feldspathiques.

La présence d'olivine et de sanidine font que ce type de doréite est analogue au faciès **Do-a** de la carte géologique voisine de Bourg-Lastic à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1981), faciès qui fait partie du deuxième groupe de mugéarites de la série saturée du Mont-Dore (Brousse *et al.*, 1989).

p2-q1 α . Trachyandésite différenciée (sancyite), porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine ; p2-q1br α - faciès autobréchique. Cette sancyite à rares phénocristaux de sanidine s'apparente au faciès **Sb** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), faciès qui comme la doréite de type **p2-q1 $\alpha\beta$ (Da)** appartient à la série saturée de la deuxième phase du Mont-Dore (Brousse *et al.*, 1989). Les coulées de sancyite de ce type se situent dans la partie la plus occidentale de la carte de Veyre-Monton, dans un secteur allant de la forêt de Peyre Levade – à l'Ouest de Beaune-le-Froid – au Sud, jusqu'à l'Ouest du hameau de Fontsalive au Nord, où un lambeau de direction subméridienne, comportant un faciès autobréchique, affleure de façon discontinue dans la vallée du ruisseau de Chevalard, au Nord du pont de la D 983.

Les coulées situées entre la forêt de Peyre Levade et Saulzet-le-Froid ont une direction qui oscille autour d'Ouest-Est et sont dans le prolongement oriental des coulées cartographiées avec la notation **Sb** sur le

territoire de la carte adjacente de Bourg-Lastic, où se trouvent les centres d'émission, qui sont du Sud au Nord :

- Puy Rouge ($z=1324$) pour la coulée de sancyite de la forêt de Peyre Levade ;
- Puy Chambon ($z=1460$) (fig. 232) pour celle de la montagne de Pouly-bois des Bruyères, datée à $2,17 \pm 0,09$ Ma au bois des Bruyères par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) ;
- Puy de Baladou ($z=1455$) (fig. 234), pour celle du Puy de la Védrine, bordée par un faciès autobréchique du côté nord, et celle du bois de Pessade, qui s'étend jusqu'à proximité immédiate du village de Saulzet-le-Froid.

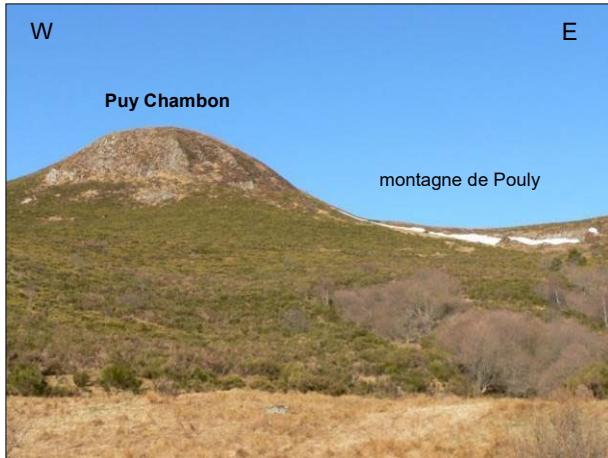


Fig. 232 - Puy Chambon et partie ouest de la montagne de Pouly vus du Sud depuis la cote $z=1183$.



Fig. 233 - Zoom sur la montagne de Pouly.

Photos PC 5A03 25/03/2011.



Fig. 234 - Puy de Baladou en arrière-plan ; prairie sur colluvions à blocs de sancyite au premier plan - photo PC 5A23 08/04/2014.

En dehors des barres rocheuses sommitales – comme celle de la montagne de Pouly (fig. 232-233), située de part et d'autre de la limite entre les cartes de Bourg-Lastic et de Veyre-Monton – et de quelques affleurements rocheux de fond de vallée (fig. 235), la sancyite de type **p2-q1τα** apparaît sous forme de blocs hétérométriques, épars dans des zones boisées, comme celle du bois des Bruyères ou du bois de Maugue ; les plus gros de ces blocs ont des volumes de plusieurs dizaines de m^3 et certains constituent des rochers figurés sur la carte IGN à 1/25 000, comme c'est par exemple le cas autour du buron le Regardet, en limite ouest de la carte. Sur le versant sud du relief du bois des Bruyères est implantée une petite route de direction subéquatoriale, en bordure nord de laquelle une petite carrière abandonnée se trouve à l'Est du point coté $z=1189$ ²⁴. La sancyite de cette carrière est très fracturée, avec un débit en blocs de volume $< 1 m^3$ et est formée d'une mésostase gris bleu²⁵ – renfermant des phénocristaux constitués d'une part de plagioclase,

²⁴ sur la carte IGN à 1/25 000 uniquement

²⁵ cette teinte vaut à la roche son appellation locale de « pierre bleue »

prédominant, de 1 à 15 mm de longueur, et, d'autre part, de minéraux colorés, plus abondants que dans le type précédent (**p2-q1τα_s**) : clinopyroxène en petits prismes, biotite en lamelles et oxydes de fer et/ou titane.

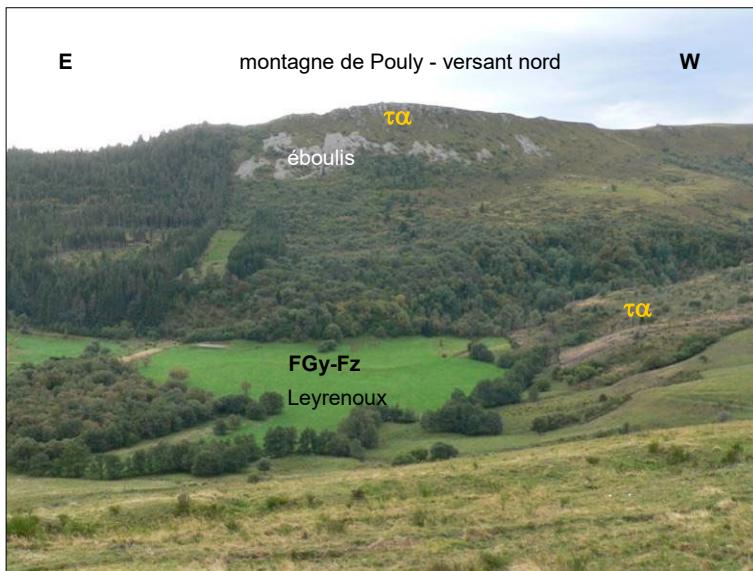


Fig. 235 - Versant nord de la montagne de Pouly et vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) de Leyrenoux, vus depuis le Nord – photo PC 5A28 26/09/2013.

L'étude microscopique (fig. 236-237) permet de préciser que la mésostase a une texture microlitique et que la teneur modale de la roche en phénocristaux est de 20 à 25 %. Les phénocristaux de feldspaths sont presque exclusivement constitués de plagioclase, isolé ou en petits amas, la sanidine (fig. 237) étant rare ; la sanidine constitue cependant la bordure de certains phénocristaux de plagioclase et les microlites de la mésostase. Comme dans le faciès **p2-q1τα_s**, le clinopyroxène a une teinte vert pâle, mais la biotite est globalement moins opacifiée (fig. 237) et des oxydes de fer et/ou titane primaires sont présents sous forme de petits phénocristaux. On note également la présence de petites enclaves – de taille infracentimétrique – à texture microgrenue (fig. 238) ou finement grenue, qui ont une composition de microsyénite ou syénite mésocrate à biotite opacifiée, clinopyroxène et oxydes de fer et/ou titane.

Pour un échantillon du bois des Bruyères, J.-C. Besson (1978) précise que le plagioclase a une composition d'oligoclase (An20-25) et que la mésostase contient de la tridymite, relativement abondante (4,9 % de la composition modale globale) et de l'apatite. Il donne en outre la composition chimique suivante :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	total
59,30	18,00	5,60	0,60	2,60	4,30	4,60	1,20	0,07	1,44	1,34	99,05

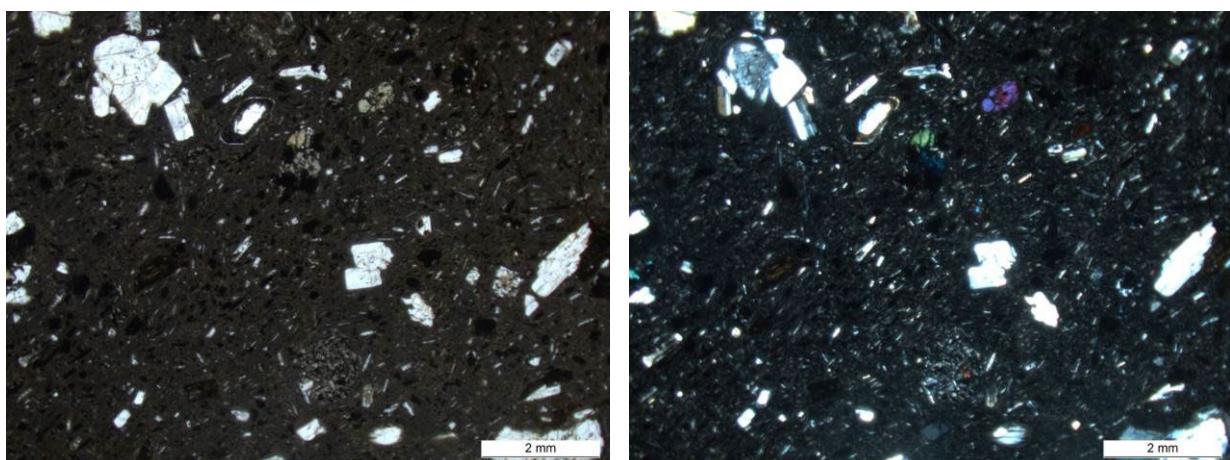


Fig. 236 - Microphotographies 5A02a - LM C57207 : sancyite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et biotite opacifiée, dans une mésostase légèrement microlitique.

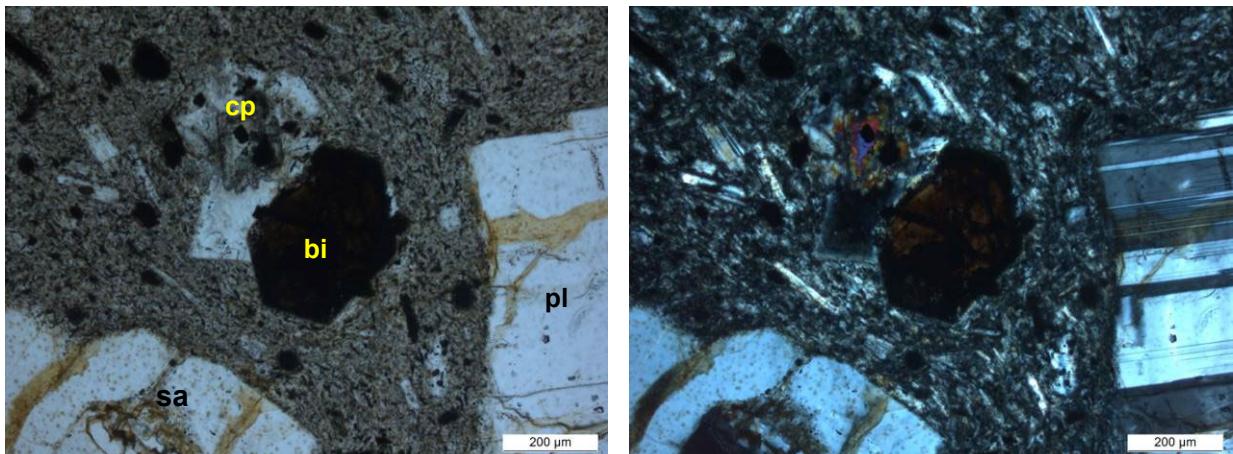


Fig. 237 - Microphotographies 5A02b - LM C57207 : vue agrandie de phénocristaux de plagioclase (pl), sanidine (sa), clinopyroxène (cp) et biotite (bi) opacifiée, dans une mésostase microlitique.

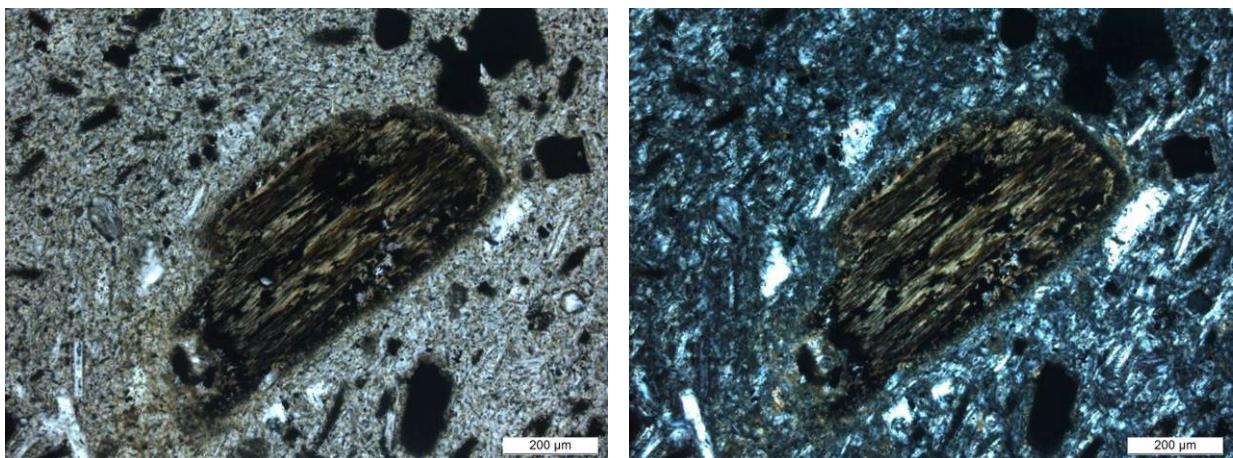


Fig. 238- Microphotographies 5A02c- LM C57207 : vue agrandie d'un phénocristal de biotite en partie opacifiée et de petits phénocristaux d'oxydes Fe-Ti , opaques, dans une mésostase microlitique.

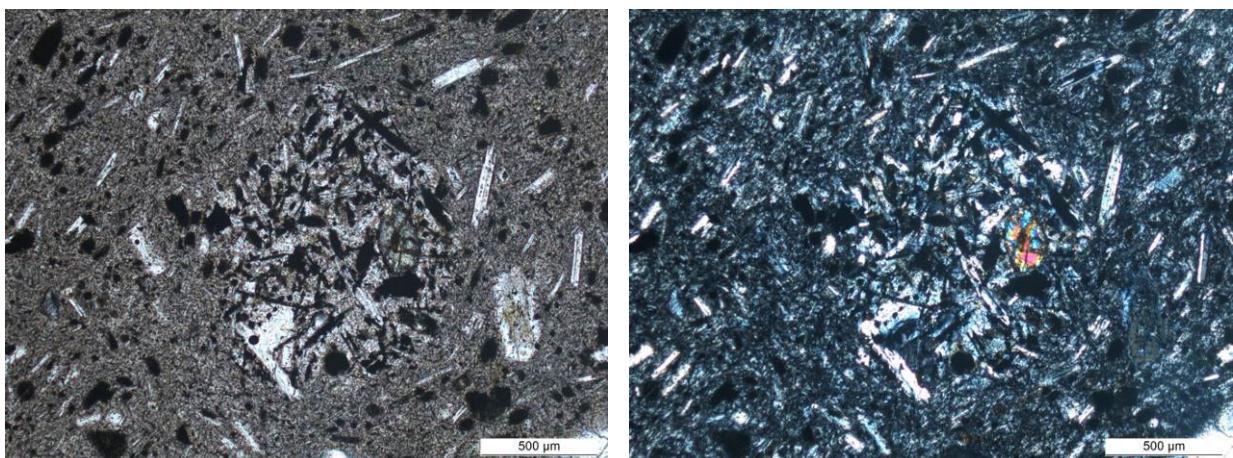


Fig. 239 - Microphotographies 5A02d - LM C57207 : sancyite porphyrique avec au centre une petite enclave de microsyénite à biotite opacifiée, clinopyroxène et oxydes de Fe-Ti. Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

p2-q1 τ α_s . Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite et clinopyroxène. Les sancyites sont des benmoréites de la série saturée. Le faciès à phénocristaux de sanidine s'apparente au faciès **Sb-s** de la carte voisine de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981). Sur la carte de Veyre-Monton il constitue trois petits lambeaux isolés, d'allongement Sud-Nord : l'un à l'Est du cimetière de Vernines, l'autre un peu plus au Sud, à l'Est du Puy de la Garde, et le troisième encore plus au Sud et en limite occidentale de la carte. Le lambeau du cimetière de Vernines apparaît sous

forme de blocs épars, constitués d'une sancyite à mésostase gris clair dans laquelle sont sertis des phénocristaux dont la longueur n'atteint que rarement 1 cm. L'observation macroscopique des phénocristaux montre une forte prédominance des feldspaths sur les silicates ferro-magnésiens : biotite et clinopyroxène. En outre, cette sancyite contient de petites enclaves, de 1 à 5 cm de long, de deux types : les unes microgrenues, de teinte grise, les autres de grain fin à moyen, de l'ordre de 1 mm en moyenne.

L'étude d'une lame mince (fig. 240-241), permet de préciser que la mésostase a une texture microlitique et que la teneur modale de la roche en phénocristaux est de 20 à 25 %. Parmi les phénocristaux les feldspaths sont de deux types : plagioclase prédominant et sanidine, tandis que la biotite est en général fortement opacifiée par suite d'une pseudomorphose en oxydes de fer et/ou titane et que le clinopyroxène a une teinte vert pâle (fig. 240-242). La biotite est brune lorsqu'elle n'est que peu opacifiée et se présente en lamelles, isolées ou parfois en petits amas (fig. 243). La sanidine constitue par ailleurs les microlites de la mésostase.

Ce faciès est caractéristique du cycle terminal du Mont-Dore s.s. d'après R. Brousse *et al.* (1989). Cependant, comme nous l'avons vu *supra*, au sommet d'une petite butte située à 1,5 km au Nord d'Aurières, à l'Est de la route menant à Nébouzat (fig. 208), il se retrouve en gros blocs au sein d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) ; cela prouve que ce faciès à sanidine est en partie au moins antérieur à une avalanche de ce type.

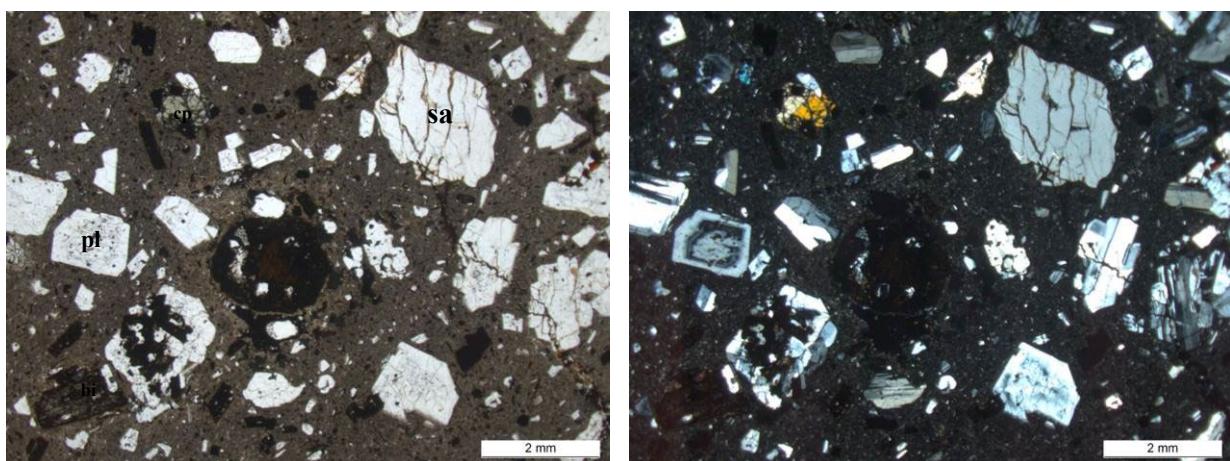


Fig. 240 - Microphotographies 1C05a - LM C57198 : sancyite porphyrique à phénocristaux de plagioclase (pl), sanidine (sa), clinopyroxène (cp) et biotite (bi) opacifiée, dans une mésostase pauvre en microlites.

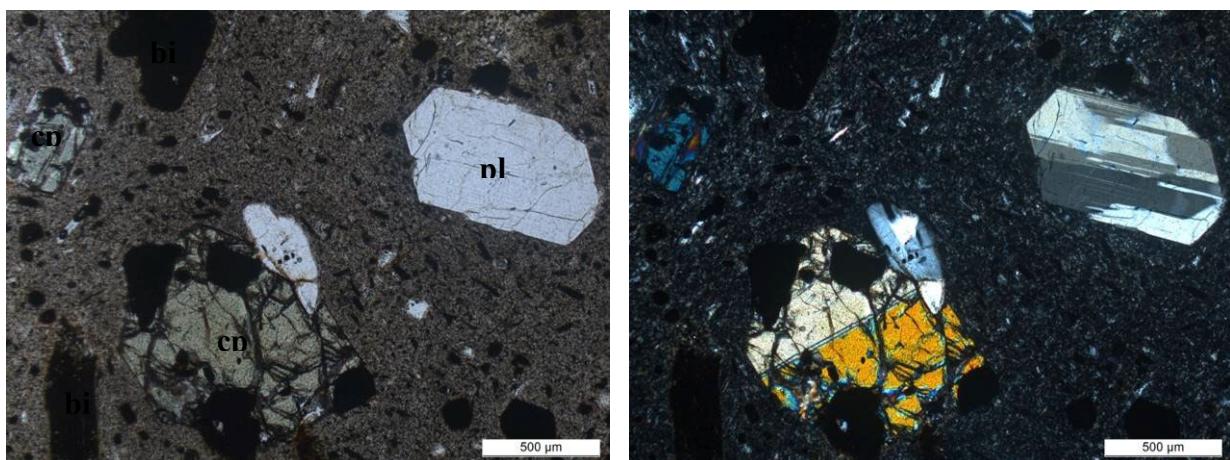


Fig. 241 - Microphotographies 1C05b - LM C57198 : sancyite porphyrique, vue agrandie de phénocristaux de plagioclase (pl), clinopyroxène (cp) et biotite (bi) opacifiée, dans une mésostase pauvre en microlites.

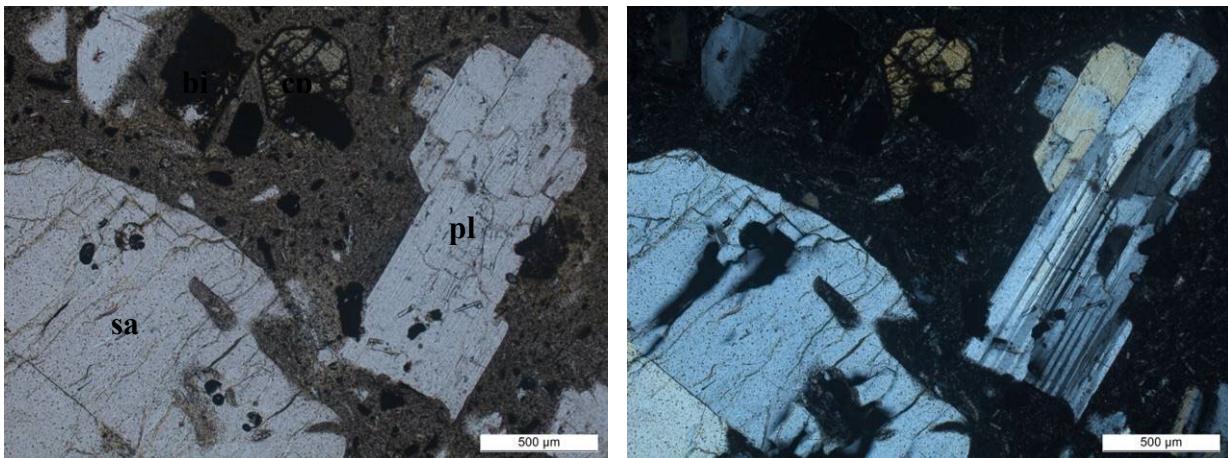


Fig. 242 - Microphotographies 1C05c - LM C57198 : sancyite porphyrique, vue agrandie de phénocristaux de plagioclase (pl), sanidine (sa), clinopyroxène (cp) et biotite (bi) opacifiée, dans une mésostase pauvre en microlites.

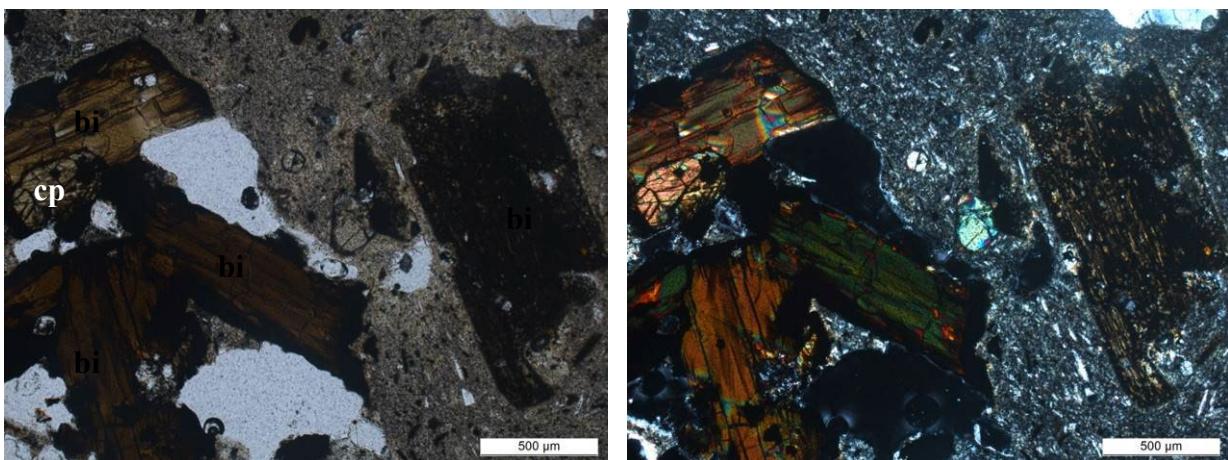


Fig. 243 - Microphotographies 1C05d - LM C57198 : sancyite porphyrique, vue agrandie de phénocristaux de biotite (bi) plus ou moins opacifiée et de clinopyroxène (cp), dans une mésostase pauvre en microlites.

L'étude microscopique confirme le fait que les petites enclaves ont une texture grenue (fig. 244) ou microgrenue (fig. 245), et montre que ces enclaves sont toutes constituées d'un assemblage de plagioclase et de biotite opacifiée, nettement plus abondante que dans la sancyite hôte, ce qui fait qu'elles ont une composition de syénite ou de microsyénite mésocrate à biotite.

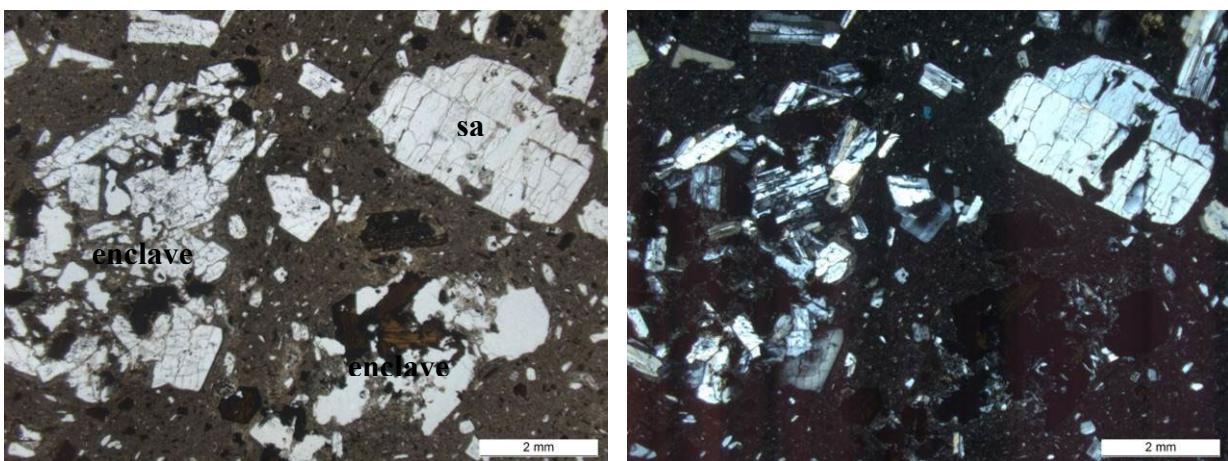


Fig. 244 - Microphotographies 1C05e - LM C57198 : sancyite porphyrique avec deux petites enclaves de syénite à grain fin-moyen, à biotite.

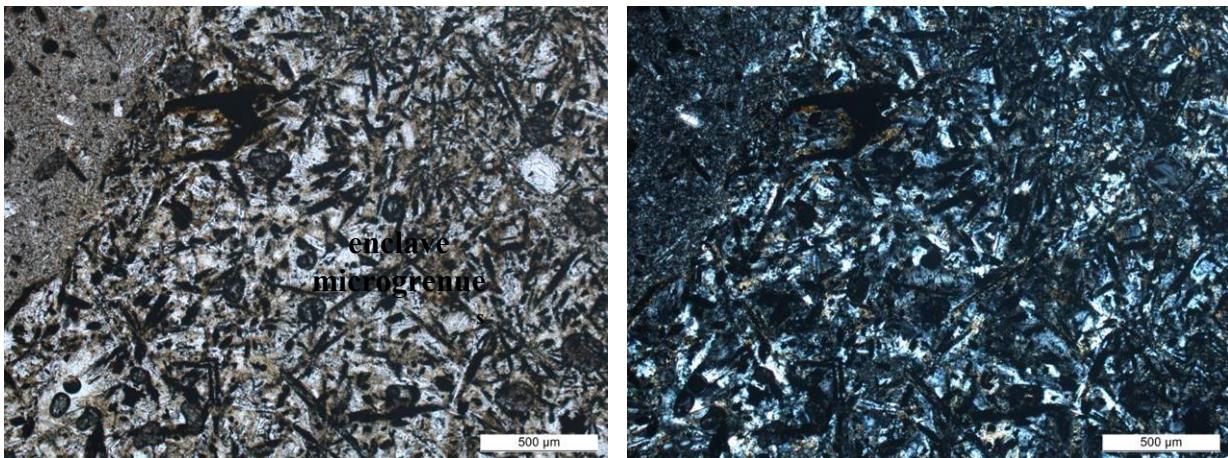


Fig. 245 - Microphotographies 1C05f - LM C57198 : sancyite porphyrique avec une petite enclave de microsyénite à biotite opacifiée.
Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

q1cτα. Cinérites et tufs ponceux trachyandésitiques, diatomifères, de Varennes et du lac Chambon (2,4 à 1,8 Ma). Une cinérite²⁶ au sens large est une roche pyroclastique de grain < 2 mm. Des gisements de cinérites se trouvent dans l'angle sud-ouest de la carte de Veyre-Monton, au Nord du hameau de Varennes et au Nord du lac Chambon. Le gisement situé au Nord du hameau de Varennes, en rive gauche du ruisseau de Quancouve, entre les cotes 920 et 950, est actuellement fortement dégradé et masqué par la végétation. À l'Est de Varennes les cinérites sont prises dans une avalanche de débris rattachée à la génération de Fontenille (q1-2Av2) par N. Vidal *et al.* (1996), et, comme ce secteur est en outre couvert par de nombreuses habitations, les cinérites n'apparaissent que sporadiquement à la faveur de travaux de terrassement ; cette situation perdure sur toute la rive nord du lac Chambon. Encore plus à l'Est, au Sud de la Dent du Marais, les cinérites se trouvent sous forme de paquets remaniés au sein de la formation superficielle provenant de l'éboulement en masse de la partie orientale du diatrème de la Dent du Marais, comme cela est décrit plus loin dans les formations superficielles.

Pour ces cinérites J.-C. Besson (1978) donne des descriptions détaillées dont nous reprenons ici les principaux éléments en y ajoutant quelques nouvelles observations et des photographies de terrain.

Les cinérites de Varennes et du lac Chambon ont livré quelques insectes et surtout une abondante flore, qui a fait l'objet de plusieurs études entre 1892 et 1971 (cf. Besson, 1978, p. 152). En 1892 l'abbé Boulay a attribué un âge mio-pliocène au gisement de Varennes. En 1934, L. Piton a découvert un coléoptère fossile : *Hipporhinus superbus*, dont l'homologue actuel est un insecte tropical, vivant notamment en Afrique du Sud. En 1959, P. Grangeon et A. Rudel ont attribué – aux plantes découvertes sur la rive nord-est du lac Chambon – un âge villafranchien, c'est à dire à cheval sur la limite de 2,6 Ma entre le Tertiaire et le Quaternaire ; en 1961 cet âge est confirmé par une étude palynologique de H. Elhai et A Rudel sur des cinérites d'un parking proche du lac. En 1971, A. Brun a réalisé une étude palynologique qui lui a permis de donner à l'ensemble des cinérites de Varennes et du lac Chambon **un âge tiglien** c'est à dire de 2,4 à 1,8 Ma environ, âge que nous retenons ici. Enfin, les cinérites renferment deux indices de diatomite recensés dans la BSS : les indices 07175x4002 et 07175x4003, comme cela est explicité plus loin dans le chapitre « gîtes et indices minéraux ».

Gisement de Varennes. J.-C. Besson (1978) y a décrit une coupe montrant – sur une quarantaine de mètres de puissance – une formation volcanique constituée de roches meubles, de teinte brunâtre à légèrement grisâtre, disposées en bancs centimétriques à décimétriques avec un pendage d'environ 20° vers le Nord, présentant une alternance de niveaux cendreux très fins et de niveaux ponceux plus grossiers dans lesquels la taille des éléments peut atteindre 3 à 4 cm. Les empreintes foliaires sont rares au niveau de cette coupe, mais sont très abondantes au sommet du gisement, vers 950 m d'altitude, où les roches sont très diatomifères. Dans les niveaux de base on peut observer à l'œil nu de nombreux fragments de pences, non fibreuses, et quelques minéraux isolés, sertis dans une matrice cendreuse légèrement indurée. L'examen à la loupe binoculaire montre la paragenèse minérale suivante : feldspaths volcaniques très abondants (> 60 %), biotite, sphène, magnétite, rare augite ; rares grains de quartz et de feldspaths provenant du socle varisque. Le cortège des minéraux volcaniques est analogue à celui des trachyandésites de type sancyite.

²⁶ du latin *cinis*, *cineris* = cendre

Pour les niveaux supérieurs, l'étude microscopique d'une lame mince montre la présence de nombreuses *frustules* (coques siliceuses de diatomées) dans une pâte argileuse brunâtre piquetée de rares grains de feldspaths et de biotite.

Gisement(s) du lac Chambon. L'hôtel Beau Site se situe à environ 100 m au Nord de l'extrémité nord-ouest du lac Chambon. Un talus situé derrière l'hôtel permet d'observer la coupe, partiellement illustrée par la photo 5C75a (fig. 246), qui montre – sur 5 à 6 m de puissance – une alternance de niveaux de cinérites diatomifères très fines et de bancs de tufs ponceux (Besson, 1978, p. 161). Un peu plus à l'ENE et plus haut un arrachement montre une formation détritique grossière, stratifiée (fig. 248).



Fig. 246 - Cinérites et tufs ponceux dans un talus derrière l'hôtel Beau Site.

Photos PC5C75a et 5C76a 18/10/2011 ; hauteur du stylo à bille = 14 cm.

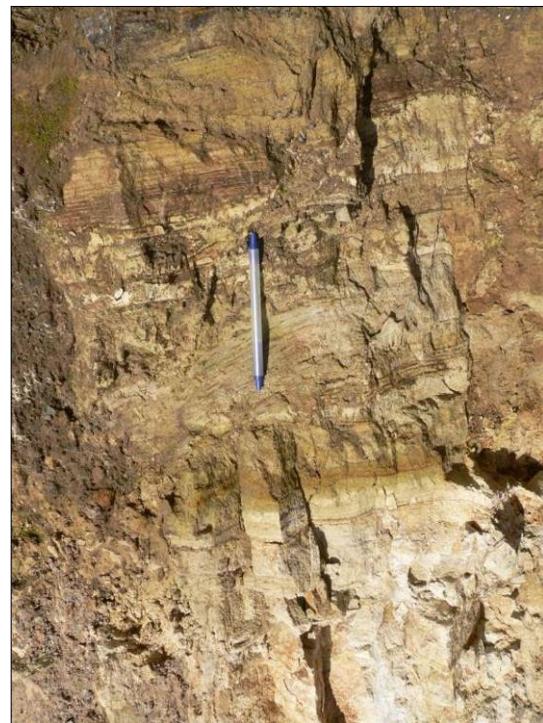


Fig. 247 - Cinérites et tufs ponceux dans un talus au Nord du lac Chambon.

Photos PC5C75a et 5C76a 18/10/2011 ; hauteur du stylo à bille = 14 cm.



Fig. 248 - Formation détritique grossière, stratifiée, au NNE de l'hôtel Beau Site – photo PC 5C75b 18/10/2011.

Plus à l'Est, vers le milieu de la bordure nord du lac Chambon, à la faveur de travaux de terrassement réalisés près d'une maison en cours de destruction, nous avons pu observer en 2011 :

- à l'Ouest, en bas de pente, une coupe qui montre – sur environ 2 m de puissance – des tufs ponceux blanchâtres surmontés (fig. 247, au niveau du stylo à bille) par une alternance de fins niveaux de

- cinérites brunâtres et de tufs ponceux blanchâtres, puis par une succession de très fins niveaux de cinérites brunâtres ;
- plus à l'Est, dans la pente (fig. 249b) ou en bas de pente (fig. 249c), des amas lenticulaires de cinérites et/ou de tufs ponceux intercalés dans des basaltes bréchiques, cet ensemble chaotique étant considéré comme typique d'une avalanche de débris de la génération de Fontenille (Vidal *et al.*, 1996).

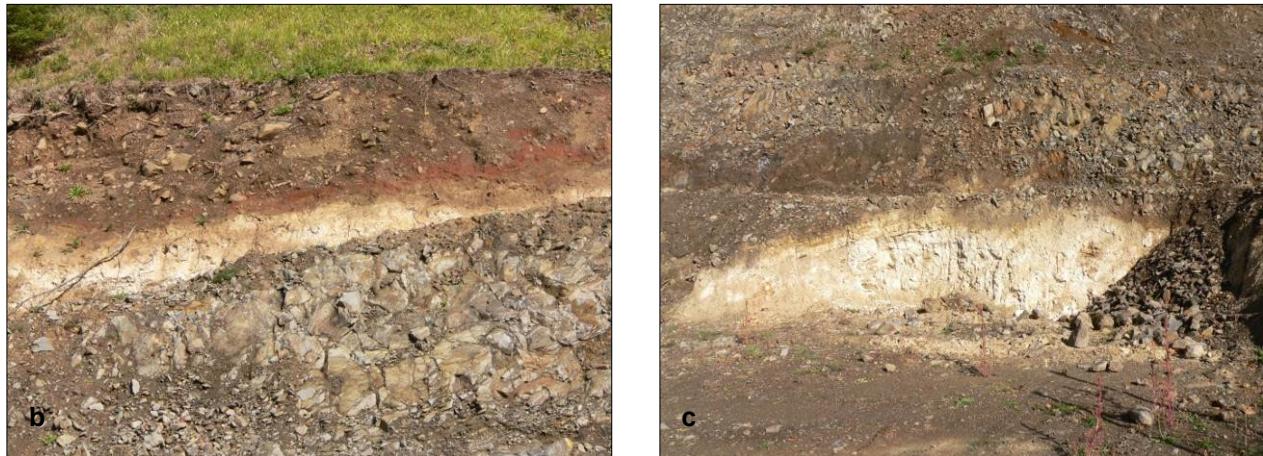


Fig. 249 - Amas lenticulaires de cinérites et tufs ponceux au sein d'une avalanche de débris, au Nord du milieu de la bordure nord du lac Chambon - photos PC 5C76b-c 18/10/2011.

En outre, dans la zone de terrassements correspondant à la photo 5C76c nous avons trouvé des empreintes de plantes (fig. 250a-b).

L'étude pétrographique de J.-C. Besson (1978, p. 161-162) montre que les différents niveaux de l'affleurement situé derrière l'hôtel Beau Site ont un contenu minéralogique homogène, avec une présence systématique de feldspaths volcaniques, de biotite et de magnétite, et la présence sporadique de sphène et d'amphibole brune. Un examen microscopique des bancs cendreux révèle que la matrice de ces bancs est constituée d'un agglomérat d'échardes vitreuses et de débris ponceux à vésicules subsphériques. La nature très anguleuse de tous les éléments traduit l'absence de remaniement fluviatile ; il s'agit de retombées aériennes de cendres éruptives, et cela en milieu lacustre du fait de la présence de diatomées.

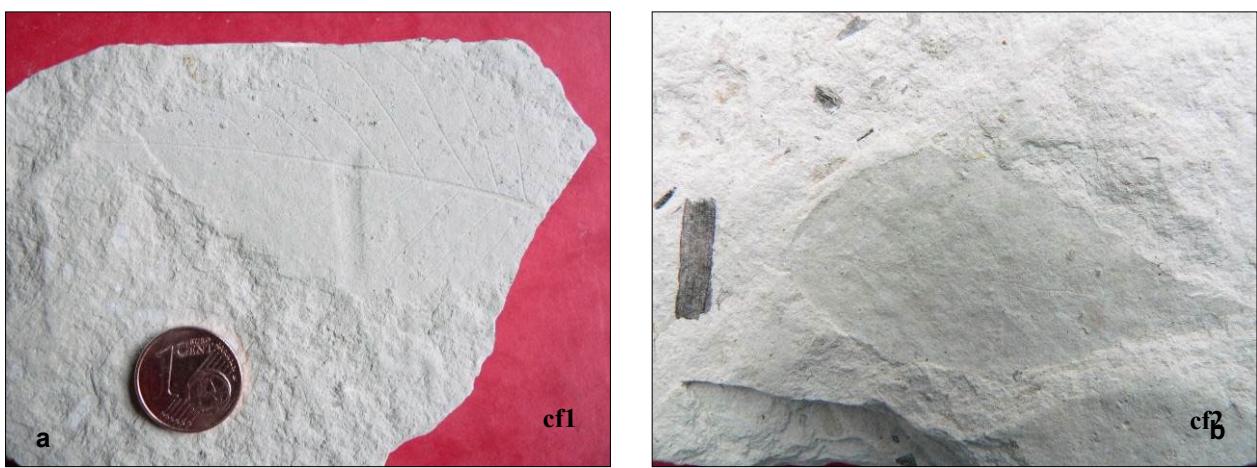


Fig. 250a-b - Empreintes foliaires dans des cinérites – photos PC 5C76cf1-f2 01/12/2015.

jq1Ft. Alluvions fluviatiles de la paléovallée Champeix-Pardines (2 à 1,8 Ma). Ces alluvions correspondent aux très hautes terrasses du Pléistocène inférieur (**Ft**) de J.-F. Pastre (1982, 2005) et marquent d'après cet auteur le premier stade de réincision post-avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) de la région des Couzes. Son jalonnement par des alluvions et des lahars à trachyphonolites abondantes coïncide avec la période d'émission majeure de ces laves dans la zone nord-orientale du volcan du Mont-Dore vers 2 à 1,8 Ma (Cantagrel et Baubron, 1983).

Ces alluvions ne subsistent que sous forme de cinq lambeaux discontinus formant – dans le quart sud-est de la carte de Veyre-Monton – un alignement de direction NW-SE entre la Chaux d'Aubary au NNW de Champeix et Pardines. J.-F. Pastre en donne des descriptions détaillées dans sa thèse de 1982, dont nous reprenons ici les principaux éléments.

En rive gauche (nord) de la Couze Chambon, la partie sommitale de la butte de la Chaux d'Aubary, qui culmine à z= 582 m soit à 115 m au-dessus du cours actuel de la Couze, est constituée par une formation alluviale qui affleure dans les champs. Ce dépôt, qui atteint environ 3 m. d'épaisseur, se caractérise par son caractère extrêmement grossier. Il comporte en effet des blocs émoussés qui peuvent atteindre 5 m³. Ces blocs sont constitués par des benmoréites issues des lahars de première génération, mais aussi par des basaltes à augite qui témoignent du démantèlement de coulées postérieures. Les galets comportent une majorité de basaltes s.l., parmi lesquels on retrouve des basaltes à phénocristaux d'augite zonée, mais livrent aussi des trachytes gris-verdâtre spécifiques. Ces trachytes, absents dans les lahars de première génération sont certainement subcontemporains du dépôt. Ils n'ont pas été reconnus à l'affleurement dans le Mont-Dore. La matrice argile-sableuse, contient des feldspaths volcaniques, des oxydes de Fe-Ti et des granules de lave. L'association de minéraux lourds est dominée par du clinopyroxène vert (<75.4 %) contenant de fréquentes inclusions de sphène.

Les quatre autres lambeaux se trouvent en rive droite (sud) de la Couze Chambon, entre Champeix et Pardines, à proximité de la D 996. Ils jalonnent une paléovallée qui correspond à l'ancien cours aval de la Couze Chambon. Les alluvions peuvent être observées dans le secteur des ravins au SE de Champeix et aux abords de l'intersection D 996 - D. 23 (cote z=510 m) à l'Ouest de Pardines. Dans les ravins, à la base se trouvent 2 à 3 m d'alluvions grossières ravinant des marnes oligocènes et constituées d'une matrice sablo-argileuse et d'abondants galets et blocs hétérométriques de roches volcaniques variées : basaltes s.l. divers, trachyandésites, trachytes analogues à ceux de la Chaux d'Aubary. Ces alluvions grossières sont surmontées de sables lités à graviers, contenant plus de 80 % de feldspaths éruptifs, d'aspect très frais, associés à de la magnétite et à de la biotite abondante.

Aux abords de l'intersection de la cote 510, se trouvent de petites carrières artisanales, abandonnées, dont l'une a permis de relever la coupe suivante, de haut en bas :

- terre végétale et colluvions à galets de quartz et chailles dérivées des alluvions sousbasaltiques pliocènes de Pardines : 0,6 m ;
- sable conglomératique graveux, à matrice cendreuse, incluant de très nombreux galets et graviers de roches volcaniques < 5 cm, : 1,5 m ;
- sable gris-beige à stratifications entrecroisées et lits enrichis en oxydes de Fe et en lits dispersés à graviers et galets : 1,8 m ;
- sable rubéfié, lité, atteint en sondage sur 1,5 m.

Ces alluvions reposent à faible profondeur sur des alluvions à galets.

Leurs caractères dénotent le remaniement de produits éruptifs contemporains. Elles contiennent de nombreux feldspaths volcaniques (sanidine, plagioclase), de rares quartz magmatiques allochtones, de la magnétite et de la biotite, mais pas de pences. Comme au Nord, les cortèges de minéraux lourds sont dominés par des clinopyroxènes verts. Toutefois, la kaersutite est plus abondante et croît nettement dans les niveaux supérieurs, traduisant peut-être le remaniement de produits sous-saturés. Le sphène constitue la phase accessoire la mieux représentée.

La succession morphostratigraphique locale place ces dépôts entre les lahars de première génération et la formation ponceuse de Peyrolles-Malbattu. Des apatites de la Groulas (cote 510) ont donné un âge par traces de fission de 2,03 ± 0,24 Ma (Chambaudet et Couthures, 1980, *in* Pastre, 1982). Ces données permettent de situer les alluvions entre 2 et 1,8 Ma.

q1 τ β O. Trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine de type Olmont (2 à 1,8 Ma). Dans la partie la plus occidentale de sa maquette inédite à 1/25 000 du quart nord-ouest de la carte de Veyre-Monton (VM1-2), A. de Goërs de Herve a délimité des lambeaux de coulées de leucobasalte, auxquels il attribue – dans sa légende – un âge « plio-villafranchien » de 2 à 1,8 Ma. Ces lambeaux, de direction générale Sud-Nord, sont dispersés dans une zone de 1,5 km de largeur, allant du Sud-Ouest de Pessade jusqu'à l'Est des Eaux en limite nord de la carte, en passant par le hameau d'Olmont. Vers le Nord ils se poursuivent dans la partie sud-ouest de la carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000, où ils sont cartographiés en basaltes plio-villafrançais avec la notation β p (Jeambrun *et al.*, 1973). Certains des

lambeaux de la présente carte se poursuivent vers l'Ouest, sur la carte de Bourg-Lastic à 1/50 000, où ils sont cartographiés en « labradorites aphyriques ou à rares phénocristaux d'olivine + pyroxène + plagioclase », classées dans le groupe des hawaiites avec la notation **H^B** (Brousse *et al.*, 1981). Le terme de labradorite a été abandonné au profit de celui de leucobasalte puis de trachybasalte, car il s'agit d'un basalte de teinte gris clair par suite de sa richesse en plagioclase, ou de trachybasalte du fait de sa composition chimique.

Les coulées de trachybasalte représentent les manifestations volcaniques les plus récentes de la partie la plus occidentale de la moitié nord de la carte de Veyre-Monton ; elles surmontent notamment des avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) et, plus rarement, des lambeaux de coulées de sancyite ou de doréite montdoriennes.



Fig. 251 - Carrière abandonnée située sur le flanc sud-ouest du Puy de la Garde, au SE de Vernines, vue depuis le Sud - photo PC 1C02a 24/03/2011.

Le meilleur lieu d'observation est la carrière abandonnée (fig. 251) située au Sud-Est du hameau de Vernines, sur le flanc sud-ouest du Puy de la Garde, qui culmine au point coté z=1094 m. Le trachybasalte y présente un débit en prismes subverticaux auquel se superpose un débit selon une fracturation subhorizontale (fig. 252).



Fig. 252 - Vue de détail de prismes de trachybasalte, dans la carrière abandonnée située sur le flanc sud-ouest du Puy de la Garde – photo PC 1C02b 24/03/2011

Le trachybasalte est légèrement porphyrique, formé d'une mésostase gris clair dans laquelle sont sertis moins de 10 % de petits phénocristaux – de taille < 2 mm – de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine. Un autre affleurement se trouve dans le talus ouest de la route D 983, au Nord du pont de Chevalard, en rive gauche du ruisseau éponyme ; il montre un trachybasalte légèrement porphyrique, à débit en gros prismes, frustes et disloqués par l'altération supergène.

L'étude d'une lame mince d'un échantillon de la carrière du Puy de la Garde (fig. 253-256) confirme le caractère peu porphyrique, révèle la présence de petits phénocristaux de minéraux opaques, à composition de titanomagnétite, et montre l'abondance et l'orientation planaire des microlites de plagioclase dans la

mésostase. Cette dernière contient en outre de petits granules de clinopyroxène rosé, d'olivine fraîche et d'oxydes de fer-titané. Le clinopyroxène des phénocristaux est également rosé et parfois zoné.

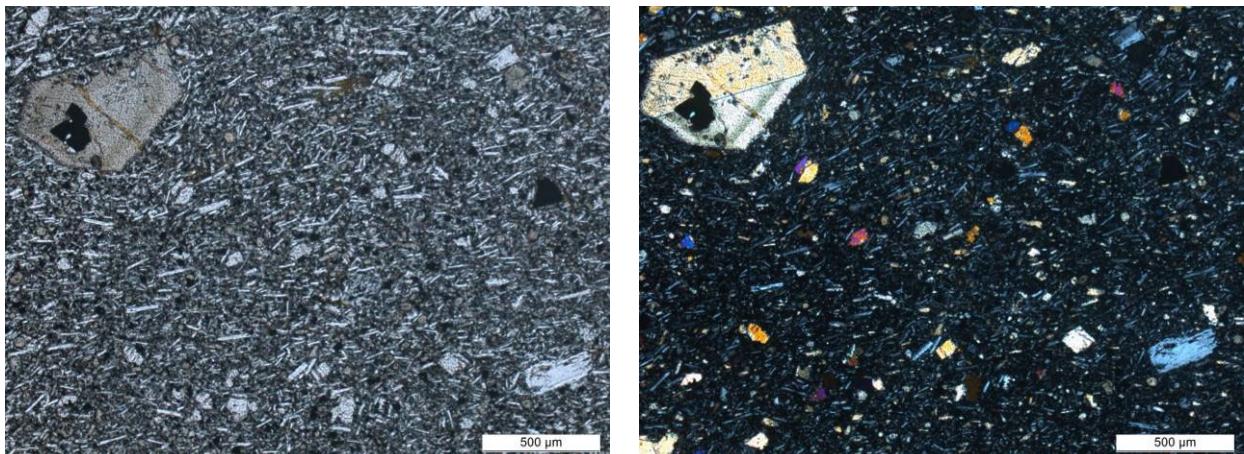


Fig. 253 - Microphotographies 1C02a – LM C 57196 : trachybasalte légèrement porphyrique, avec de petits phénocristaux de clinopyroxène (cp), de plagioclase (pl) et de minéral opaque, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.

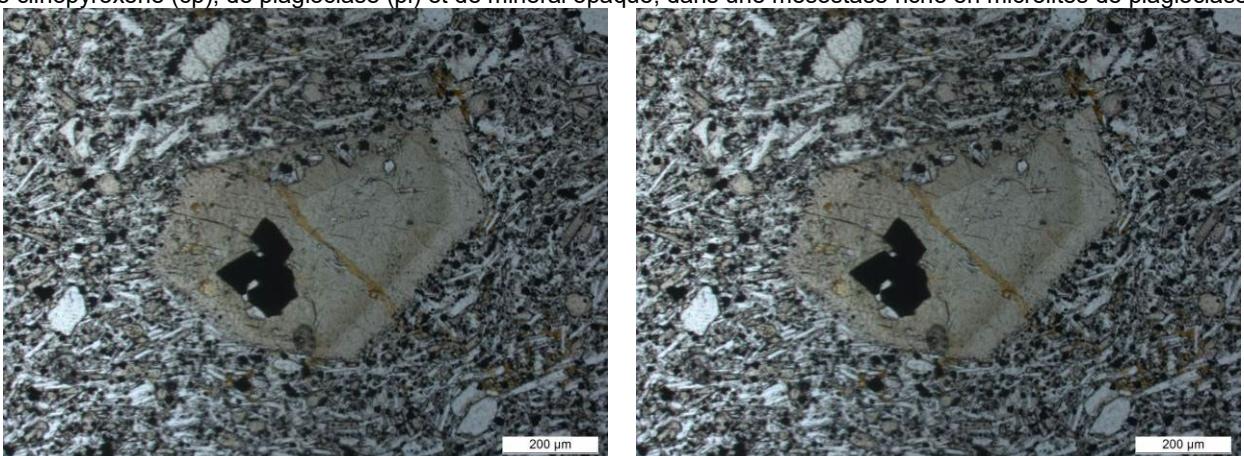


Fig. 254 - Microphotographies 1C02b – LM C 57196 : vue de détail du clinopyroxène zoné, à inclusion de minéral opaque, de la microphoto 1C02a.

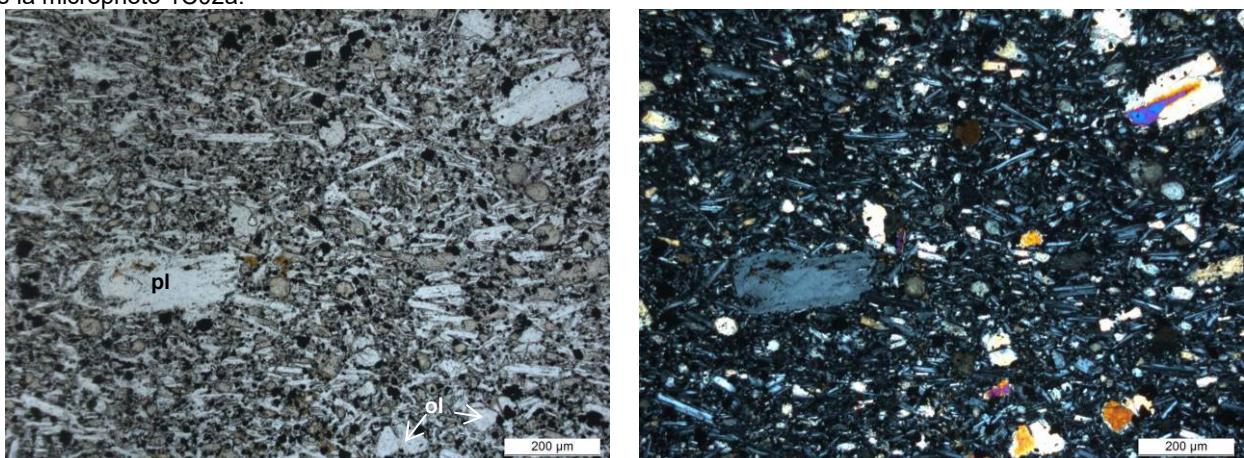


Fig. 255 - Microphotographies 1C02c – LM C57196 : autre vue de détail montrant de petits phénocristaux de plagioclase (pl) et d'olivine (ol), dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.

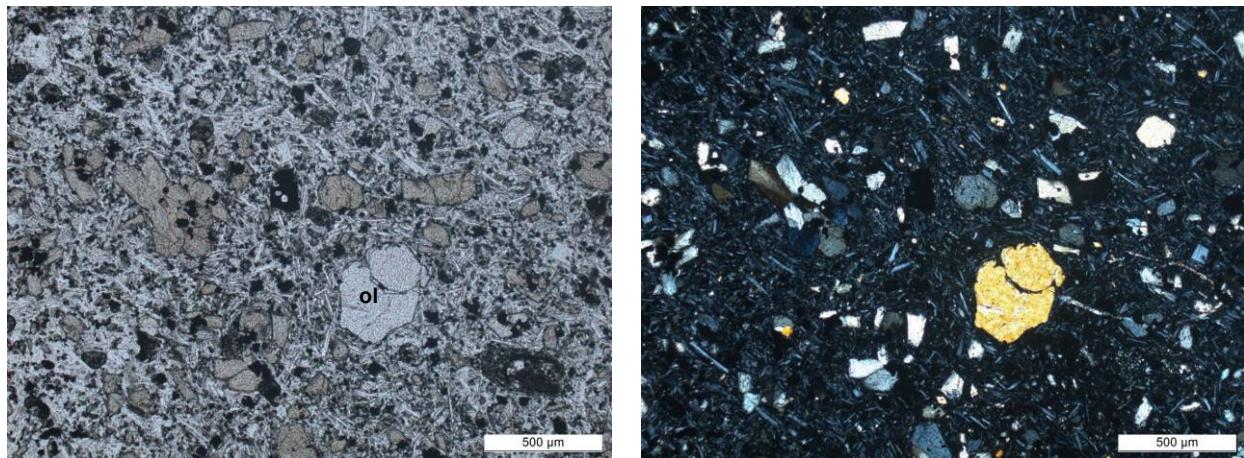


Fig. 256 - Microphotographies 1C03 – LMC 57197 : autre vue de détail montrant de petits phénocristaux de clinopyroxène rosé, d'olivine (ol) et de minéraux opaques dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.
Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'étude microscopique d'un échantillon de la rive gauche du ruisseau de Chevalard (fig. 256) montre un trachybasalte dans lequel les phénocristaux sont un peu plus abondants (environ 15 % en volume) mais de plus petite taille (< 1 mm) et constitués de clinopyroxène rosé prédominant, d'olivine fraîche, *pro parte* de forme amiboïde, d'oxydes de fer-titane et de rare plagioclase. La mésostase a une texture et une composition minéralogique analogues à celles du trachybasalte du Puy de la Garde.

D'après les données de la notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989, p. 24) le clinopyroxène des trachybasaltes montdoriens est une titano-salite, le plagioclase a une composition d'andésine-labrador (An47-66), l'olivine a une composition Fo72-81, et la mésostase renferme des plages de feldspaths de type sanidine-anorthose, associées ou non à de l'analcime. Dans cette même notice figurent deux analyses de « hawaiites »

H^B donnant les teneurs suivantes en % :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
1	45,60	16,80	1,50	9,54	4,25	10,10	3,85	2,45	3,35	0,14	0,90	1,10	0,60	100,68
2	44,50	16,45	1,50	9,77	5,50	10,00	4,30	2,60	3,20	0,26	1,40	0,86	0,12	99,06

1 - Le Pessy ; 2 - Puy May

Dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) ces analyses correspondent à une composition téphrite, la teneur modale en olivine étant inférieure à 10 %.

q1br β . Brèches et tufs basaltiques de type diatrème de la Dent du Marais. Au Nord du lac Chambon, dans l'angle sud-ouest de la carte, se dresse une spectaculaire muraille de 90 m de hauteur : la Dent du Marais ou Saut de la Pucelle, visible de loin comme par exemple depuis le Puy de Bessolles (fig. 257). Cette falaise (fig. 258) constitue la niche d'arrachement d'un éboulement en masse, qui s'est propagé vers le Sud jusqu'à la bordure orientale du lac Chambon et qui est postérieur à la mise en place du volcan quaternaire du Tartaret, comme cela est explicité plus loin dans la description des formations superficielles. Elle tronque le rebord oriental du diatrème, qui a une forme subcirculaire avec un diamètre de 450 m, et est recouverte par endroits de placages de travertin, de teinte claire, sur des plans subverticaux (fig. 259).

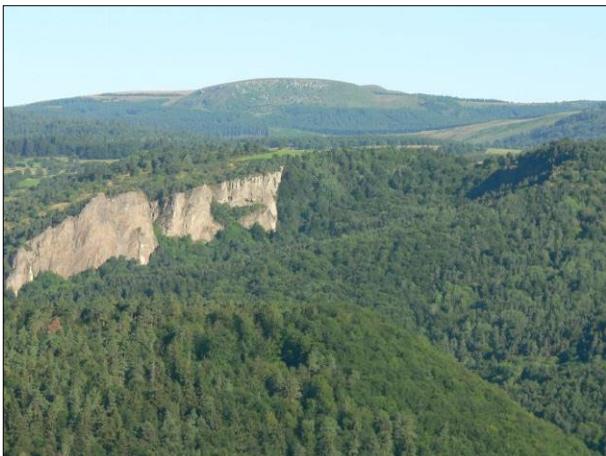


Fig. 257 - Falaise et cirque de la Dent du Marais, vus depuis le Puy de Bessolles, au Sud-Est ; Puy de Baladou en arrière-plan.

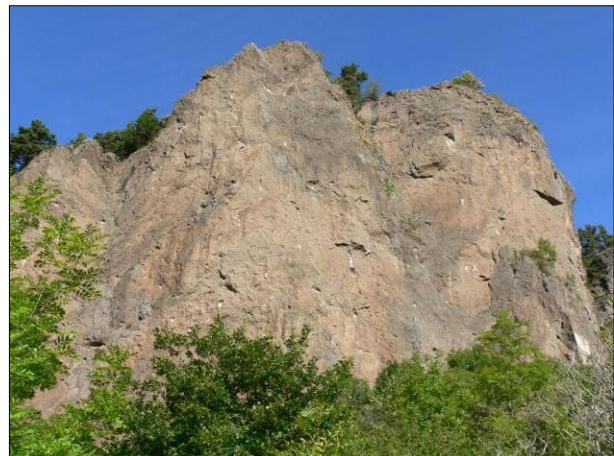


Fig. 258 - Partie sud de la falaise de la Dent du Marais, vue depuis sa base, à l'Est.

Photos PC 5D34 et 5D51a 10/08/2012.

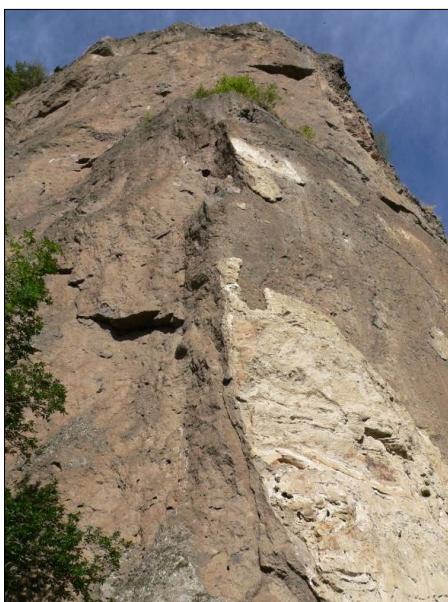


Fig. 259 - Zoom sur la partie centrale supérieure de la photo 5D51a, montrant des placages de travertin.



Fig. 260 - Vue de détail d'une brèche de la photo 5D51a.

Photos PC 5D51 10/08/2012.

Dans sa thèse J.-C. Besson (1978) donne une description lithologique et structurale détaillée des brèches de la Dent du Marais. Ces brèches sont litées avec un pendage statistiquement centripète ; sur la bordure nord du diatrème les bancs bréchiques viennent buter sur un éperon de sancyite, selon un plan incliné d'environ 50° vers le Sud, tandis que sur les bordures ouest et sud les contacts avec l'encaissant sont masqués par des éboulis et des colluvions. Les brèches sont très hétérogènes, assez grossières en général (fig. 260), et montrent une alternance de lits centimétriques à décimétriques, granoclassés. Elles sont constituées d'un ciment grisâtre et d'éléments dont la taille et la nature varient selon les lits. Le faciès le plus grossier renferme d'abondants fragments lithiques, plus ou moins arrondis, dont la taille varie de quelques mm à 20 voire 30 cm et dont la nature est variée : basaltes et autres roches volcaniques, argiles oligocènes, granite... Les niveaux plus fins renferment environ 40 % de granules de lave vésiculée, juvénile, de forme arrondie, dont la taille varie de quelques mm à 2-3 cm, ainsi que des débris lithiques arrachés au substratum : granite, trachyte, pences, basaltes, argiles ; le ciment grisâtre contient des débris monominéraux de quartz et de feldspaths. Un lambeau de tufs lités, présentant des analogies pétrographiques avec les brèches, repose sur les coulés basaltiques du rebord septentrional du cirque ; il présente un pendage centrifuge par rapport au diatrème et peut être interprété comme un vestige d'un anneau de tuf (« tuff-ring » Besson, 1978, p. 97). Par ailleurs, un lambeau de tufs lités analogues se trouve à environ 2,5 km au Sud-Est de la Dent du Marais, sur le flanc occidental du Puy de Bessolles, vers 1010 m d'altitude.

L'étude d'une lame mince (Besson, 1978, p. 100-102) montre que les granules sont formés d'un basalte à texture microlitique porphyrique, fortement hyalopilitique. Les phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : olivine, généralement fraîche ; clinopyroxène vert pâle, zoné ou non ; amphibole brune et biotite

brun rouge. La mésostase a la composition suivante : plagioclase (labrador) en microlites, clinopyroxène brun vert en granules ou en bâtonnets, oxydes de fer et/ou titane, et abondant verre soit brun jaunâtre à composition de sidéromélane, rarement transformé en palagonite jaune doré, soit brun foncé à opaque.

L'étude microscopique d'un bloc scoriacé décimétrique (Besson, 1978, p. 102) permet de confirmer la nature basaltique du magma juvénile. Il s'agit d'un basalte porphyrique à phénocristaux d'olivine altérée, clinopyroxène brun vert à composition d'augite et plagioclase à composition de labrador, dans une mésostase microlitique analogue à celle des granules.

L'étude d'une lame mince confectionnée dans un échantillon de microbrèche – à éléments de taille inférieure ou égale à 1 cm – montre l'extraordinaire variété lithologique de ces éléments (fig. 260-266). En effet, ces éléments comprennent des débris, lithiques ou monominéraux, des roches suivantes :

- roches volcaniques prédominantes : basaltes à texture et composition minéralogique variées, dolérites porphyriques ou non, trachyandésites porphyriques de type sancyite ou doréite...
- roches du socle varisque : granite, gneiss...

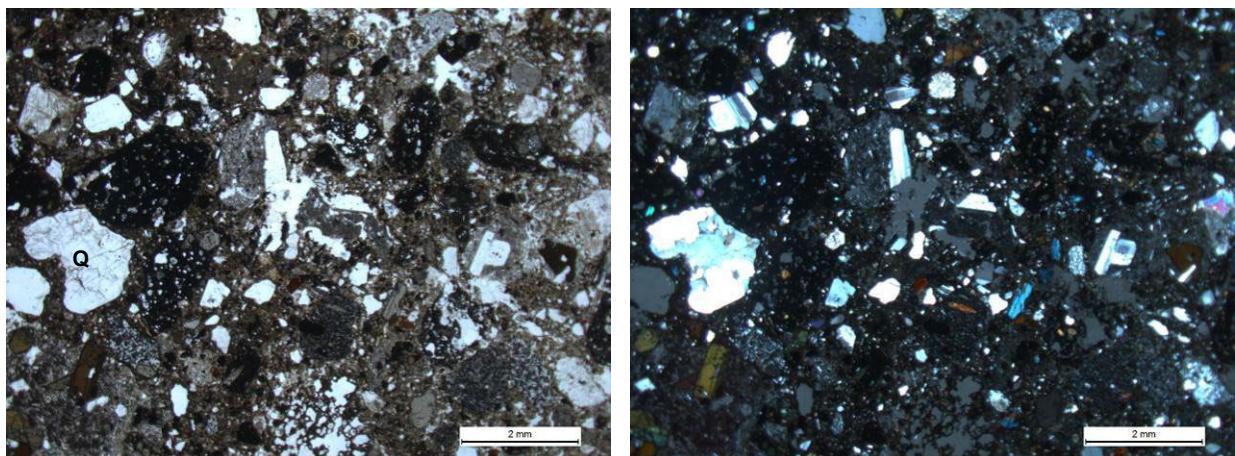


Fig. 261 - Microphotographies 5D51a – LM C60728 – vue d'ensemble du caractère polylithologique d'une microbrèche : éléments lithiques ou monominéraux provenant de diverses roches volcaniques et du socle (Q=quartz).

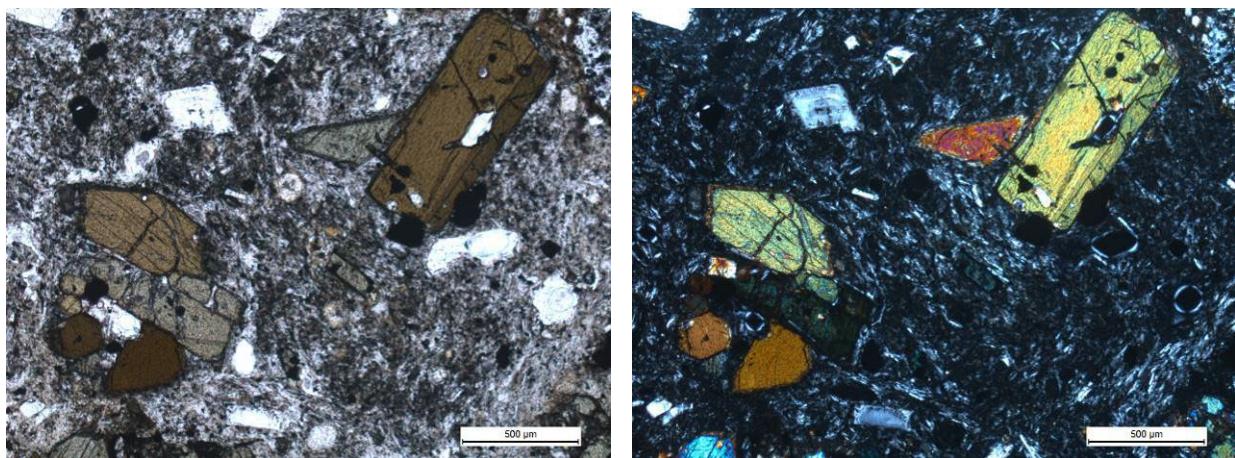


Fig. 262 - Microphotographies 5D51a2 – LM C60728 – agrandissement de l'angle inférieur gauche de la microphoto 5D51a : élément de doréite porphyrique à phénocristaux d'amphibole brune, clinopyroxène vert pâle et plagioclase.

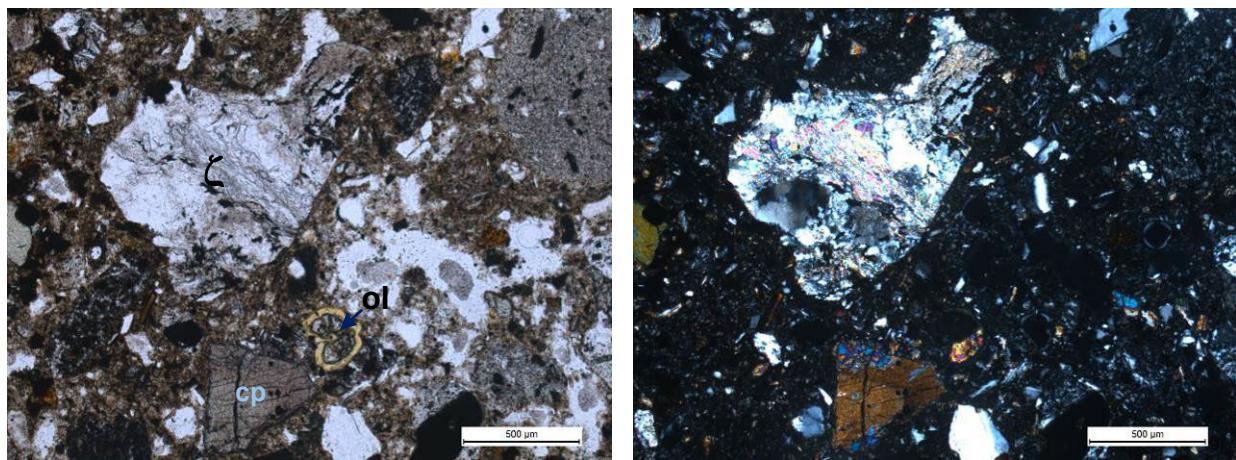


Fig. 263 - Microphotographies 5D51b – LM C60728 - vue de détail montrant entre autres un élément de paragneiss micacé (ζ) et des phénocristaux de clinopyroxène (cp) et d'olivine (ol).

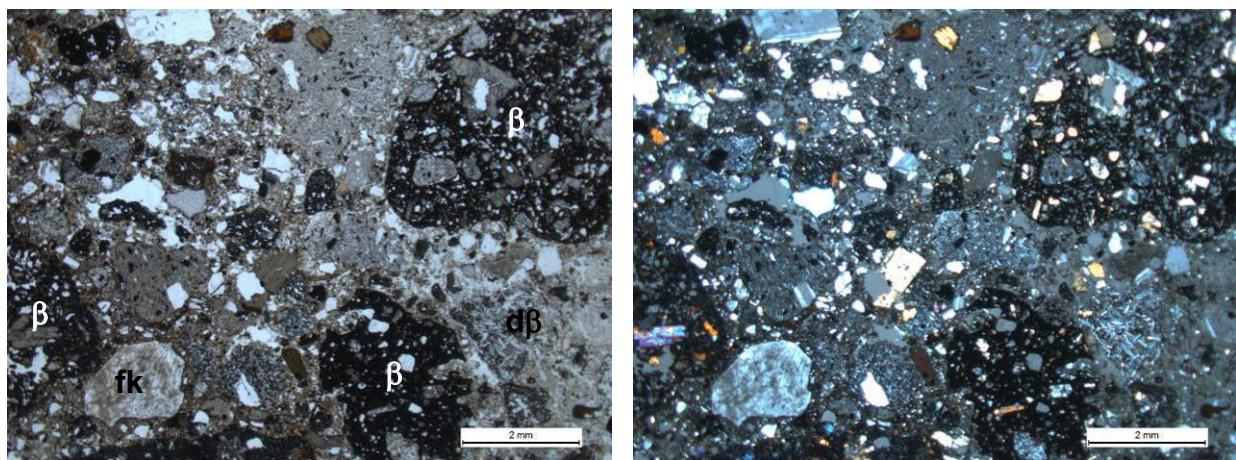


Fig. 264 - Microphotographies 5D51c – LM C60728 - autre vue d'ensemble du caractère polylithologique d'une microbrèche : éléments lithiques de basalte porphyrique (β), dolérite ($d\beta$), etc. et éléments monominéraux dont un feldspath potassique (fk) provenant du socle varisque.

Microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

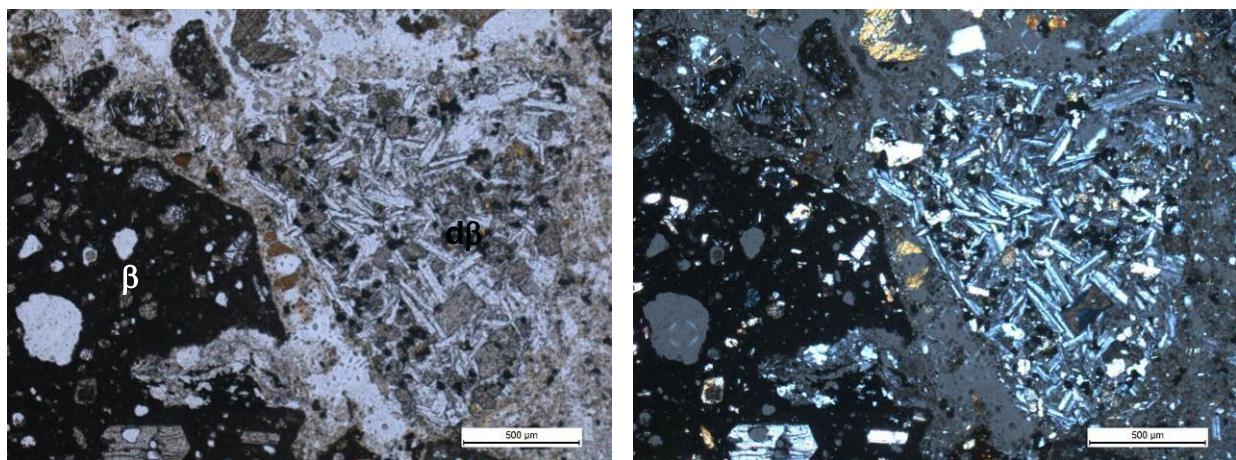


Fig. 265 - Microphotographies 5D51c2 – LM C60728 – agrandissement de l'angle inférieur droit de la microphoto 5D51c : élément de basalte porphyrique (β) à gauche et de dolérite à clinopyroxène ($d\beta$) à droite.

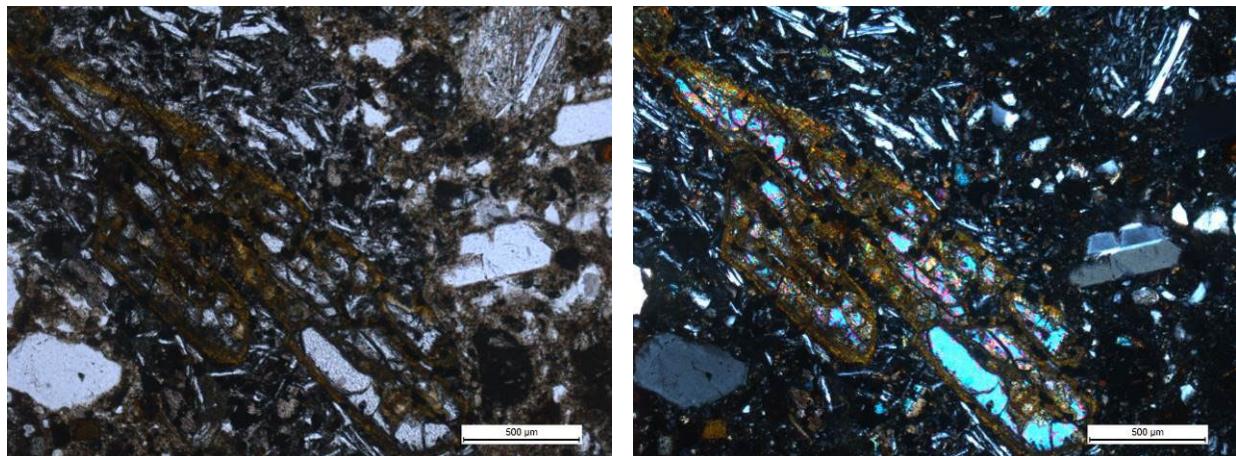


Fig. 266 - Microphotographies 5D51d – LM C60728 : vue de détail d'un élément de basalte dolérétique porphyrique avec un phénocristal d'olivine fortement altérée en iddingsite.
Micrphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne

par P. Chèvremont relu par P Boivin

Dans la partie la plus nord-est de la carte de Veyre-Monton, au sein de la Limagne, se trouvent :

- d'une part, le lambeau d'ankaramite de La Roche Noire, qui vers l'Est se ferme sur le territoire de la carte d'Issoire à 1/50 000 et qui a un âge de 1,2 à 0,8 Ma d'après des datations radiométriques ;
- d'autre part, un peu plus au Sud, les deux lambeaux de Mirefleurs dont la composition va d'un trachybasalte à une téphrite (Chegour, 1996) et qui a probablement un âge analogue à celui de l'ankaramite de La Roche Noire.

Ces trois lambeaux sont en inversion de relief.

q1τβ-ε. Trachybasalte à téphrite porphyrique de Mirefleurs (1,2 à 0,8 Ma ?). La majeure partie du bourg de Mirefleurs et son château (fig. 267) sont bâtis sur une coulée volcanique de forme subcirculaire, avec un diamètre de l'ordre de 400 m, qui repose sur des Marnes et calcaires argileux à Cypris du Rupélien (**g2M**) visibles sous le rebord ouest à sud de la coulée, la base de la coulée se trouvant sur la courbe de niveau z=380 m du côté ouest. Au Nord du bourg se trouve un petit lambeau de roche analogue, que J.-C. Besson a délimité sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4, qui complète – pour une partie des roches volcaniques – celle de R. Bouiller.



Fig. 267 - Le bourg et le château (en bas à gauche) de Mirefleurs.

Des moellons de roche volcanique grise ont été utilisés pour la construction, dans le mur d'enceinte du château notamment (fig. 268).



Fig. 268 - Moellons de roche volcanique grise dans le mur d'enceinte du château de Mirefleurs.
source : <http://www.sites-et-patrimoines.fr/Mirefleurs.htm>

L. Cheguer (1996) a étudié plusieurs échantillons de la coulée de Mirefleurs et en donne les analyses chimiques d'éléments majeurs suivantes :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	total	Ne
VMT17a	43,16	16,00	9,96	5,39	10,20	3,59	2,93	2,12	0,17	5,96	0,43	99,94	15,61
VMT17b	44,95	14,06	11,15	8,06	9,60	3,20	1,97	2,24	0,18	3,40	0,50	99,31	7,89
VMT17e*	44,54	14,24	10,68	8,14	7,56	3,86	2,02	2,18	0,18	5,29	1,09	99,80	9,14
ISS7	45,52	15,26	10,69	6,00	8,45	5,47	1,42	2,23	0,19	4,57	0,32	100,12	15,90

*moyenne ; VMT17 : coulée de Mirefleurs ; ISS7 : coulée du Puy de Montmol sur la carte d'Issoire

Ne : teneur en néphéline normative

Malgré la forte altération des échantillons, se traduisant par de fortes pertes au feu, il est possible de faire quelques constatations. L'échantillon VMT17a est le plus basique et le plus riche en éléments alcalins. L. Cheguer (1996) précise sa composition chimico-minéralogique : il s'agit d'une téphrite porphyrique, avec des phénocristaux de taille variable (1 à 3 mm) constitués des minéraux ferro-magnésiens suivants : olivine, fréquemment altérée en chlorite ou en iddingsite ; clinopyroxène ; amphibole, partiellement à complètement résorbée. Cette téphrite renferme en outre des microphénocristaux de plagioclase et d'oxydes de fer et/ou titane, dans une mésostase formée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer et/ou titane, d'apatite et de biotite accessoires, ainsi que de verre incolore ; sa teneur en néphéline normative est de 15,61 %.

Les autres échantillons ont une composition de trachybasalte dans le diagramme TAS : Total Alkali vs Silica (Le Bas *et al.* 1986). Leur teneur en néphéline normative est de 7,89 % pour VT17b et de 9,14 % pour la moyenne de VMT17e.

La coulée de Mirefleurs n'a fait l'objet d'aucune datation radiométrique. Plus à l'Est, sur le territoire de la carte d'Issoire à 1/50 000, se trouve la coulée du Puy de Montmol, cartographiée en « basalte alcalin à olivine » avec la notation β^2_{ol} (Saint-Joaniset *et al.*, 1982) et attribuée au même « épisode tardif » que l'ankaramite de La Roche-Noire. D'après une analyse chimique (ISS7 dans le tableau ci-dessus) de L. Cheguer (1996) ce « basalte » a une composition de téphrite avec une teneur en néphéline normative de 15,90 %, ce qui le rapproche de l'échantillon VMT17a.

Aussi attribuons-nous la coulée de Mirefleurs au même épisode volcanique tardif que la coulée d'ankaramite de La Roche-Noire, et donc au Pléistocène inférieur.

q1 β^8 . Ankaramite de La Roche Noire (1,2 à 0,8 Ma K/Ar). Le lambeau d'ankaramite de La Roche-Noire repose sur des sédiments détritiques de la Limagne, mais les contacts avec ces sédiments sont masqués par des formations superficielles de types colluvions ou éboulis.



Fig. 269 - Le bourg de La Roche Noire et sa coulée d'ankaramite, vus depuis l'Ouest.
source : http://www.sites-et-patrimoines.fr/La_roche_noire.htm

La planète de La Roche Noire (fig. 267) est allongée dans la direction W-E et culmine au point coté $z=546$ m, tandis que sa base nord se trouve sur la courbe de niveau $z=460$ m, ce qui fait donc une épaisseur de 86 m. Sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 3-4, R. Bouiller y a distingué deux coulées superposées, que nous avons figurées sur la présente carte à 1/50 000.

L'extrémité orientale de la planète se trouve sur le territoire de la feuille voisine d'Issoire, où elle est cartographiée en « ankaramite » avec la notation β^4 (Saint-Joaniset *et al.*, 1982) et où se trouve le point d'émission, constitué par le cône strombolien situé autour du point coté $z=605$ m, au Sud de St-Georges-sur-Allier, d'après la notice de la carte Issoire (Aubert *et al.* 1982, p. 34). Dans cette notice ne figure aucune description pétrographique de l'ankaramite de La Roche Noire.

Dans la thèse de L. Cheguer (1996) figurent une analyse chimique d'éléments majeurs et deux datations radiométriques par la méthode K-Ar : $0,8 \pm 0,1$ Ma (Lippolt, *in* Bout *et al.*, 1966) et $1,3 \pm 0,3$ Ma (Fouris, 1989). L'analyse chimique donne la composition suivante :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	total
VMT16	42,44	13,52	12,58	9,32	11,74	3,62	2,14	3,08	0,68	0,15	0,34	99,61

Cette composition est celle d'une basanite dans le diagramme TAS : Total Alkali vs Silica (Le Bas *et al.* 1986) ; la teneur en néphéline normative est de 16,73 %.

Suite aux fortes pluies survenues les 21 et 22 mai 2005, un éboulement de plusieurs dizaines de mètres cubes s'est produit le 22 mai vers 21h15 au niveau de la falaise rocheuse surplombant le bourg de La Roche-Noire. Cet éboulement a fait l'objet d'une expertise du BRGM, consignée dans le rapport BRGM/RP-53980-FR (Nedellec *et coll.*, 2005), disponible en pdf sur le site Infoterre. Bien que l'essentiel du matériau éboulé se soit naturellement arrêté à l'aplomb de la falaise, dans une bande de terrain d'une largeur de 20 m en pied de paroi, une dalle rocheuse d'environ cinq tonnes (2 m^3) a atteint l'angle sud d'une habitation. Au droit de la zone éboulée, la paroi laisse deviner à mi-hauteur quelques blocs décimétriques à métriques très instables, comme le montre la figure 270.



Fig. 270 - Blocs instables, à mi-hauteur de la paroi dans la zone éboulée de La Roche Noire.
source : rapport BRGM/RP-53980-FR

Plus haut apparaissent plusieurs surplombs et une forte densité de fracturation, autant subverticale que subhorizontale, conduisant à un débit en blocs décimétriques à plurimétriques (fig. 271).



Fig. 271 - Zone sous-cavée, avec une forte densité de fracturation
source : rapport BRGM/RP-53980-FR

Volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) et alluvions associées

par P. Chèvremont relu par P Boivin

Sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se trouvent de nombreuses formations rattachées à l'activité volcanique du Sancy. Ces formations comprennent d'une part divers types de trachyandésites porphyriques, d'âge allant de 0,24 à 0,90 Ma d'après de nombreuses datations radiométriques par la méthode K/Ar (en particulier Cantagrel et Baubron, 1983), et, d'autre part, les entités suivantes, classées par âge globalement décroissant en fonction d'éléments de géochronologie relative et de quelques datations radiométriques :

- basalte peu porphyrique à petits phénocristaux d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène, de la planète de Courbanges (1 Ma ?) ;
- ponces trachyandésitiques à biotite, remaniées de Coudes (environ 1 Ma) ;
- dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma) ;
- trachybasalte de type coulée inférieure de la carrière du Cheix (0,9 Ma K/Ar) ;
- ponces et cendres trachytiques de type carrière du Cheix et de Neschers (0,8 Ma K/Ar ; 0,6 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ;
- trachybasalte de type coulées supérieures de la carrière du Cheix et de Creste (0,6 Ma K/Ar) ;
- dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest ($<0,58$ Ma ?) ;
- dépôts d'avalanche de débris de type Coudes Ouest ;
- basaltes s.l. porphyriques à olivine et clinopyroxène de type chapelle d'Anciat (0,5 Ma K/Ar).

Des datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donnent une fourchette d'âge allant 1,1 à 0,4 Ma environ (Nomade *et al.*, 2012). C'est pourquoi, dans l'état actuel des connaissances, nous retenons un âge de 1,1 à 0,24 Ma pour l'activité volcanique du massif du Sancy.

Pour les doréites et les sancyites du massif du Sancy les équivalences de notations avec les cartes à 1/50 000 voisines de Bourg-Lastic et de La Tour-d'Auvergne, déjà éditées, sont les suivantes :

Roche	Carte	Veyre-Monton 717	Bourg-Lastic 716	La Tour-d'Auvergne 740
Doréite à amphibole		q1-2ταβ_a	Da	³Da
Doréite à olivine		q1-2ταβ_o	Do	³Do
Doréite à biotite		q1-2ταβ_b	Dp-b	³Dp-b
Sancyite à biotite et rare amphibole		q1-2τα_a	Sb	³Sb
Sancyite à biotite et sanidine		q1-2τα_s	Sb-s	³Sb-s

Sur la carte de La Tour-d'Auvergne à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1990), l'exposant 3 signifie que l'âge est de 1,2 à 0,3 Ma, c'est à dire celui de la génération du Sancy. Sur la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981) il n'y a pas d'exposant précisant l'âge, de sorte que les doréites de type **Da** ou **Dp-b** et les sancyites de type **Sb** ou **Sb-s** appartiennent soit à la génération du Mont-Dore, soit à celle du Sancy, selon leur localisation géographique : celles de la génération du Sancy se situent dans la partie la plus méridionale de la carte ; le type **Do**, cantonné dans l'angle sud-est de la carte, est uniquement de la génération du Sancy.

La limite entre Pléistocène inférieur (**q1**) et moyen (**q2**) est à peu près l'âge de la nappe de ponces trachytiques, pour lesquelles les datations radiométriques donnent les résultats suivants :

- sur la carte de Veyre-Monton $0,75 \pm 0,05$ Ma au Cheix et $0,83 \pm 0,04$ Ma à Neschers (K/Ar, *in Besson et al.*, 1977) ;
- pour la nappe de Super-Besse, sur la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990), entre $0,79 \pm 0,07$ Ma, âge d'une coulée de trachyandésite sous-jacente (K/Ar, Cantagrel et Baubron, 1983), et $0,85 \pm 0,03$ Ma, âge de la coulée d'ankaramite du Puy de Chambourguet sus-jacente (K/Ar, Bourdier, 1980) ;
- pour la nappe de Riobes-Haut, sur la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), $0,72 \pm 0,01$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Féraud *et al.*, 1990).

L'âge des ponces de Neschers est en outre cohérent avec les datations, moins précises, par la méthode des traces de fission, qui donne $0,77 \pm 0,28$ Ma sur sphène et $0,90 \pm 0,22$ Ma sur apatite (Chambaudet et Couthures, 1981, *in* Pastre, 1982). Cependant, une datation de ces ponces par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donne un âge de $0,58 \pm 0,02$ Ma (Lo Bello *et al.*, 1987), ce qui pose le problème de l'âge des dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux et de Coudes, qui leur sont postérieurs.

Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille sont

- (i) subcontemporains des ponces trachyandésitiques remaniées de Coudes dont la biotite est datée de façon peu précise à $1,06 \pm 0,30$ Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel *in* Ly, 1982) ;
- en partie au moins postérieurs au trachybasalte de la coulée inférieure de la carrière du Cheix, datée par la méthode K/Ar à $0,92 \pm 0,05$ Ma (*in* Besson *et al.*, 1977), corrigée en $0,91 \pm 0,07$ Ma (Cantagrel et Baubron, 1983) ;
- antérieurs aux ponces trachytiques.

Cependant ces dépôts sont probablement polyphasés et contiennent des blocs de basaltes divers, doréites, sancyites, venant du massif du Sancy, de sorte qu'une partie de ces diverses roches volcaniques est antérieure à certains dépôts.

Aussi est-il préférable de mettre la notation **q1-2** à la plupart des formations volcaniques du Sancy présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, notamment pour les diverses entités de trachyandésites basaltiques (doréites) ou de trachyandésites (sancyites), dont l'âge radiométrique n'est pas connu ou déterminé de façon peu précise.

q1β. Basalte peu porphyrique à petits phénocristaux d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène, de la planète de Courbanges. La planète de Courbanges, qui se trouve dans l'angle sud-ouest de la carte, est quelque peu discontinue par suite du recouvrement de la coulée basaltique par des coulées de doréite et de trachybasalte du Sancy et par des formations superficielles : moraines et tourbières.

Ce type de basalte constitue l'une des formations les plus précoces issues du volcan du Sancy. Il affleure bien, en particulier au Rocher de l'Aigle, à la faveur des cascades du Cheix (fig. 272) et de Courbanges, à la Roche des Jardins, située à 1,5 km au Nord-Est de Courbanges en rive gauche du ruisseau de Courbanges, et au Nord-Ouest de cette Roche. Il présente un débit en prismes à la cascade du Cheix et une altération en boules – de diamètre ≤ 80 cm – avec desquamation en pelures d'oignon à la Roche des Jardins (fig. 273) ; plus au Nord-Ouest, le talus d'un chemin, situé en rive gauche du ruisseau du Cheix, est entaillé dans un basalte fracturé et altéré, disloqué en petits blocs, surmontant une altérite de diatexite **M²** rubéfiée (fig. 274).



Fig. 272 - Cascade du Cheix
photo PC 5C68 24/03/2010.



Fig. 273 - Altération en boules avec desquamation en pelures d'oignon à la Roche des Jardins
photo PC 5C58 06/08/2012.



Fig. 274 - Contact (au niveau du crayon criterium) entre une coulée de basalte fracturé et altéré et une altérite de diatexite rubéfiée, en rive gauche du ruisseau du Cheix - photo PC 5C35 08/08/2012.

Il s'agit de roches noires peu porphyriques, renfermant de petits phénocristaux de clinopyroxène noir, de 1 à 3 mm de longueur, et d'olivine vert pâle de taille variable, atteignant 1 cm dans le cas de l'affleurement correspondant à la photo 5C35 (fig. 274).

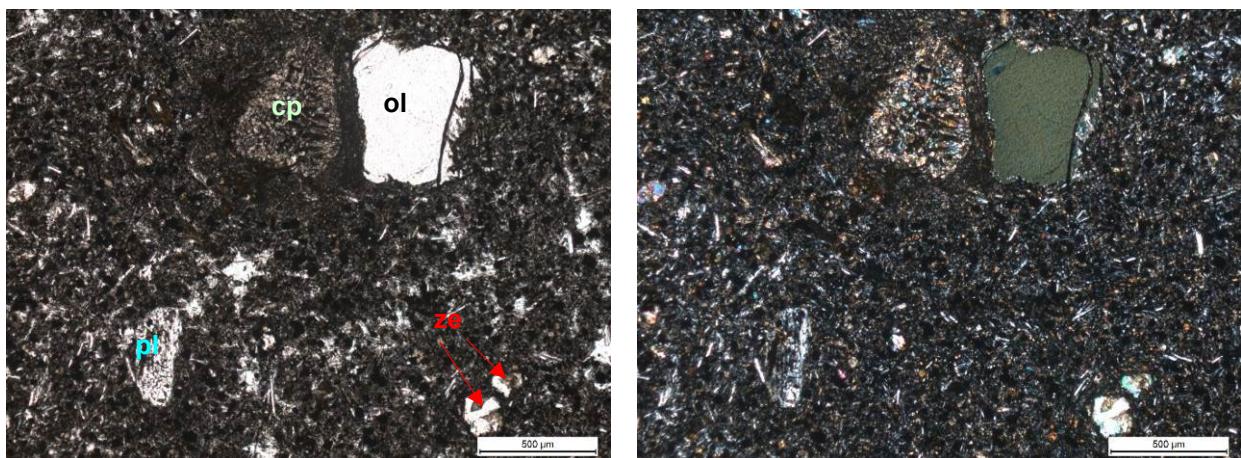


Fig. 275 - Microphotographies 5C69a-LM C59227 : phénocristaux d'olivine (ol) et de plagioclase (pl), amas de microcristaux de clinopyroxène (cp) et vacuoles à remplissage de zéolite (ze), dans une mésostase microlitique.

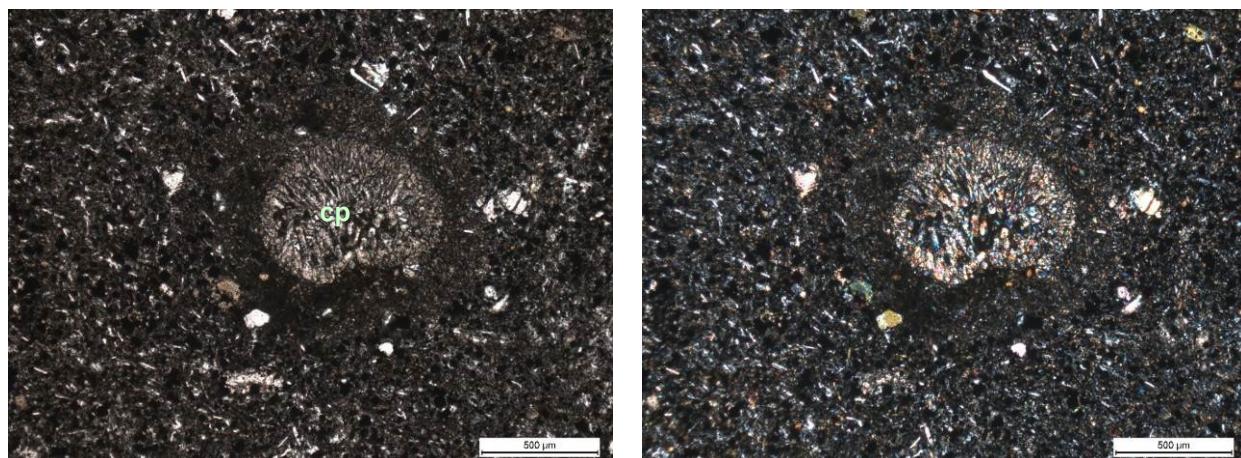


Fig. 276 - Microphotographies 5C69b-LM C59227 : amas de microcristaux de clinopyroxène (cp), dans une mésostase microlitique.

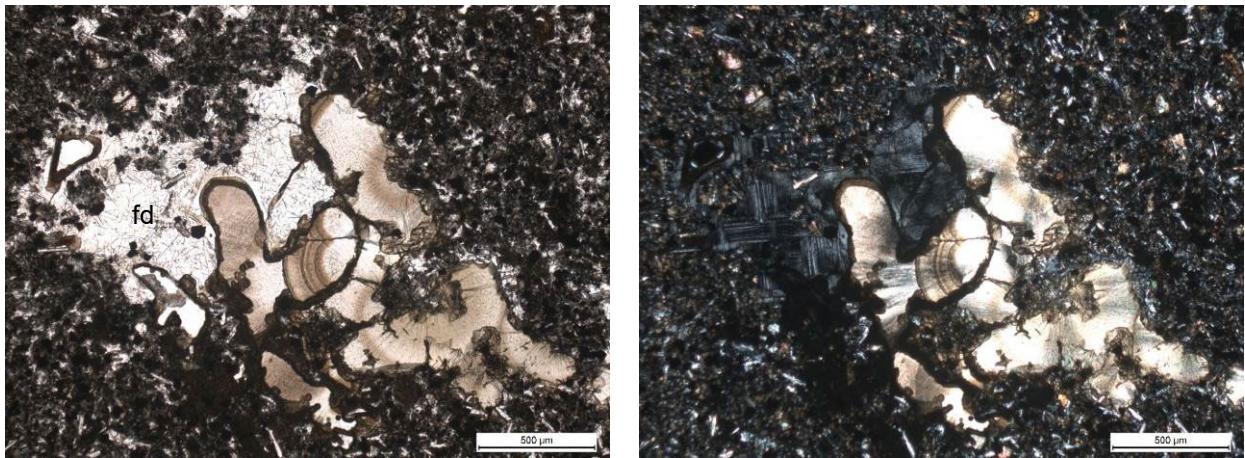


Fig. 277 - Microphotographies 5C69c-LM C59227 : feldspath (fd) interstitiel, criblé de fines aiguilles d'apatite et vacuole à remplissage de zéolite, dans une mésostase microlitique. Microphotos PC2016 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

L'étude d'une lame mince (fig. 275-277) confirme la texture faiblement porphyrique et révèle, dans ce cas, la présence (i) de feldspath interstitiel, criblé de fines aiguilles d'apatite, et (ii) de vacuoles à remplissage de zéolite fibroradiée (fig. 277), le tout dans une mésostase microlitique. Les petits phénocristaux sont constitués d'olivine prédominante, de plagioclase, zoné ou non, de clinopyroxène verdâtre et de rares oxydes de fer et/ou titane, parfois entourés d'amas de microlites de plagioclase. La roche renferme en outre quelques petits agrégats d'innombrables microcristaux de clinopyroxène (fig. 275-276). La mésostase est constituée de microlites de plagioclase dans un fond très sombre, formé de microcristaux d'olivine, de clinopyroxène et d'abondants oxydes de fer et/ou titane. Ce type de basalte s.l. n'a fait l'objet d'aucune analyse chimique.

q1-2 $\tau\alpha\beta_a$. Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune, plagioclase et sanidine sporadique. Cette doréite à amphibole ne contient ni biotite ni olivine et la sanidine n'y est que sporadique. Elle apparaît, sous forme de petits lambeaux de coulées, dans la partie la plus sud-ouest de la carte de Veyre-Monton, dans le secteur de Chambon-sur-Lac :

- à l'Ouest du hameau des Angles, en limite occidentale de la carte, où la doréite à amphibole forme l'extrémité orientale d'une coulée de direction proche de W-E, venant du territoire de la carte de Bourg-Lastic, où elle est cartographiée avec la notation Da et recouverte par une coulée de doréite à olivine (Brousse *et al.*, 1981) ; cette coulée repose sur le granite orienté du massif de Chambon-sur-Lac (**oy²**) ;
- au Nord du lac Chambon, où se trouvent deux lambeaux de coulée, situés l'un au Nord du hameau de Varennes, où il repose en partie sur les gneiss mylonitiques, et l'autre à l'Est de ce hameau ; ces deux lambeaux sont postérieurs au dépôt des cinérites et tufs et le lambeau oriental est pris dans une avalanche de débris de la génération de Fontenille (**q1-2Av2**).

Ce type de doréite correspond à celui qui est figuré avec la notation **3Da** sur la carte de La Tour-d'Auvergne à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1990). Une datation K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) donne pour la « trachyandésite de Varennes » un âge de $0,83 \pm 0,30$ Ma, mais cette datation est assortie d'une marge d'erreur élevée et d'une incertitude sur la localisation de l'échantillon : coulée de doréite ou dôme de sancyite (cf. plus loin, **q1-2 $\tau\alpha_s$**) ?

La doréite des Angles a une dizaine de mètres d'épaisseur et présente dans sa partie basale un débit en prismes frustes auquel se superpose une fracturation subhorizontale. L'observation macroscopique montre une mésostase gris clair enserrant des phénocristaux de 1 à 5 mm de longueur, constitués d'une part de plagioclase et, d'autre part, de silicates ferro-magnésiens noirs : clinopyroxène et amphibole, difficiles à distinguer l'un de l'autre. Dans sa partie sommitale elle est plus riche en phénocristaux et légèrement vacuolaire. Le lambeau de doréite situé au Nord de Varennes est couvert par une forêt et n'est bien visible qu'à son extrémité méridionale, tandis que celui qui se trouve plus à l'Est est visible à la faveur de pistes et de terrassements. Dans les deux cas il s'agit d'un faciès fracturé et altéré, se débitant en petits blocs, ayant une teinte gris-verdâtre et présentant d'abondants petits plans de fracturation enduits d'une fine pellicule d'oxy-hydroxydes de fer de teinte rouille. Le caractère porphyrique n'est bien visible que sur des plans de coupe à la scie diamantée ; les phénocristaux sont analogues à ceux de la doréite des Angles.

L'étude microscopique d'un échantillon de la doréite basale des Angles (fig. 278-279) permet de préciser que la teneur modale en phénocristaux est de l'ordre de 30 % (fig. 276) et que ces phénocristaux, en majorité automorphes, sont constitués des minéraux suivants : plagioclase, fréquemment zoné ; clinopyroxène vert pâle ; amphibole brun orangé, avec un liseré opaque ; oxydes de fer-titane ; sanidine sporadique.

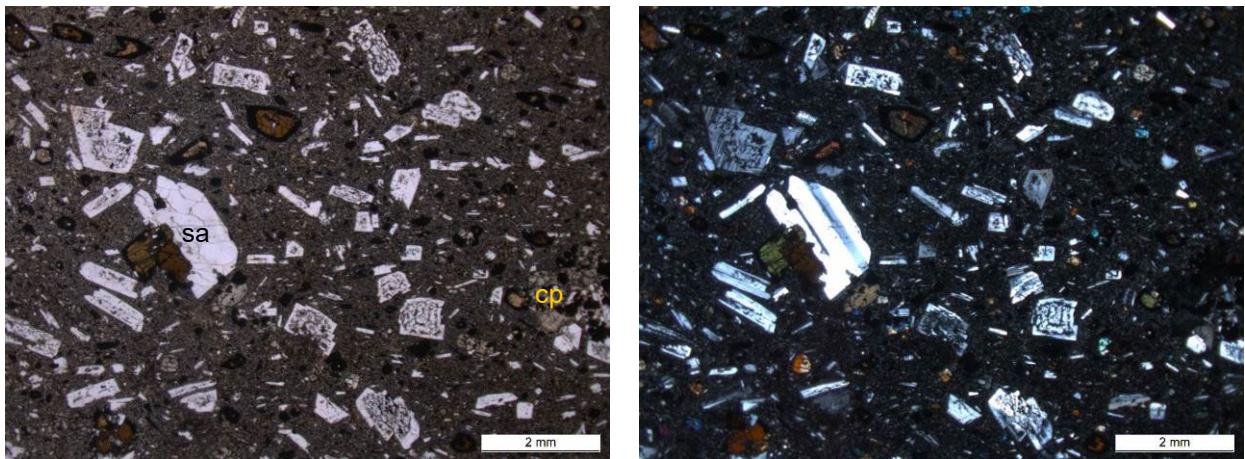


Fig. 278 - Microphotographies 5C85a-LM C59230 : doréite porphyrique des Angles, avec de petits phénocristaux de plagioclase, d'amphibole brune, de clinopyroxène (cp), d'oxydes de Fe-Ti (opakes) et de sanidine (sa), dans une mésostase légèrement microlitique.

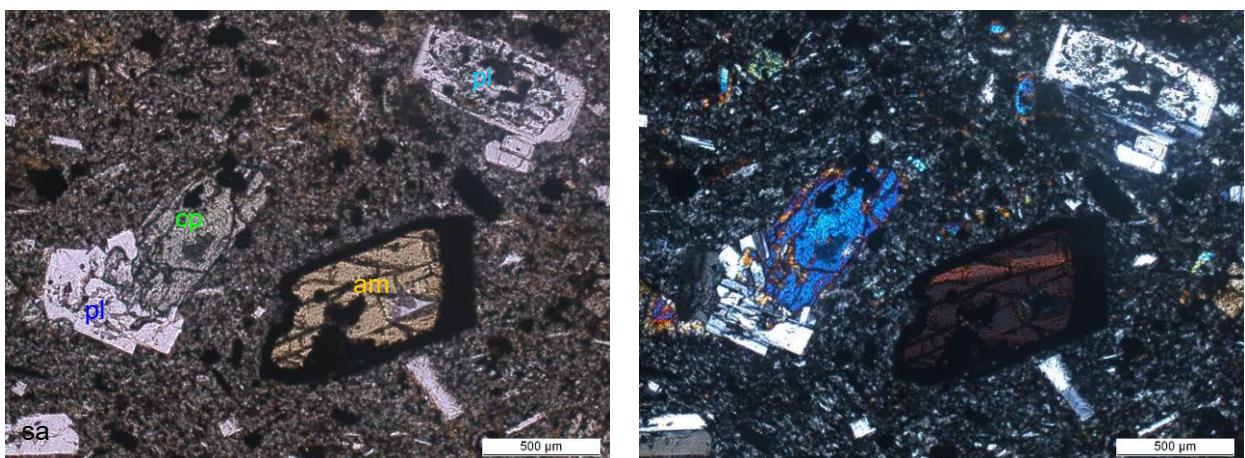


Fig. 279 - Microphotographies 5C85b-LM C59230 : vue de détail de petits phénocristaux de plagioclase zoné (pl), d'amphibole brune (am), de clinopyroxène (cp), d'oxydes de Fe-Ti (opakes) et de sanidine (sa), dans une mésostase légèrement microlitique. Microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

De l'apatite, accessoire, apparaît sous forme soit de petits prismes au sein de phénocristaux d'amphibole, soit de fines aiguilles dans des phénocristaux de plagioclase. La mésostase est formée de microlites feldspathiques, dans un fond sombre constitué de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer-titane. En outre, la doréite des Angles contient de petites enclaves, de 1 à 2 mm de longueur, d'une roche hypidiomorphe finement grenue, à composition de syénite leucocrate à mésocrate : plagioclase \pm oxydes de fer-titane \pm clinopyroxène.

L'étude microscopique de la doréite située au Nord du lac Chambon (fig. 280-282) montre une roche un peu moins porphyrique, avec 20 à 25 % de phénocristaux, constitués des mêmes minéraux qu'aux Angles mais avec (i) une nette prédominance du clinopyroxène vert-pâle, qui présente parfois une macle en sablier (fig. 281) et peut contenir de petits prismes d'apatite, (ii) une plus forte opacification de l'amphibole brune et (iii) la présence de petits amas formés de différents minéraux en phénocristaux (fig. 282). En revanche la mésostase est nettement plus riche en microlites de plagioclase, présentant une orientation planaire assez nette. Par ailleurs, cette doréite est recoupée par un réseau de microfissures, intra- à intercristallines, à remplissage d'oxy-hydroxydes de fer.

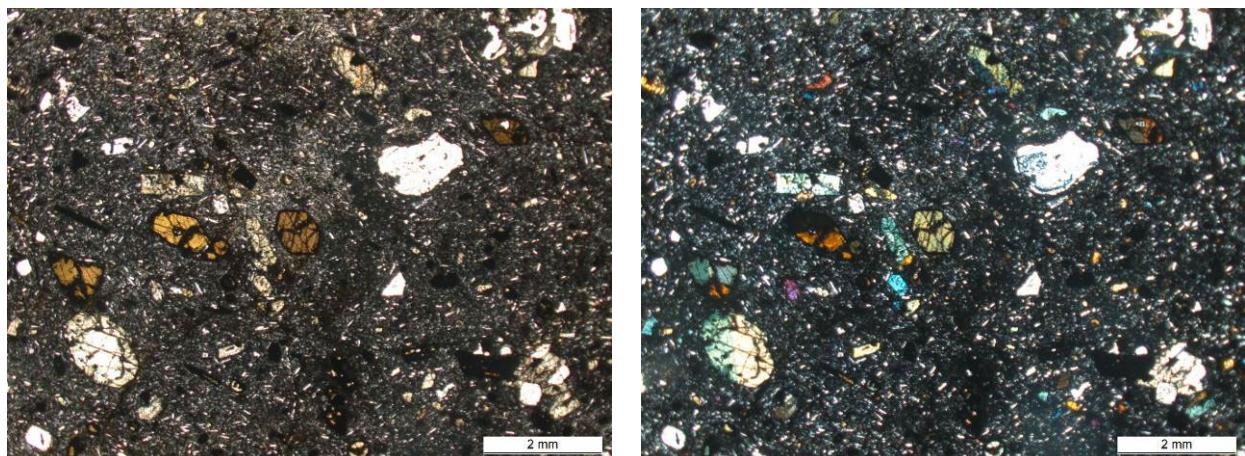


Fig. 280 - Microphotographies 5C83a-LM C59229 : doréite porphyrique au N du lac Chambon, avec de petits phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole brune, de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti (opaques), dans une mésostase microlitique.

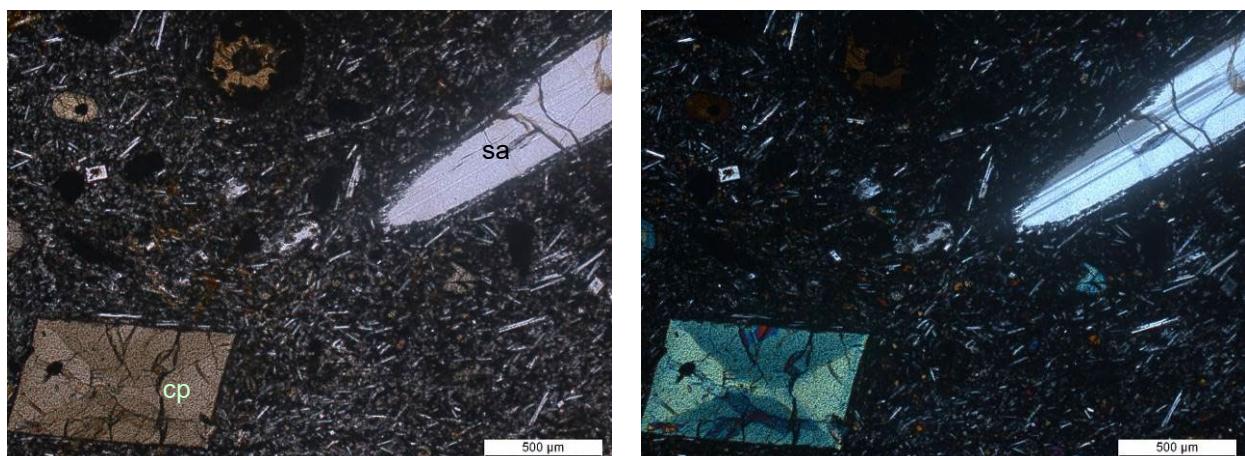


Fig. 281 - Microphotographies 5C83b-LM C59229 : doréite porphyrique au N du lac Chambon, vue de détail de petits phénocristaux de clinopyroxène (cp) avec la macle en sablier, d'amphibole brune, de sanidine (sa) et d'oxydes de Fe-Ti, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.

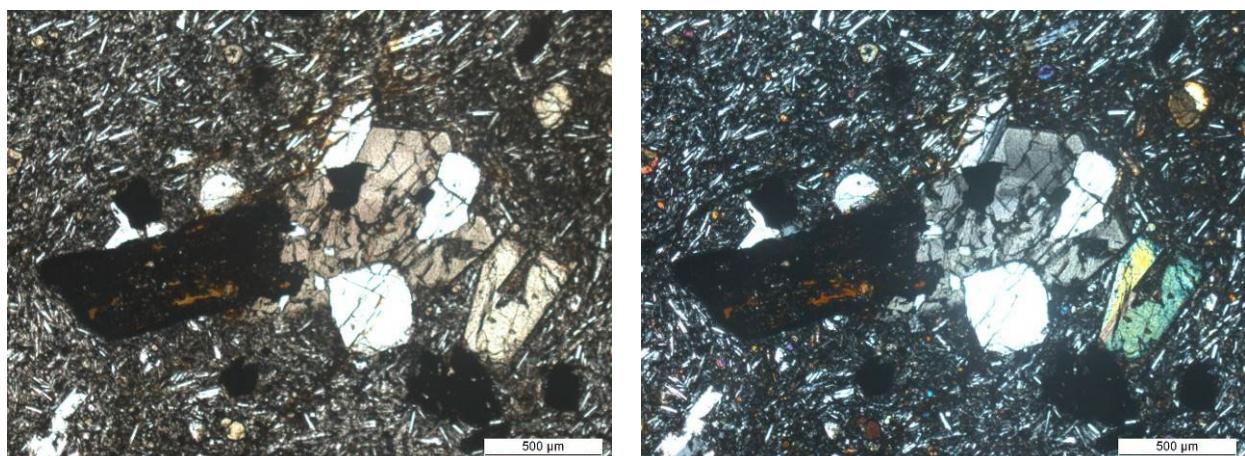


Fig. 282 - Microphotographies 5C83c-LM C59229 : doréite porphyrique au N du lac Chambon, vue de détail d'un amas de petits phénocristaux de clinopyroxène, d'amphibole brune fortement opacifiée, de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti, dans une mésostase riche en microlites de plagioclase.

Microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

Les données concernant le faciès **Da** de la carte de Bourg-Lastic (notice de Brousse *et al.*, 1989) permettent d'apporter les précisions minéralogiques suivantes : le clinopyroxène est une salite, l'amphibole brune est une kaersutite, le plagioclase a une composition de labrador-bytownite (An50-84) et de l'anorthose est présente en petites plages interstitielles dans la mésostase.

q1-2 $\alpha\beta\circ$. Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, olivine, plagioclase, sanidine et parfois feldspath potassique. Cette doréite à olivine apparaît à trois endroits de la partie la plus sud-ouest de la carte de Veyre-Monton :

- à l'extrême sud-ouest de la carte où elle est en continuité avec des entités cartographiées avec la notation **Do** ou **³Do** sur les cartes voisines de Bourg-Lastic et de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1981 et 1990, respectivement) ;
- à l'WNW du hameau de Voissière, où elle forme l'extrême orientale de la coulée de la Guièze, située en majeure partie sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic, où elle est cartographiée avec la notation **Do** ;
- au Sud du lac Chambon et au Sud-Ouest du cône strombolien quaternaire du Tartaret, où elle constitue un petit vestige de coulée reposant sur des gneiss mylonitiques, en apparaissant sous forme de blocs, qui sont épars dans la forêt et ont une taille variable, le volume des plus gros pouvant atteindre voire dépasser 1 m³ (point 5D16).

Un échantillon de la coulée de Guièze (5C26), prélevé en limite orientale de la carte de Bourg-Lastic, est constitué d'une mésostase gris clair, légèrement vacuolaire, dans laquelle sont sertis des phénocristaux, de 1 à 5 mm de longueur en général, parmi lesquels on distingue facilement du clinopyroxène noir, de la sanidine de teinte nacrée et du plagioclase blanc, et plus difficilement de l'olivine, en partie iddingsitisée ; les cristaux de sanidine peuvent atteindre 2 cm de longueur. Cet échantillon, légèrement vacuolaire, renferme en outre une enclave de basalte vacuolaire de 1,5 cm x 1 cm en section.

L'étude microscopique de cet échantillon montre que ce basalte est légèrement porphyrique : de petits phénocristaux de clinopyroxène vert pâle, d'olivine, de plagioclase et de biotite sont encaissés dans une mésostase microgrenue et vacuolaire, sombre par suite de sa richesse en oxydes de fer et/ou titane (fig. 283). La doréite a une texture microgrenue porphyrique avec environ 20 % de petits phénocristaux, constitués des minéraux suivants : clinopyroxène vert ; olivine, altérée en iddingsite en bordure ; plagioclase zoné ; feldspath potassique quadrillé ; sanidine, globuleuse à subautomorphe ; oxydes de fer et/ou titane opaques (fig. 284-285). De petits prismes d'apatite sont inclus dans certains phénocristaux de clinopyroxène ou de plagioclase. La mésostase est formée d'un assemblage de microcristaux des mêmes minéraux que ceux des phénocristaux plus un peu de biotite brun rouge.

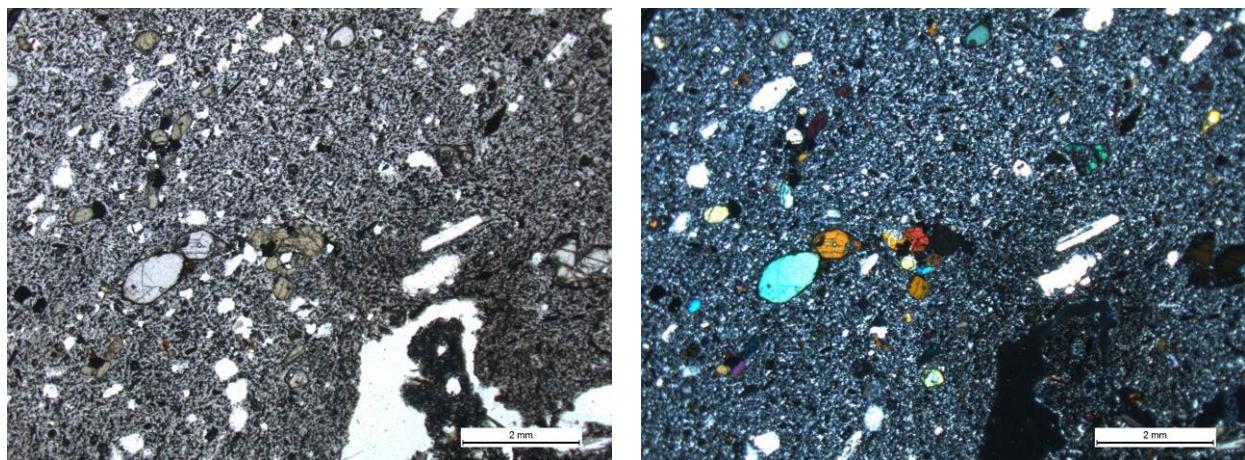


Fig. 283 - Microphotographies 5C26a-LM C60721 : enclave de basalte vacuolaire et légèrement porphyrique, dans la doréite porphyrique de la coulée de Guièze.

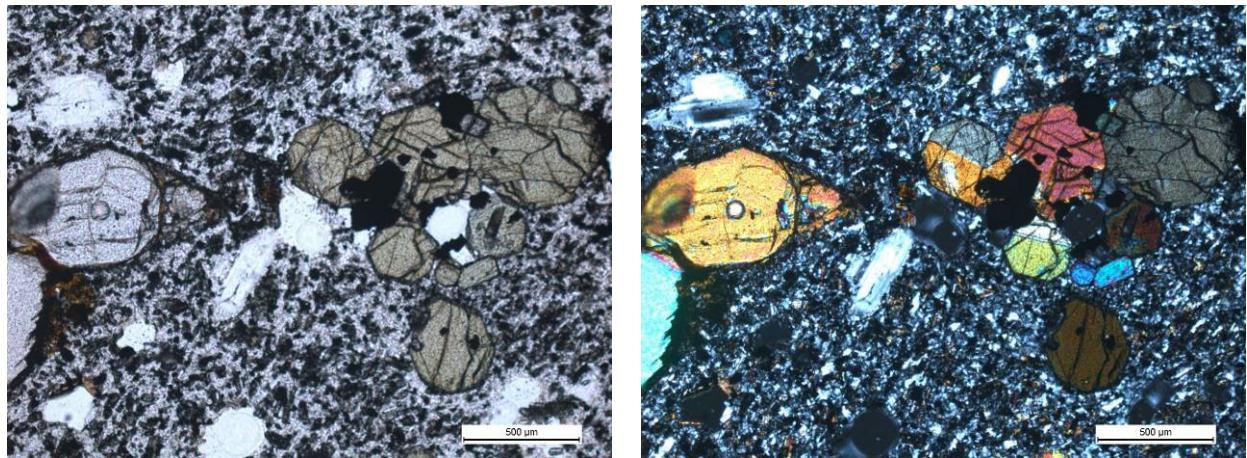


Fig. 284 - Microphotographies 5C26b-LM C60721 : doréite porphyrique de la coulée de Guièze : petits phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène vert, d'oxydes de Fe-Ti et de plagioclase, dans une mésostase très finement grenue.

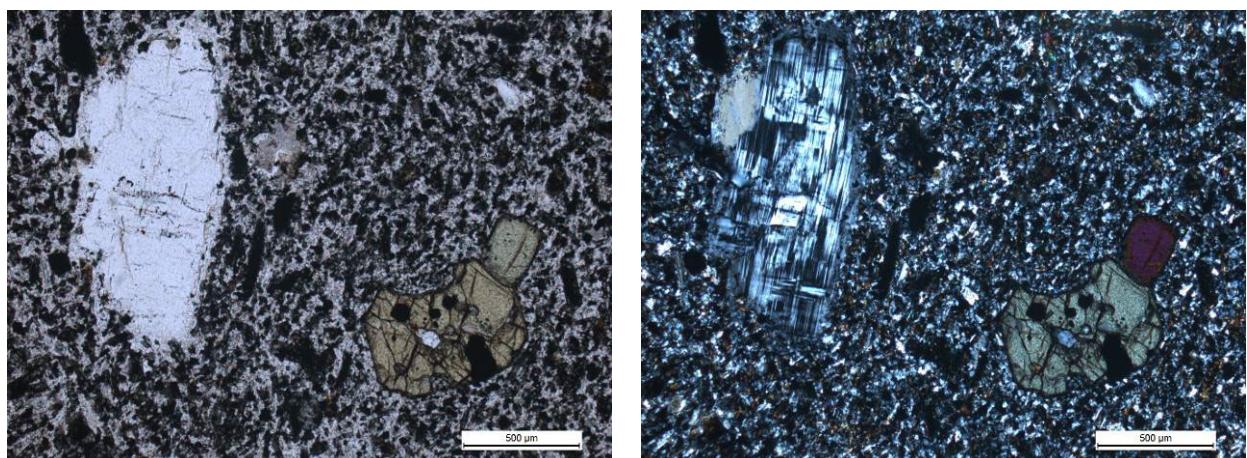


Fig. 285 - Microphotographies 5C26c-LM C60721 : doréite porphyrique de la coulée de Guièze : petits phénocristaux de clinopyroxène vert, d'oxydes de Fe-Ti et de feldspath potassique quadrillé, dans une mésostase très finement grenue. Microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

Les blocs épars situés au Sud du lac Chambon sont constitués d'une doréite macroscopiquement analogue à celle des Angles, en dehors du fait que les phénocristaux de sanidine y sont plus abondants, de taille globalement plus grande et de forme arrondie en bordure.

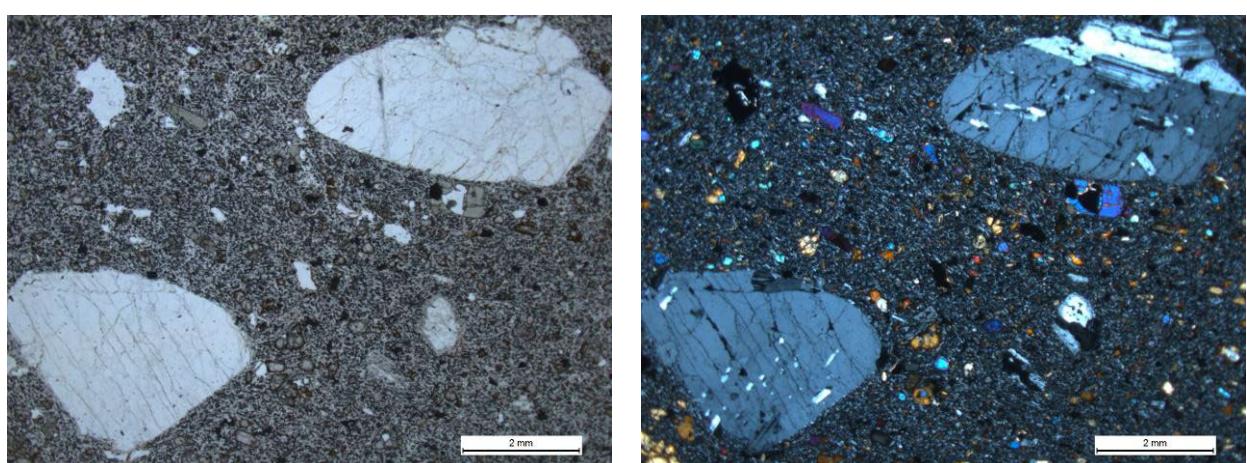


Fig. 286 - Microphotographies 5D16a-LM C60724 : doréite porphyrique au Sud du lac Chambon : phénocristaux de sanidine aux bords arrondis dans une mésostase finement grenue.

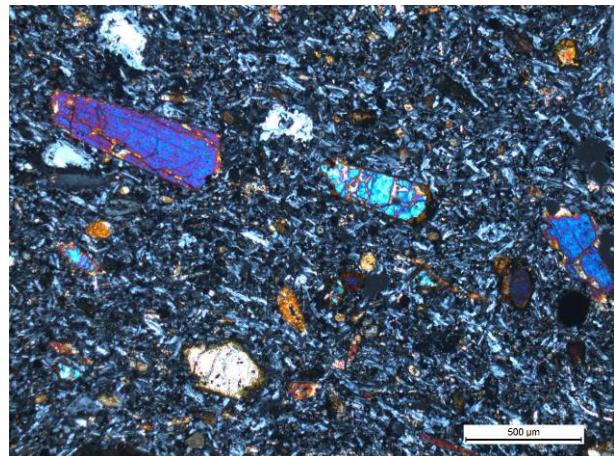
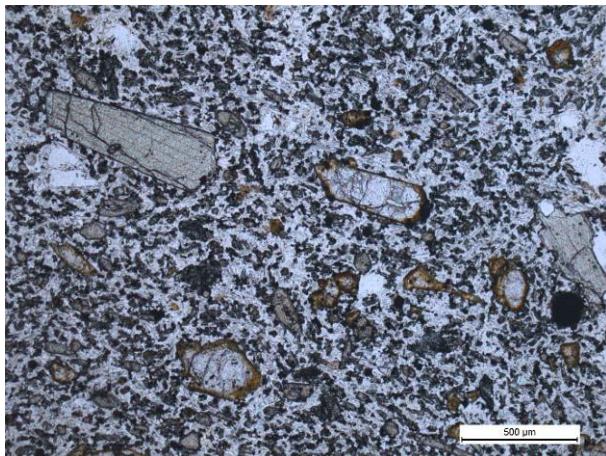


Fig. 287 - Microphotographies 5D16b-LM C60724 : dolérite porphyrique au Sud du lac Chambon : petits phénocristaux de clinopyroxène vert, d'olivine iddingsitée en bordure, de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti, dans une mésostase à grain fin, riche en olivine et clinopyroxène vert.

L'étude d'une lame mince (fig. 286-289) montre que la teneur modale en phénocristaux est également de l'ordre de 20 %, et révèle que la mésostase est finement grenue et riche en olivine. Les phénocristaux de sanidine sont arrondis en bordure et englobent parfois de petits cristaux de plagioclase (fig. 28). L'olivine se présente parfois en cristaux « squelettiques » englobant poecilitiquement une partie de la mésostase (fig. 289). De petits prismes d'apatite sont inclus dans certains phénocristaux de clinopyroxène ou de plagioclase. En outre, la dolérite contient une mini-enclave de schiste très sombre, de 1,5 mm de longueur.

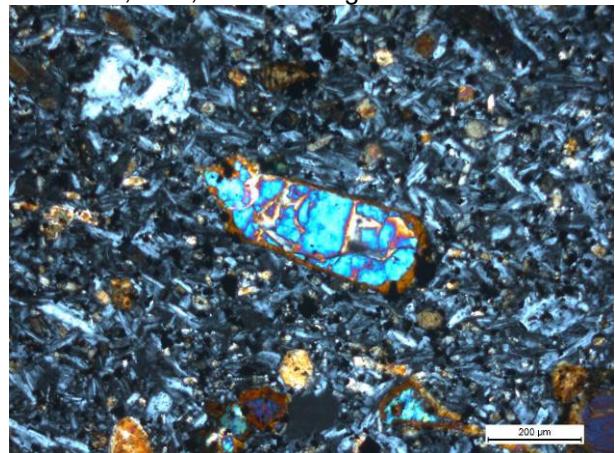
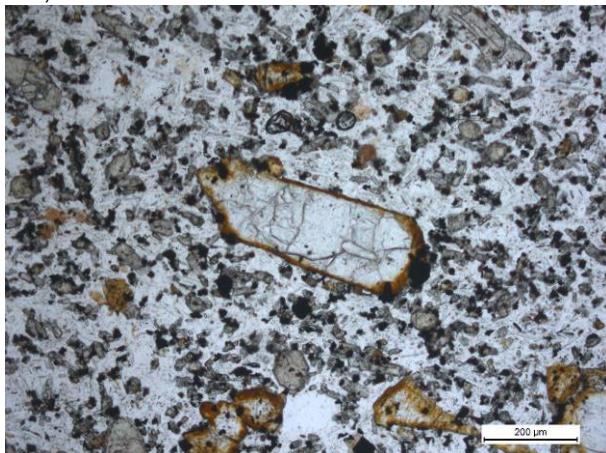


Fig. 288 - Microphotographies 5C16c-LM C60724 : dolérite porphyrique au Sud du lac Chambon : agrandissements d'une partie des microphotos 5D16b, montrant un phénocristal d'olivine iddingsitée en bordure, dans une mésostase à grain fin, constituée d'olivine, clinopyroxène vert, feldspaths et oxydes de fer et/ou titane.

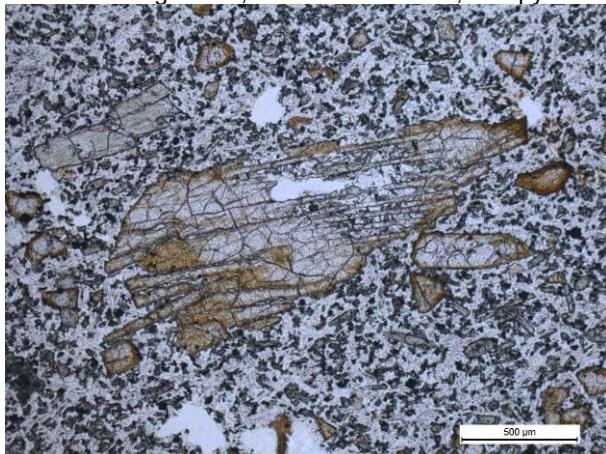


Fig. 289 - Microphotographies 5C16c-LM C60724 : dolérite porphyrique au Sud du lac Chambon : cristal d'olivine iddingsitée en bordure, englobant poecilitiquement une partie de la mésostase. Microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

Les données concernant le faciès **Do** de la carte de Bourg-Lastic (notice de Brousse *et al.*, 1989) permettent d'apporter les précisions minéralogiques suivantes : le clinopyroxène est une salite, l'olivine a une composition Fo80-84, le plagioclase est de l'andésine, le feldspath potassique a une composition An20-Or25 et de l'anorthose est présente en petites plages interstitielles dans la mésostase.

Dans la notice de la carte de La Tour-d'Auvergne à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1990) figurent deux analyses chimiques d'échantillons de doréites de la partie nord-est de la carte :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	total
³ Da	52,40	16,20	1,50	6,75	4,70	4,90	4,00	3,40	2,10	0,15	0,76	0,05	99,11
³ Do	52,08	15,72	1,50	6,33	4,61	7,84	4,14	3,19	2,52	0,22	0,78	0,85	100,33

³Da : au Nord du Puy de Paillaret (Gourgaud, 1985) ; ³Do : la Morangie (Brousse, 1961)

Ces deux compositions, proches l'une de l'autre, sont celles d'une trachyandésite basaltique dans le diagramme TAS (Total Alkali vs Silica, Le Bas *et al.*, 1986).

q1-2 $\alpha\beta_b$. Trachyandésite basaltique (doréite), porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, biotite, plagioclase et sanidine. Ce faciès se distingue du précédent par l'absence d'olivine, la présence de biotite et par un développement spectaculaire des phénocristaux de sanidine, bien visibles à l'œil nu, comme par exemple dans l'angle sud-ouest de la carte de Veyre-Monton, où le buron de la Plate est construit sur des rochers de doréite de ce type. La coulée du buron de la Plate vient du territoire de la carte de Bourg-Lastic, où elle est cartographiée en « doréite à phénocristaux de pyroxène + biotite + plagioclase + sanidine » avec la notation **Dp-b** (Brousse *et al.*, 1981).

La doréite du buron de la Plate a une patine brun-rouille, est légèrement vacuolaire et se distingue macroscopiquement de celles des faciès précédents (**Da** et **Do**) par une mésostase d'une teinte gris-souris et par une plus grande abondance et une plus grande taille moyenne des phénocristaux, notamment pour la sanidine dont la longueur atteint 2,5 cm ; la biotite est très difficile à distinguer, même à l'aide d'une loupe. L'étude microscopique (fig. 290-294) montre que les phénocristaux ont une abondance de 30 à 35 %, sont de taille hétérogène (0,5 à 12 mm dans la lame mince étudiée) et sont constitués des minéraux suivants : sanidine en plages microfissurées, aux bords arrondis, dont les plus grandes englobent de petits cristaux de plagioclase et de biotite (fig. 290) ; plagioclase, plus ou moins zoné, isolé ou en petits amas, englobant parfois de petits cristaux de clinopyroxène, biotite, oxydes de Fe-Ti, apatite (fig. 291) ; clinopyroxène vert pâle, fréquemment associé à de la biotite et/ou des oxydes de fer-titan (fig. 293) ; biotite brun orangé, fréquemment altérée avec développement d'hydroxydes de fer ; oxydes de fer-titan. Les minéraux accessoires sont de l'apatite, en petits prismes, et du rare zircon. La mésostase est très finement grenue, constituée d'un assemblage de microlites de plagioclase et de granules de clinopyroxène et d'oxydes de fer-titan (fig. 292-293).

En outre, cette doréite contient une petite enclave, de 4 mm de longueur, d'une roche plutonique à grain fin-moyen, ayant une texture hypidiomorphe et étant formée des minéraux suivants : plagioclase automorphe ; clinopyroxène vert, xénomorphe à subautomorphe ; feldspath potassique xénomorphe, interstitiel aux autres silicates ; oxydes de fer-titan, associés à du clinopyroxène (fig. 294).

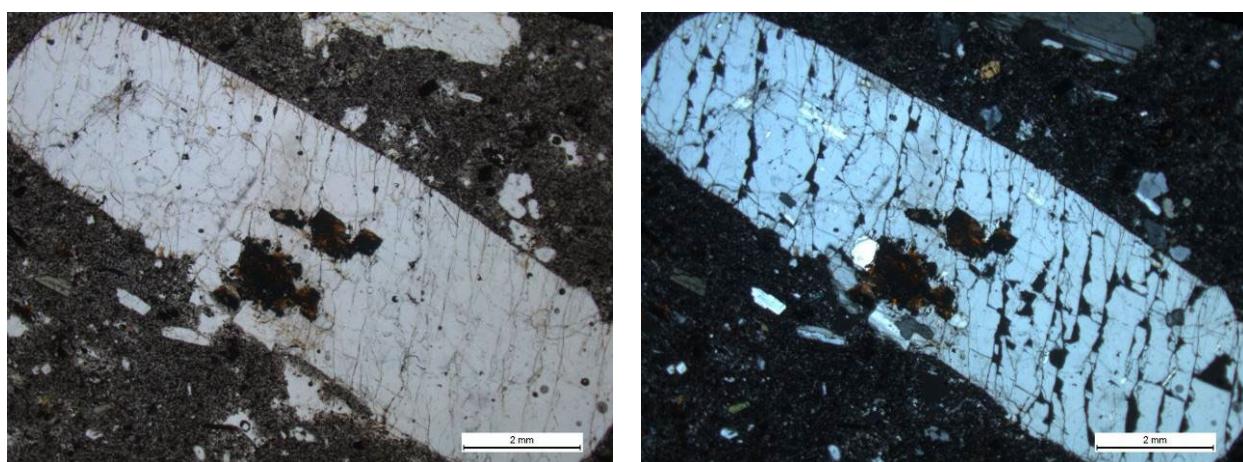


Fig. 290 - Microphotographies 5C78a-LM C60722 : doréite porphyrique du buron de la Plate : grand phénocristal de sanidine arrondi en bordure, englobant de petits cristaux de plagioclase et de biotite.

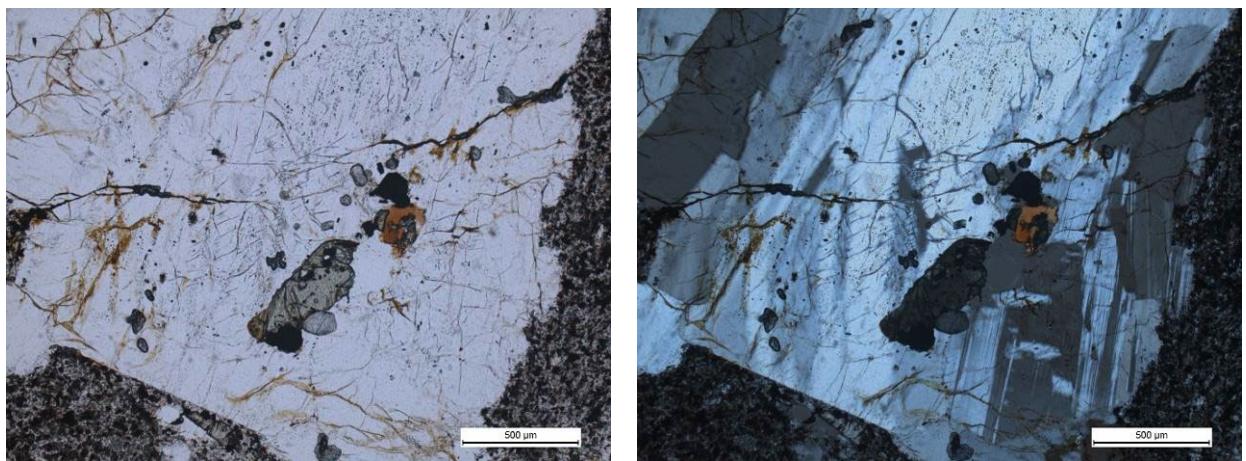


Fig. 291 - Microphotographies 5C78b-LM C60722 : doréite porphyrique du buron de la Plate : amas de phénocristaux de plagioclase englobant de petits cristaux de clinopyroxène, biotite, oxydes de Fe-Ti, apatite (mini-prismes gris).

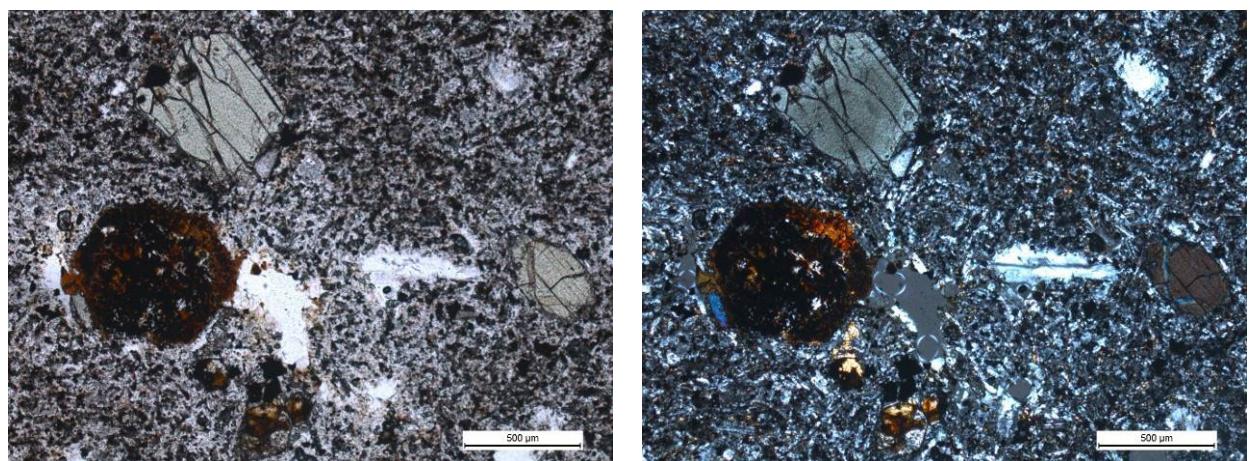


Fig. 292 - Microphotographies 5C78c-LM C60722 : doréite porphyrique du buron de la Plate : petits phénocristaux de biotite automorphe (section hexagonale) fortement opacifiée, de clinopyroxène vert et de plagioclase, dans une mésostase très finement grenue.

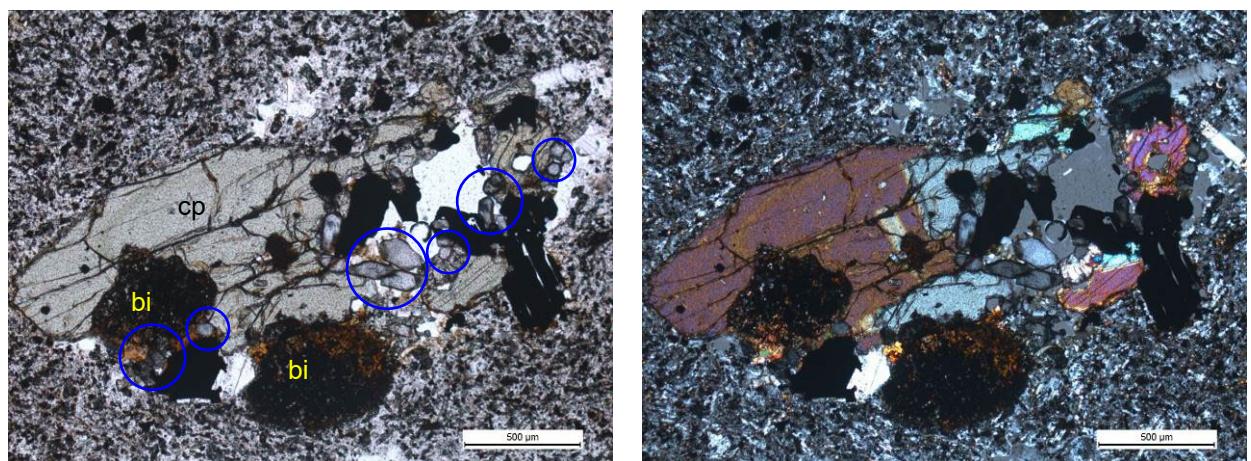


Fig. 293 - Microphotographies 5C78d-LM C60722 : doréite porphyrique du buron de la Plate : amas de petits phénocristaux de clinopyroxène vert (cp) + biotite (bi) en grande partie ferruginisée + oxydes Fe-Ti + apatite (petits prismes gris dans les cercles bleus), dans une mésostase très finement grenue.

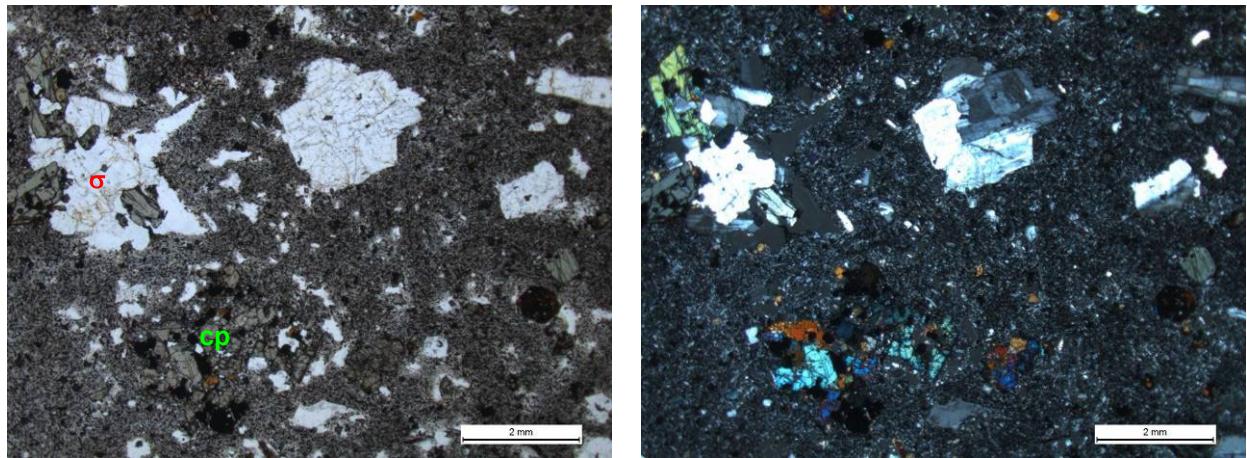


Fig. 294 - Microphotographies 5C78e-LM C60722 : doréite porphyrique du buron de la Plate : enclave de syénite à clinopyroxène (σ) ; amas de cristaux de clinopyroxène (cp) + oxydes Fe-Ti + biotite ; phénocristaux de plagioclase. Microphotos PC2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

q1-2 $\tau\alpha$.Trachyandésite différenciée (sancyite) porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare amphibole brune. Ce type de sancyite, sans sanidine macroscopiquement visible, constitue trois lambeaux de coulées dans l'angle sud-ouest de la carte de Veyre-Monton :

- le lambeau de Montaleix, le plus occidental, va du Nord de ce hameau jusqu'au Sud-Ouest de la carrière du GAEC de l'oiseau au lieu-dit Coudert Grand²⁷ ; de direction W-E, il recouvre une coulée de basalte du Sancy, au Sud, et est surmonté par un lambeau de coulée de sancyite à sanidine au Nord ;
- le lambeau de Bessolles, le plus important, se trouve sur la commune de St-Victor-la-Rivière et va du Nord du hameau du Breuil à l'Ouest jusque dans la partie nord du hameau de Bessolles (fig. 295) à l'Est ; du côté sud-ouest il est recouvert par une coulée de trachybasalte du Sancy ;
- au Sud-Ouest de Bessolles, un petit lambeau de sancyite couronne la colline du Suquet qui culmine au point coté z=1028 m au pied sud du Suquet²⁸; se trouvent des fibres de ponces trachytiques.

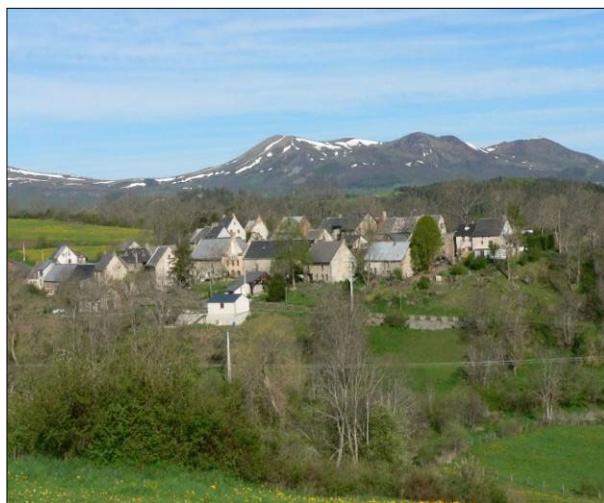


Fig. 295 - Butte du hameau de Bessolles ; au fond le Puy de Sancy, partiellement enneigé – photo PC 5C35 11/05/2012.

En dehors de l'absence de sanidine, ces sancyites, légèrement vacuolaires, se distinguent macroscopiquement des doréites du massif du Sancy par l'abondance des phénocristaux de plagioclase dont la longueur varie entre 1 et 8 mm.

²⁷ Le lieu-dit Coudert Grand ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

²⁸ Le Suquet et la cote 1028 ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

Lambeau de Montaleix. Le lambeau de Montaleix affleure bien dans la partie nord du hameau, dans le talus nord d'une petite route, et à son extrémité orientale le talus nord d'un sentier permet d'observer la partie basale de la coulée de sancyite, qui repose sur une altérite de basalte du Sancy (fig. 296a) et présente un débit en dalles subhorizontales auquel se superpose une fracturation verticale (fig. 296b). Dans cette partie basale le caractère porphyrique est peu marqué : les xénocristaux sont petits (1 à 3 mm) et peu abondants, mais ce caractère augmente rapidement vers le haut.

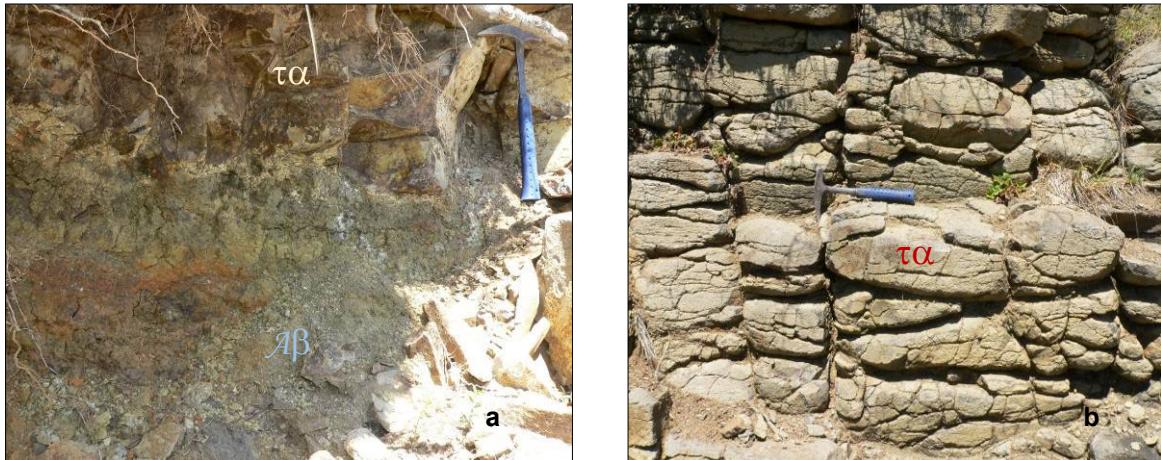


Fig. 296 - Partie basale de la coulée de sancyite de Montaleix, reposant sur une altérite de basalte ($\alpha\beta$) et présentant un débit en dalles subhorizontales auquel se superpose une fracturation verticale (b) - photos PC 5C82 07/08/2012.

Par ailleurs, un échantillon du hameau de Montaleix se singularise par la présence d'une mini-enclave d'amphibolite plagioclasique, de 1 cm x 1 mm en section. L'étude microscopique de cet échantillon (fig. 297-299) permet d'estimer à environ 25 % la teneur modale en phénocristaux de plagioclase, qui sont fréquemment zonés, isolés ou parfois en petits amas, et ont une orientation planaire fruste. Parmi les phénocristaux de minéraux colorés (environ 20 % au total), on note une très nette prédominance de la biotite, fortement opacifiée en général, sur l'ensemble des autres minéraux : clinopyroxène vert, amphibole brun-orangé opacifiée en bordure (fig. 298), et oxydes de fer-titanium. La mésostase est constituée de microlites feldspathiques, dans un fond microgrenu.

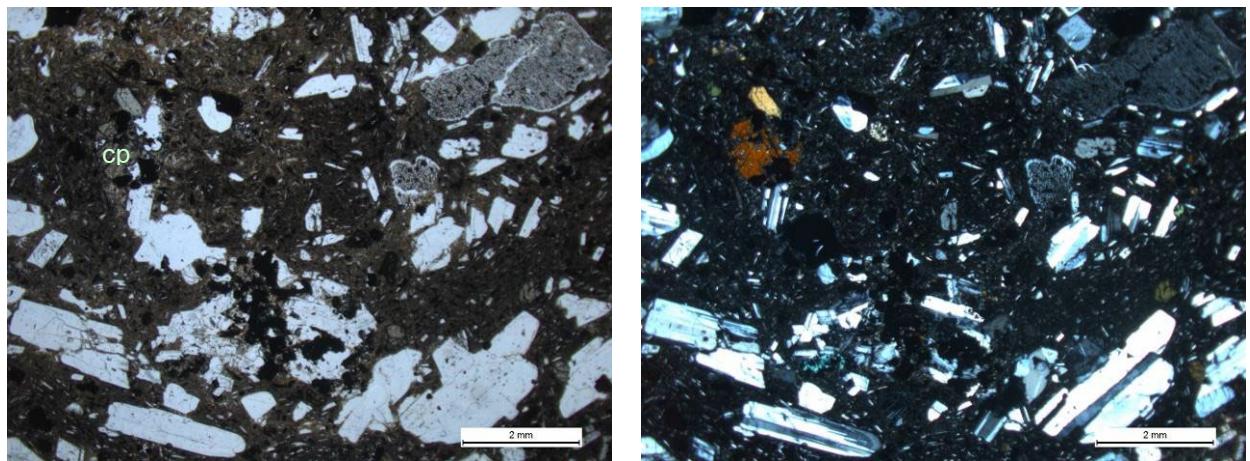


Fig. 297 - Microphtographies 5C90a-LM C60723 : sancyite porphyrique de Montaleix : phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène (cp), d'oxydes de Fe-Ti (opakes) dans une mésostase légèrement microlitique.

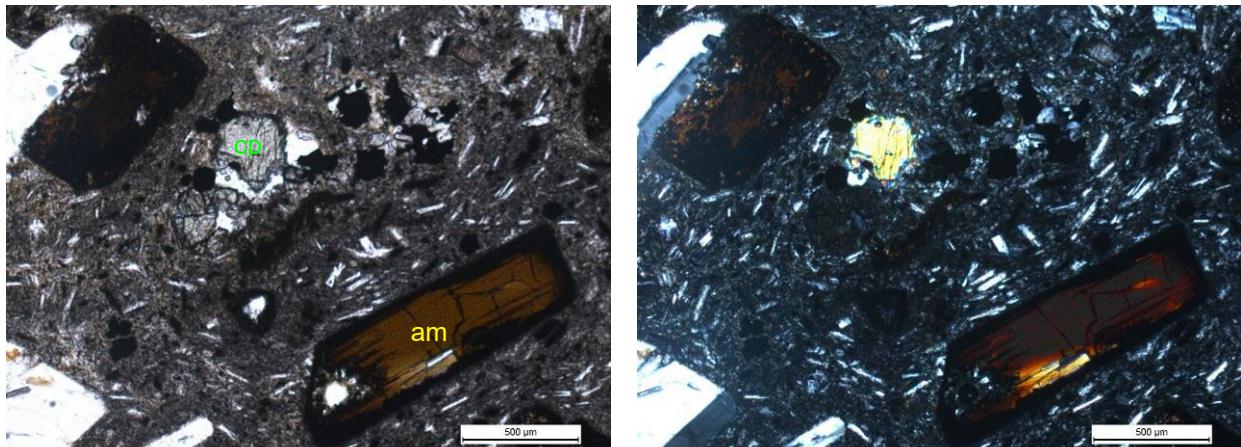


Fig. 298 - Microphotographies 5C90b-LM C60723 : sancyite porphyrique de Montaleix : phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène (cp), d'amphibole brune (am) et d'oxydes de Fe-Ti (opaques) dans une mésostase microlitique. Microphotos PC2015 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

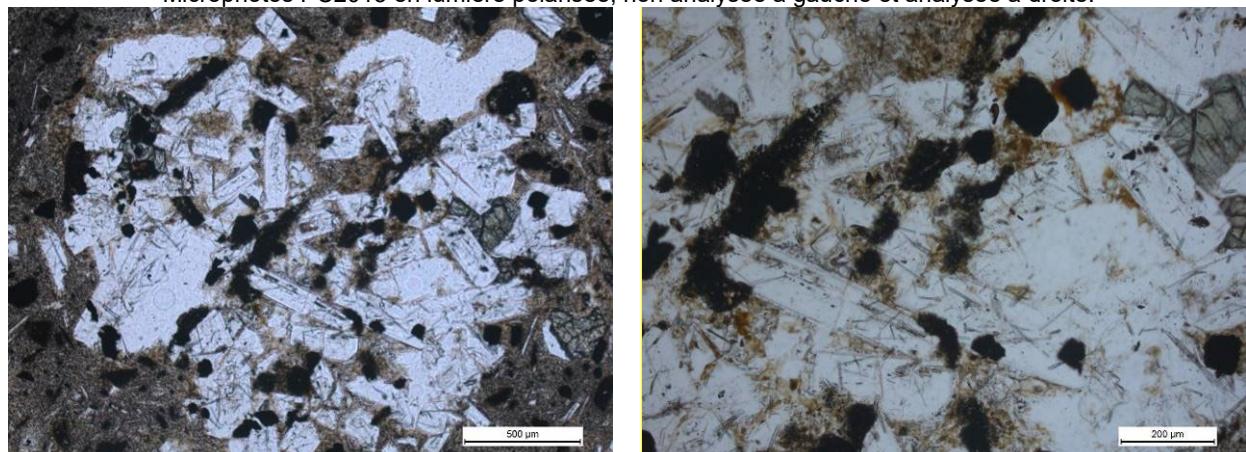


Fig. 299 - Microphotographies 5C90c-LM C60723 : sancyite porphyrique de Montaleix : à gauche enclave de syénite à grain fin ; à droite agrandissement montrant que les cristaux de plagioclase sont criblés de fines aiguilles d'apatite. Microphotos PC2015 en lumière polarisée non analysée.

En outre cette sancyite renferme deux petites enclaves, de taille proche de 2 mm, d'une syénite à grain fin, à biotite ferruginisée, clinopyroxène vert et oxydes de fer-titan, dont le plagioclase est criblé de fines aiguilles d'apatite (fig. 299).

Lambeau de Bessolles. C'est sur la butte de Bessolles que ce lambeau affleure le mieux. Un échantillon de cette butte se singularise par la présence d'une petite enclave grise de grain fin à très fin, à section carrée de 1 cm de côté.

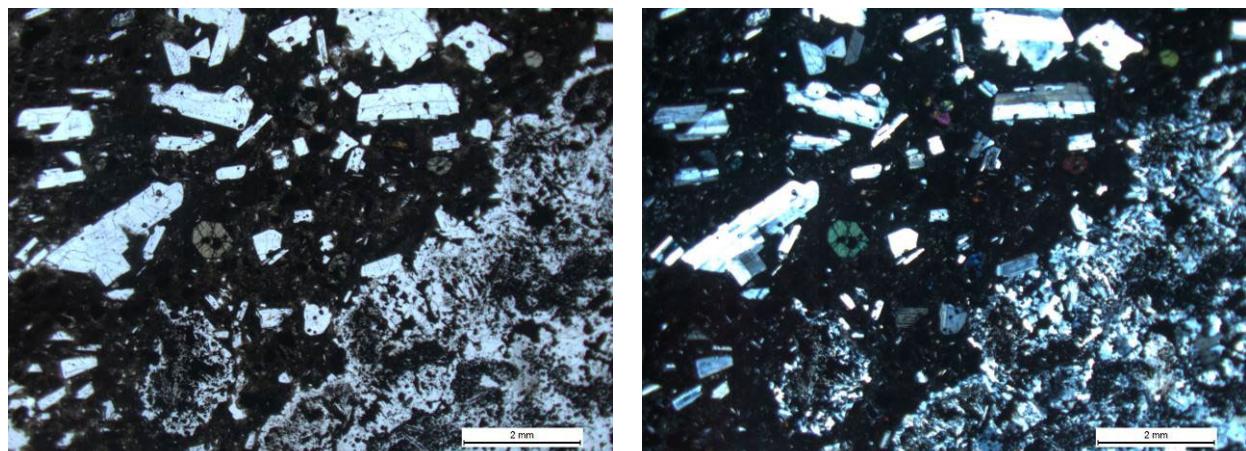


Fig. 300 - Microphotographies 5D38a-LM C60726 : sancyite porphyrique de Bessolles avec, dans la moitié « sud-est », une enclave de grain fin à très fin.

L'étude de cet échantillon en lame mince (fig. 300) montre des caractères analogues à ceux de l'échantillon de Montaleix décrit ci-dessus, en ce qui concerne la texture et la composition modale de la sancyite elle-même. En revanche l'enclave grise a une texture et une composition minéralogique originales (fig. 301-302).

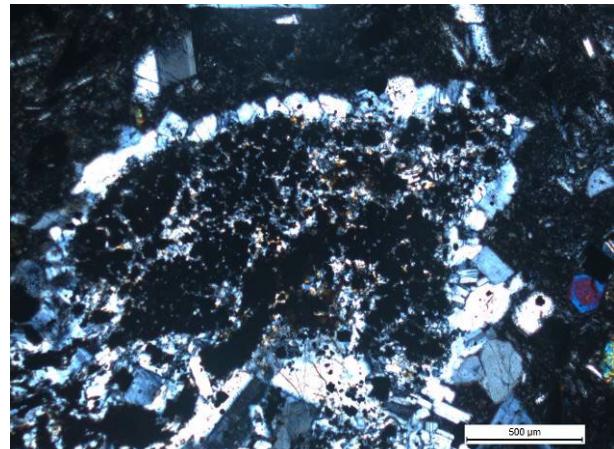
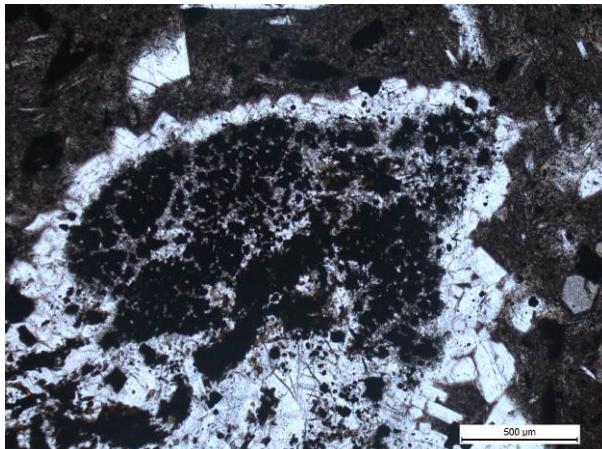


Fig. 301 - Microphotographies 5D38b-LM C60726 : sancyite porphyrique de Bessolles – détail d'une partie de l'enclave de grain fin à très fin avec sa bordure réactionnelle constituée de microcristaux de plagioclase.

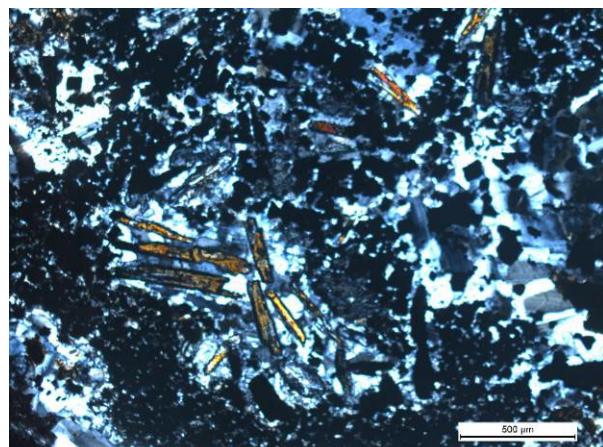
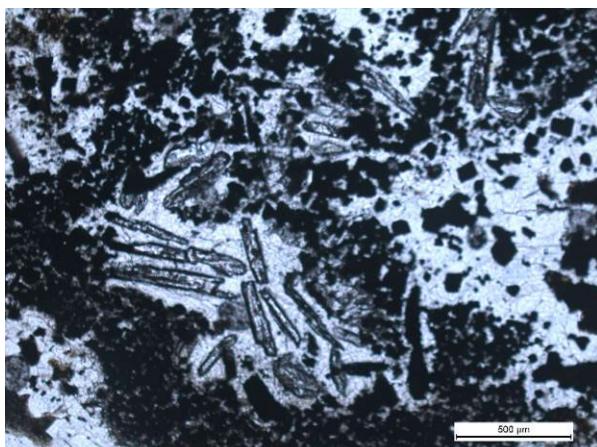


Fig. 302 - Microphotographies 5D38c-LM C60726 : sancyite porphyrique de Bessolles – détail d'une autre partie de l'enclave de grain fin à très fin, montrant des baguettes de corindon à biréfringence jaune orangé. Microphotos PC2015 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite

En effet, cette enclave est constituée d'un assemblage de cristaux xénomorphes de taille variable, formés des minéraux suivants : plagioclase ; oxydes de fer-titan, fortement concentrés dans certaines zones comme sur fig. 301, par exemple ; biotite ferruginisée ; un minéral en baguettes à forte réfringence et biréfringence assez élevée, qui est probablement du corindon à biréfringence anormale (fig. 302).

Pour les sancyites de type **Sb** la notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989, p. 29) donne les précisions minéralogiques suivantes : le clinopyroxène est une salite, le plagioclase a une composition d'andésine (An32-38) et de la **sanidine est présente parmi les microlites feldspathiques ou en bordure de phénocristaux de plagioclase**.

q1-2 $\tau\alpha_s$. Trachyandésite différenciée (sancyite) leucocrate, porphyrique à phénocristaux de plagioclase, sanidine, biotite, clinopyroxène et parfois amphibole. Ce type de sancyite se distingue par le fait que la sanidine y est bien visible, en phénocristaux dont la longueur est généralement de 5 à 12 mm, mais peut atteindre localement 2 cm. Sur la carte de Veyre-Monton il ne constitue que trois petites entités, situées dans la partie la plus sud-ouest :

- au Nord-Est du hameau de Varennes, deux petits dômes cartographiés par J-C. Besson, l'un circulaire avec un diamètre d'environ 250 m, l'autre elliptique avec un grand axe N75°E de 250 m ;
- à l'Est de Montaleix, un lambeau de coulée surmontant la coulée sans sanidine visible décrite ci-dessus, et limité du côté oriental par l'avalanche de débris de la carrière du Coudert Grand, qui appartient à la génération de Fontenille.



Fig. 303 - À l'Ouest de la carrière du Coudert Grand : a- coulée de sancyite à phénocristaux de sanidine, surmontant une coulée de sancyite, altérée, sans phénocristaux de sanidine ; b- vue de détail de la coulée à sanidine et de son faciès bréchique de bordure et extrémité ouest de la carrière – photos PC 5C80a-b 07/08/2012.

La zone d'affleurement située immédiatement à l'Ouest de la carrière du Coudert Grand permet d'observer la coulée sans sanidine visible (**q1-2ta**), fortement arénisée, et la coulée à phénocristaux de sanidine qui la surmonte et qui présente un débit en blocs de taille variable (fig. 303a-b) et comprend à son extrémité orientale un faciès bréchique, à patine rousse, au contact de l'avalanche de débris exploitée dans la carrière. Les phénocristaux de sanidine sont bien visibles - au sein d'une mésostase gris beige - en raison de leur éclat vitreux, de leur teinte nacrée et de leur forme en tablettes de 1 à 2 cm de longueur pour 1 à 5 mm d'épaisseur ; en outre ces tablettes présentent une orientation planaire fruste. Les autres minéraux en phénocristaux sont les suivants : plagioclase, de 1 à 5 mm de longueur ; clinopyroxène noir, en prismes de 1 à 4 mm de longueur ; biotite, en petites lamelles.

Le dôme elliptique situé en bordure nord-est du hameau de Varennes culmine au point coté z=966 m et se situe dans un secteur boisé. Il affleure au pied des ruines du château de Varennes, sur une dizaine de mètres de hauteur, en présentant un débit en dalles. Cet affleurement montre une roche constituée d'une mésostase de teinte grise enserrant des phénocristaux dont la longueur ne dépasse pas 1 cm et qui sont moins abondants que dans la sancyite sans sanidine visible. L'observation macroscopique des phénocristaux permet de distinguer les mêmes silicates que dans la sancyite de la coulée décrite ci-dessus, la sanidine étant inégalement répartie. D'après J.-C. Besson (1978, p. 158) le dôme circulaire situé un peu plus au Nord, dans un secteur boisé d'accès difficile, est formé d'une sancyite plus claire et plus riche en phénocristaux, comprenant une hornblende brune.

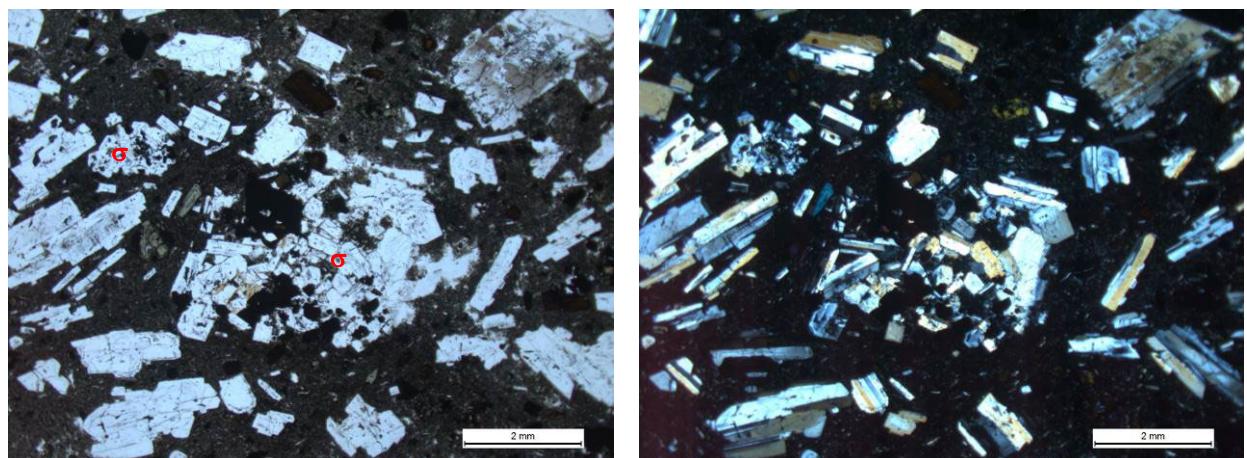


Fig. 304 - Microphotographies 5C77a-LM C60727 : sancyite porphyrique de Varennes - petits phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène vert, biotite et oxydes de Fe-Ti (opakes) dans une mésostase légèrement microlitique ; deux mini-enclaves de syénite (σ) à grain fin, à clinopyroxène vert, biotite et oxydes de fer-titané.

L'étude microscopique d'un échantillon prélevé sous les ruines du château de Varennes (fig. 304-306) permet d'estimer à environ 40 % la teneur modale en phénocristaux avec une nette prépondérance du plagioclase, isolé ou en petits amas, sur la sanidine, rare dans la lame mince étudiée, et sur les minéraux colorés : clinopyroxène vert, biotite brune, rare hornblende brune et oxydes de fer-titane.

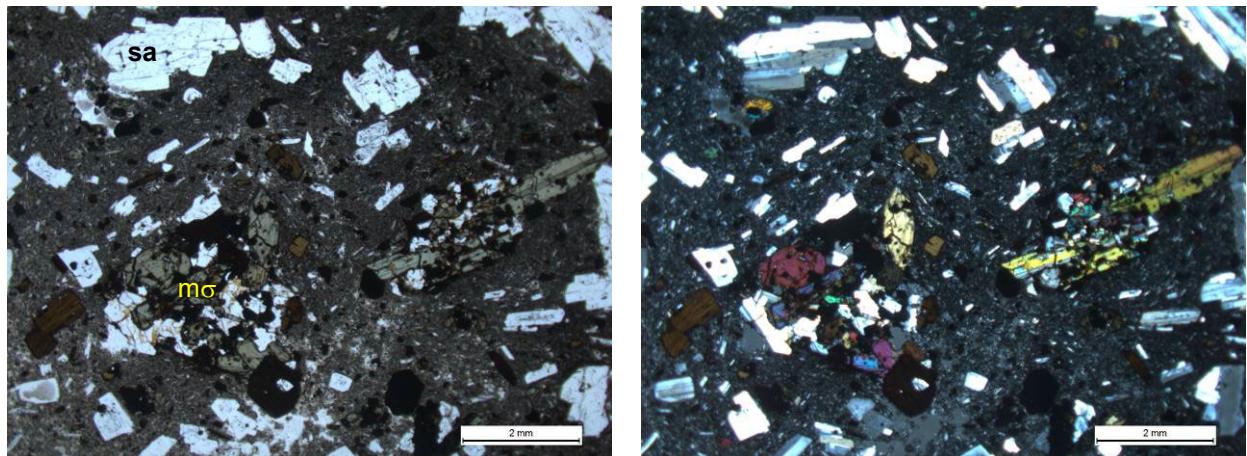


Fig. 305 - Microphotographies 5C77b1-LM C60727 : sancyite porphyrique de Varennes – petits phénocristaux de plagioclase, rare sanidine (sa), clinopyroxène vert, biotite et oxydes de Fe-Ti (opakes) dans une mésostase légèrement microlitique ; mini-enclave de mélasyénite (mσ) au centre.

Elle révèle en outre la présence de plusieurs mini-enclaves, de taille ≤ 1 mm, de syénite à grain fin, mésocrate (fig. 304) ou mélanoocrate (fig. 305-306).

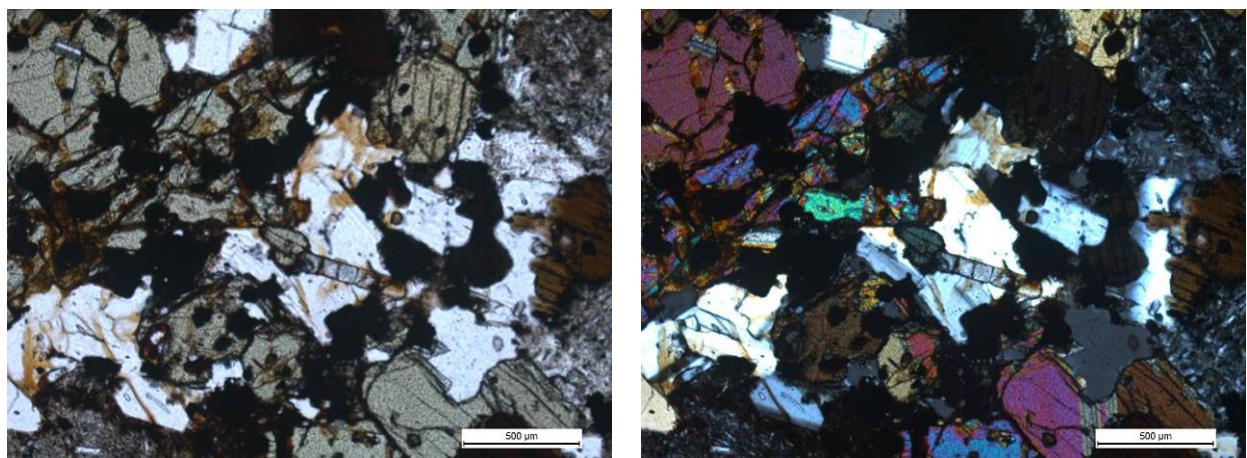


Fig. 306 - Microphotographies 5C77b2-LM C60727 : sancyite porphyrique de Varennes - agrandissement de l'enclave de mélasyénite, constituée de plagioclase, clinopyroxène vert, biotite, oxydes de fer-titane et apatite accessoire.

Les phénocristaux de plagioclase présentent fréquemment un zonage, parfois très finement oscillatoire ou rarement souligné par des zones opacifiées (fig. 307-308). La biotite est soit fraîche, fortement pléochroïque avec une teinte allant du brun orangé au marron très foncé, et uniquement opacifiée en bordure et le long des clivages, soit partiellement à complètement opacifiée. L'amphibole brune est présente mais en rares petits cristaux, à gaine opaque. L'apatite est un minéral accessoire relativement abondant, en particulier au sein des mini-enclaves de syénite ; elle se présente soit en aiguilles, pouvant notamment cibler des phénocristaux de plagioclase, soit en petits prismes pigmentés par des produits cryptocrystallins gris comme cela est bien visible sur la figure 304. Le zircon est un minéral très accessoire, inclus dans des cristaux de plagioclase (fig. 305) ou de biotite. La mésostase est constituée de microlites de feldspath alcalin dans un fond microgrenu, chargé de microcristaux opaques.

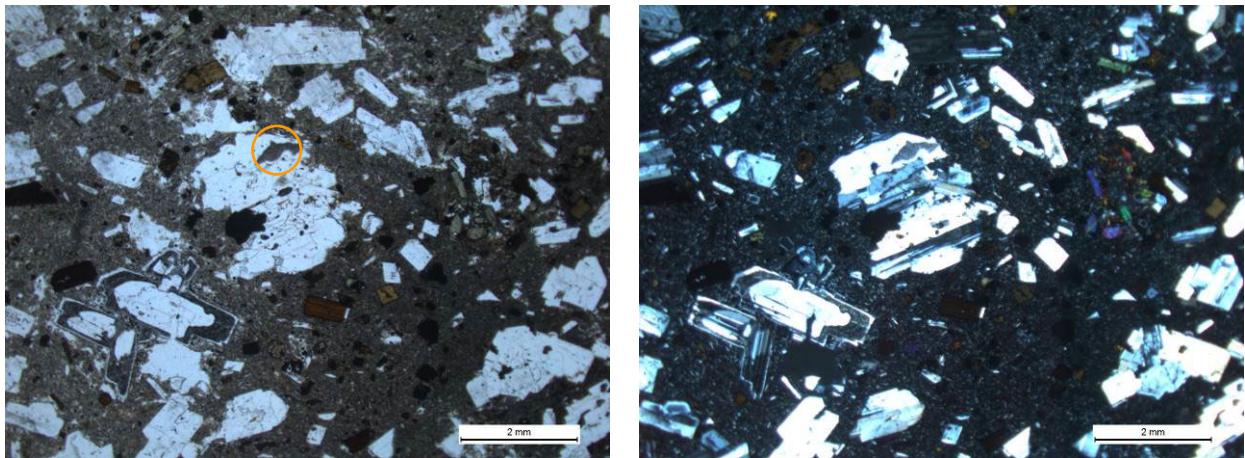


Fig. 307 - Microphotographies 5C77c1-LM C60727 : sancyite porphyrique de Varennes, avec deux petits amas de phénocristaux de plagioclase dont l'un avec un cristal de zircon (dans le cercle orange).

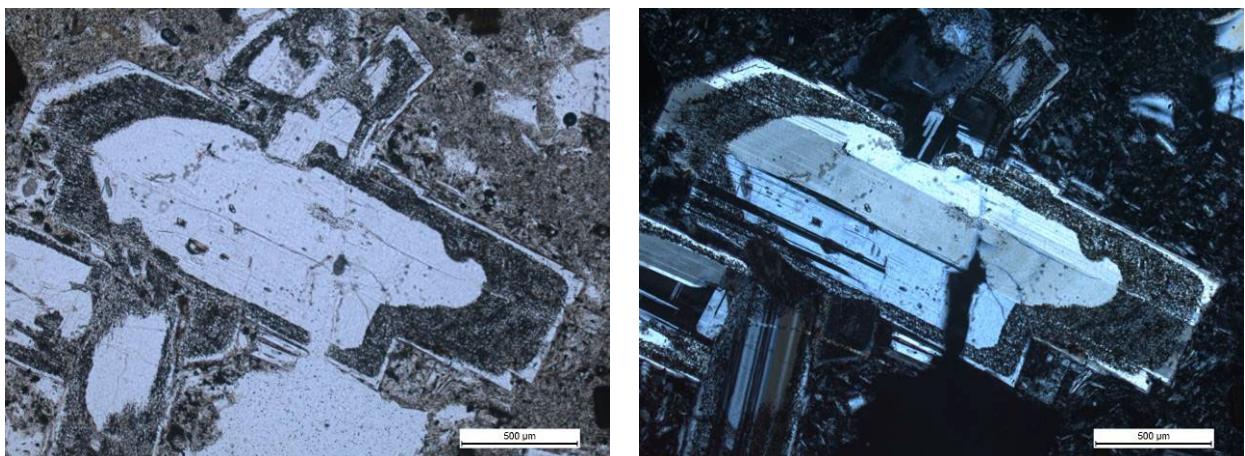


Fig. 308 - Microphotographies 5C77c2-LM C60727 : sancyite porphyrique de Varennes, agrandissement de l'amas de phénocristaux de plagioclases finement zonés.

Microphotos PC2015 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

D'après les données de la thèse de J.-C. Besson (1978) la sancyite porphyrique du dôme circulaire se distingue par la rareté du clinopyroxène – de type augite – et la relative abondance de hornblende brune, sous forme de baguettes allongées, généralement gainées de minéraux opaques ; la mésostase est constituée de feldspath alcalin, biotite, magnétite et apatite. Dans les deux dômes le plagioclase a une composition d'oligoclase et de la tridymite est présente dans la mésostase. D'après la notice de la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) la tridymite et la cristobalite sont abondantes dans les sancyites de type **Sb-s**.

Pour ces sancyites nous disposons de 5 analyses chimiques d'éléments majeurs :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
1	59,50	15,70	1,50	4,24	3,70	4,90	4,50	4,35	1,85	0,13		0,37	0,00	100,74
2	59,50	17,30	1,50	3,78	2,00	4,65	5,40	4,60	1,20	0,14		0,21	0,05	100,33
3	61,90	17,54	1,50	1,80	1,53	4,94	4,90	4,55	1,20		0,35	0,26		100,47
4	62,30	16,70	5,30	0,50	1,10	3,10	4,20	4,30	1,20	0,07		0,64	0,61	100,12
5	63,80	16,40	1,50	2,21	1,40	2,60	4,70	4,50	1,10		0,25	0,50	0,50	99,49

1 : Puy de Clergue, 2 : Roc de Cuzeau ; notice de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989) ;

3 : Roc de Courlande, 5 : sommet du Puy de Sancy ; notice de la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) ;

4 : château de Varennes (Besson, 1978).

Dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) ces compositions, basiques à faiblement acides, se situent dans le domaine des trachyandésites pour 1 et 2 et dans celui des trachytes pour 3, 4 et 5. Cependant, la composition de l'échantillon du dôme de Varennes est très proche de celle d'une trachyandésite et, en l'absence d'autres analyses chimiques, nous attribuons la notation $\tau\alpha\beta_s$ aux sancyites à sanidine de la carte de Veyre-Monton qui sont liées dans le temps et l'espace au massif volcanique du Sancy.

q1ptα. Ponces trachyandésitiques à biotite, remaniées de Coudes (environ 1 Ma). Sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8 M.-H. Ly a cartographié cette formation en **Cpt'** : « coulée pyroclastique remaniée à ponces trachyandésitiques de Coudes », et la décrit dans sa thèse (1982, p. 46-47). Pour mieux la reconnaître il a fait creuser des tranchées à la pelle mécanique dans un champ situé à environ 1 km au SW du bourg de Coudes, au lieu-dit Térat²⁹ (x=667,25 ; y=2068,12). La coupe de la tranchée principale est la suivante (fig. 309) :

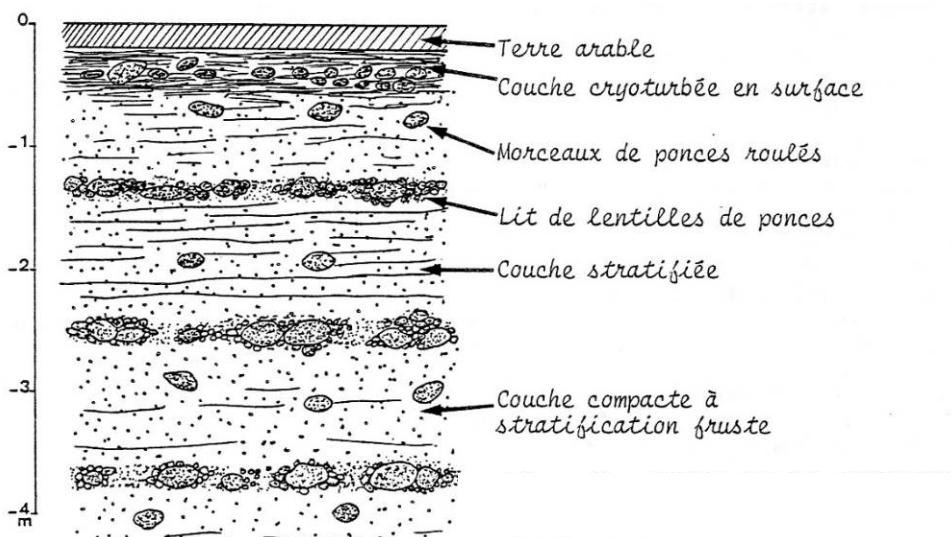


Fig. 309 - Coupe d'une tranchée dans un champ, à 1 km au SW de Coudes (extrait de Ly, 1982, p. 47).

Les lits de ponces ont une épaisseur individuelle de 20 à 30 cm et sont formés de fragments anguleux – de 25 à 30 cm – entourés de petits fragments bien usés – de quelques mm à 2-3 cm – dans une matrice sablo-cendreuse blanc crème. L'observation à la loupe binoculaire et un tri de minéraux permettent de constater que l'ensemble de la formation est homogène et riche en échardes vitreuses, cendres, minéraux volcaniques, débris de ponces roulés et lapilli trachyandésitiques. Les ponces ont parfois un aspect rubané, ne contiennent pas de sanidine visible et ont une composition chimique de trachyandésite.

D'après J.-F. Pastre (1982, p. 17) :

- les minéraux volcaniques des ponces sont les suivants : plagioclase, clinopyroxène et biotite/phlogopite, et les ponces de Coudes se distinguent de celles de Neschers (cf. plus loin) par l'absence de sanidine microlitique en rosettes ;
- la matrice cendreuse contient de la biotite et des feldspaths, ainsi qu'un cortège de minéraux lourds nettement différent de celui de Neschers : en dehors des oxydes de Fe-Ti, il associe principalement de l'augite verte – à inclusions de magnétite – à de l'apatite, tandis que le sphène est peu abondant (< 3 %) ;
- la formation ponceuse est subcontemporaine du « lahar » adjacent de Beauvezeix.

Ce faciès ponceux se retrouve aussi dans les « lahars » de Chadeleuf et de Lachaux (cf. ci-dessous, **q1-2Av**). Une datation de la biotite par la méthode K/Ar (Cantagrel, in Ly, 1982, p. 119) donne un âge de 1 Ma, assorti d'une marge d'erreur élevée : 0,3 Ma.

q1-2Av2. Dépôts d'avalanche de débris, de la génération de Fontenille (environ 1 Ma) ; 1- résiduels ; q1F. Alluvions fluviatiles sous-jacentes. Cette formation bréchique, polylithologique et très hétérométrique, a été générée lors de l'effondrement de la caldeira du Puy de Sancy ; elle est déjà en inversion de relief et – comme le montre le schéma structural – constitue :

- pour l'essentiel, une guirlande de lambeaux de taille variable, longue de quelque 35 km, qui démarre à l'Ouest de Besse-en-Chandesse et s'étend jusqu'à l'Est de Longues, en rive droite de l'Allier, après avoir traversé une grande partie de la carte de Veyre-Monton ; de minces niveaux lenticulaires

²⁹ Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

- d'alluvions fluviatiles sont localement sous-jacents à certains lambeaux situés en rive gauche ou droite de la vallée de la Couze Chambon et sont décrits dans les paragraphes consacrés à ces lambeaux ; accessoirement, deux petits lambeaux situés dans l'angle sud-ouest de la présente carte, sur la commune de Chambon-sur-Lac : l'un au Nord du lac Chambon et l'autre à l'Est du hameau de Montaleix, à l'Ouest-Sud-Ouest de la ferme du GAEC de l'Oiseau au lieu-dit Coudert Grand.

Lambeau situé au Nord du lac Chambon. Comme cela est décrit *supra* à propos des cinérites **q1c τ a**, ce lambeau a été identifié en tant qu'avalanche de débris de la génération de Fontenille par N. Vidal *et al.* (1996). Il se singularise par le fait que la brèche renferme de petits panneaux de cinérites trachyandésitiques en plus des éléments de doréite porphyrique du Sancy.

Lambeau du Coudert Grand. Découvert le 8 août 2012 lors des vérifications de terrain pour la réalisation de la présente carte et de sa notice, il affleure de façon exceptionnelle à la faveur de la carrière située à 500 m WSW de la ferme du GAEC de l'Oiseau, au lieu-dit Coudert Grand³⁰. En limite sud-ouest de la carrière, une faille – de direction N80°E, pendage de 60° vers le Nord – sépare un compartiment nord, correspondant à la brèche polylithologique, d'un compartiment sud, constitué d'une brèche monolithologique, développée aux dépens d'une sancyite à phénocristaux de sanidine décrite *supra* (**q1-2 τ a_s**). Puis le front de taille orienté SW-NE (fig. 310) permet d'observer, sur une hauteur de 5 à 6 m, la très grande hétérogénéité des éléments de la brèche, que ce soit du point de vue de leur taille ou de leur nature lithologique (photos de détail, fig. 311-318). Les blocs sont en majorité arrondis et leur taille varie entre quelques cm et 1 m.



Fig. 310 - Vue générale du front de taille de la carrière du Coudert - photo 5C80c 08/08/2012

La variété lithologique comprend des basaltes, des doréites et des sancyites porphyriques, des altérites silto-argileuses brunâtres à rougeâtres (fig. 317-318), des fragments granitiques ou gneissiques du socle varisque... Ces roches sont parfois fraîches, mais en général plus ou moins altérées jusqu'à être transformées en des isaltérites pulvérulentes. La matrice de la brèche est formée de fins débris et poussières de roches et de minéraux.

³⁰ Ce toponyme ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000



Fig. 311-312 - Vues détaillées du front de taille de la partie SW de la carrière du Coudert Grand - photos PC 5C80c1-2.



Fig. 313-314 - Vues détaillées du front de taille de la partie NE de la carrière du Coudert Grand- photos PC 5C80c3-4.



Fig. 315 - Zoom sur la partie SW de la figure 312 rectangle bleu.

Fig. 316 - Zoom sur la partie centrale de la figure 312 rectangle rouge.

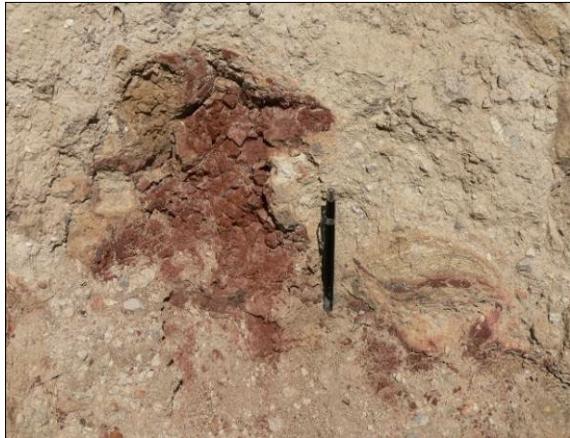


Fig. 317-318 - Zooms sur la partie NE de la figure 312 - photos PC 5C80c4 08/08/2012.

La longue guirlande de lambeaux, d'orientation générale SW-NE. La formation bréchique démarre vers 1260 m d'altitude, à l'Ouest de Besse-en-Chandes, au Nord du lac Pavin, puis traverse le territoire de la carte de Besse-en-Chandes (Blein *et al.*, à paraître) en rive gauche de la Couze Pavin, selon une direction WSW-ENE. Elle arrive sur le territoire de la carte de Veyre-Monton au Sud-Ouest de la Borie, puis constitue le lambeau de la partie inférieure de la carrière du Cheix, avant de former le vaste lambeau qui vers le Nord-Est s'étend jusqu'au hameau de **Fontenille**, situé en limite orientale de VM6 et, corrélativement, de la maquette à 1/25 000 de J.-C. Besson. En outre, ce vaste lambeau se trouve à l'interfluve entre la Couze Pavin, au Sud, et le ruisseau du Treuil puis la Couze Chambon, au Nord. Au Nord du ruisseau du Treuil se trouve le petit lambeau de Conche. En réalité le vaste lambeau se ferme immédiatement à l'Est du hameau de Fontenille, sur VM7 et sur la maquette à 1/25 000 de M.-H. Ly, qui concerne essentiellement VM7-8 mais déborde vers l'Ouest sur VM6.

Au Nord-Ouest de Fontenille la guirlande est interrompue, suite à l'érosion, jusqu'au niveau de la limite faillée entre le plateau des Dômes et la Limagne de l'Allier, à Montaigut-le-Blanc. À partir de cette localité, l'avalanche de débris du Sancy se retrouve sous forme d'une série de lambeaux, de taille variable, résiduels ou non, situés sur les deux rives de la Couze Chambon jusqu'au confluent de cette couze avec l'Allier à Coudes. Au Nord de ce confluent, des lambeaux – en majeure partie résiduels – de l'avalanche de débris se situent en rive droite de l'Allier jusqu'à l'Est de Longues.

En ce qui concerne le territoire de la carte de Veyre-Monton, les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille sont décrits en tant que « lahars » d'abord dans une publication de J.-C. Besson *et al.* (1977), puis, en détail, dans les thèses de J.-C. Besson (1978) et surtout de M.-H. Ly (1982), et, plus succinctement, dans une publication de J.-F. Pastre (1982). Ces dépôts sont probablement associés à la première phase explosive du Sancy, d'âge compris entre 1,1 et 1 Ma environ (Nomade *et al.*, 2012).

Lambeau de Fontenille-St-Diéry. J.-C. Besson (1978) le décrit la formation bréchique de Fontenille comme une masse chaotique non classée, à ciment cendreux grisâtre relativement induré et blocs hétérométriques, de nature lithologique variée avec cependant une prédominance de sancyites ; cette masse atteint 80 m d'épaisseur, mais il n'est pas possible de préciser s'il s'agit d'une avalanche unique ou d'un empilement de plusieurs venues comme c'est le cas au plateau de Perrier. M.-H. Ly (1982) décrit un affleurement situé à St-Diéry, le long de la descente vers le hameau de la Bataille, qui montre un « lahar » riche en matrice cendreuse plus ou moins argilisée, contenant beaucoup de blocs de sancyite porphyrique et singularisant par la présence de panneaux de pences fibreuses de taille allant de quelques décimétriques à plus d'un mètre.

Lambeaux situés sur les deux rives de la Couze Chambon, de Montaigut-le-Blanc à Coudes. M.-H. Ly (1982) décrit chacun de ces lambeaux en détail et nous reprenons ci-dessous les principaux éléments de ses descriptions.

Lambeau de Montaigut-le-Blanc. La formation chaotique affleure dans la partie occidentale de la localité ; elle a une quinzaine de mètres de puissance, repose sur un cordon alluvial, sus-jacent à un massif de granite orienté, en limite orientale du plateau des Dômes, et est recouverte du côté nord par un autre niveau alluvial.

Elle est constituée de blocs de sancyite porphyrique, à mésostase grise ou rouge, dans une matrice cendreuse relativement abondante.

Lambeau de St-Julien. C'est celui qui présente la plus grande richesse d'observation, à la faveur de l'échine rocheuse de la Serre, de direction W-E, qui se situe au Sud de St-Julien, en rive gauche de la Couze Chambon, à une altitude décroissant pour les points les plus hauts de 551 à 528 m d'Ouest en Est. Cette formation a une vingtaine de mètres d'épaisseur et sur le versant sud de l'extrémité occidentale de l'échine, M.-H. Ly (1982, p. 106) a relevé la coupe suivante (fig. 319) :

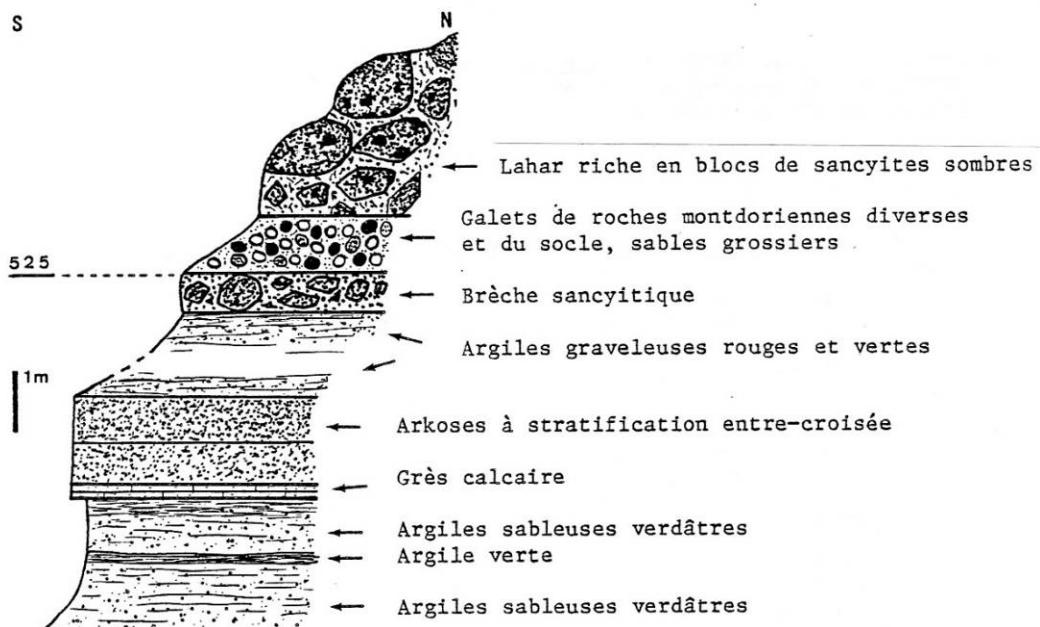


Fig. 319 - Coupe de la pointe occidentale du versant sud de l'échine rocheuse au Sud de St-Julien (Ly, 1982, p. 106).

Les sédiments argilo-gréseux datent du Rupélien.

D'après J.-F. Pastre (1982) la « brèche sancyitique » est un poudingue à éléments de sancyite dont l'épaisseur atteint environ deux mètres et qui découle du remaniement d'un « lahar » de type Fontenille, ce qui pose le problème de la pluralité des avalanches venant du Sancy. La matrice contient de la sanidine, associée à des oxydes de Fe-Ti et à de l'augite verte en baguettes. Cette dernière est absente du niveau alluvial sus-jacent, épais de deux mètres, dont les galets sont constitués de basaltes divers, phonolites, granites, leptynites et de très rares sancyites. Ces formations sédimentaires détritiques sont cartographiées en alluvions fluviatiles sous-jacentes au « lahar » (q1-2F).

Le « lahar » sommital contient de gros blocs de sancyites, de doréites et de basaltes, dans une matrice blanchâtre chargée de ponces fibreuses ou peu moussues, et de lapilli de laves diverses, les ponces peu moussues étant probablement analogues aux ponces trachyandésitiques de Coudes (Ly, 1982).

Lambeaux en rive droite de la Couze Chambon entre Montaigut-le-Blanc et Champeix. Sur des sédiments argilo-gréseux rupéliens reposent trois petits lambeaux, en majeure partie résiduels, qui sont d'Ouest en Est ceux des buttes de Crouzille, de Coudoux et la Peyrouse³¹. Il s'agit essentiellement de gros blocs erratiques de sancyites.

Petits lambeaux en rive gauche de la Couze Chambon à Champeix et à l'ESE de la Chapelle d'Anciat. Dans la partie nord de Champeix, un vestige de « lahar » discordant sur le contact entre des sédiments gréso-argileux rupéliens et le horst granitique. Ce vestige, de quelques mètres de puissance, est constitué de blocs de roches volcaniques du Sancy, dans une abondante matrice cendreuse indurée de teinte blanchâtre. Il est surmonté par des alluvions à ponces trachytiques de type Neschers et le tout étant recouvert (fig.320) par un lambeau de basalte s.l. riche en olivine de type la Chapelle d'Anciat (0,5 Ma) et il en est de même pour le vestige de formation bréchique, de 1 m d'épaisseur, pauvre en matrice cendreuse qui se trouve plus à l'Est, au SSE de la chapelle.

³¹ ces trois toponymes ne figurent que sur la carte IGN à 1/25 000

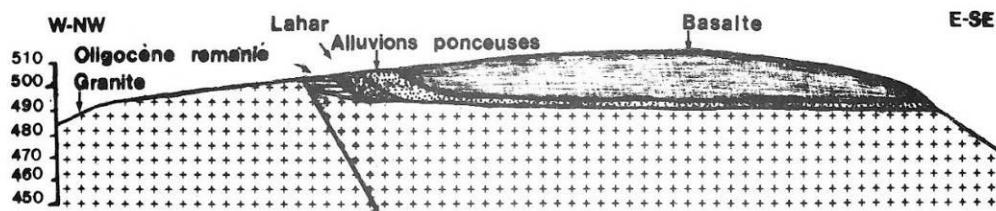


Fig. 320 - Coupe en rive gauche de la Couze Pavin au NNE du bourg de Champeix (Ly, 1982, p. 109).

Lambeau de Beauvezeix, en rive gauche de la Couze Chambon. Ce lambeau d'allongement SW-NE se situe au Sud-Ouest de Coudes et est en contact avec les ponces trachyandésitiques de Coudes à son extrémité nord-est. Du côté nord-ouest son extension est difficile à cerner car il n'est plus que résiduel sous forme de blocs dispersés dans les champs. Du côté sud-est il repose sur 8 à 10 m d'alluvions fluviatiles (**q1F**), qui le séparent de l'arkose de Montpeyroux (fig. 320), d'âge rupélien (**g1kM**) ; il a une dizaine de mètres d'épaisseur et consiste en de très gros blocs de sancyites, doréites, basaltes, etc. entassés les uns sur les autres, avec très peu de matrice cendreuse indurée. Cette matrice contient des débris de ponces trachyandésitiques analogues à celles, remaniées, de la coulée de Coudes.

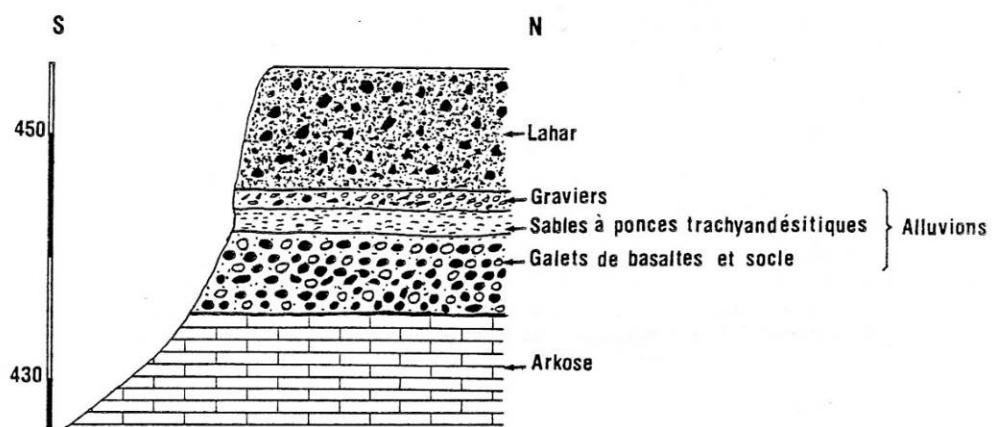


Fig. 321 - Coupe du « lahar » de Beauvezeix et de son substratum, au SW du château de Beauvezeix (Ly, 1982, p. 109) (x=666,77 ; y=2076,52).

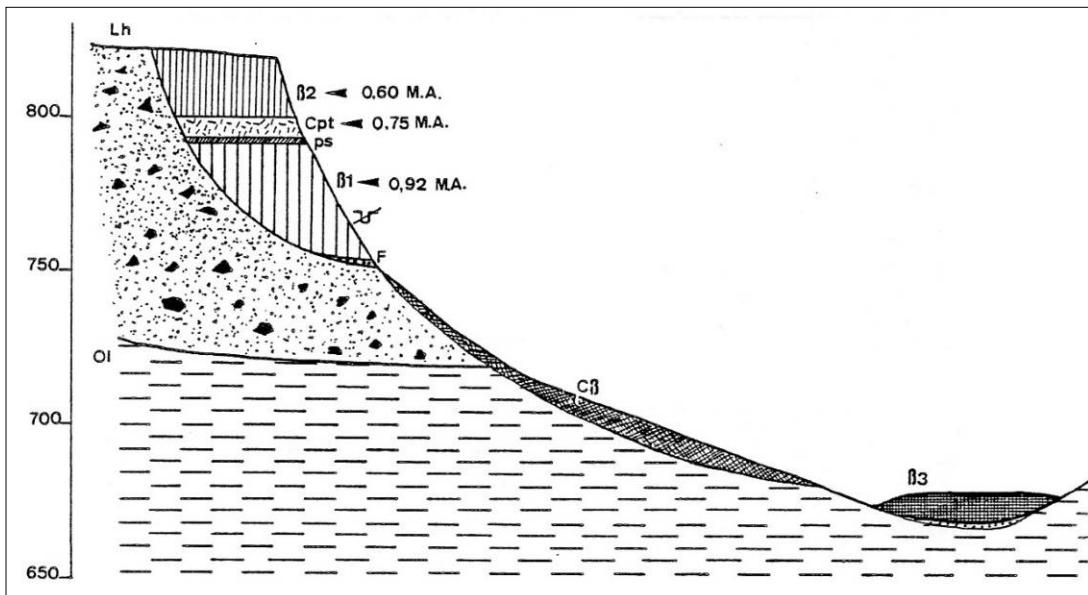
Lambeaux de Chadeleuf, en rive droite de la Couze Chambon. Un lambeau d'orientation WSW-ENE se trouve à l'Ouest du hameau de Chadeleuf tandis que des lambeaux résiduels se trouvent au NNE de ce hameau. Le long du chemin qui mène de Chadeleuf à Neschers, M.-H. Ly (1982) a relevé une coupe analogue à celle de la figure 321 : le « lahar », de 7 à 8 m d'épaisseur, repose sur une dizaine de mètres d'alluvions fluviatiles (**q1-2F**), sus-jacentes à l'arkose de Montpeyroux. Vers le Sud-Ouest cette arkose passe latéralement à la formation argilo-gréseuse **g1ka** et le « lahar » repose en général directement sur cette formation rupéienne et a une épaisseur qui est de 20 à 30 m sur le versant nord. Sur le plateau qui se trouve du côté sud la limite du « lahar » est difficile à cerner.

Globalement, le lambeau de Chadeleuf se singularise par la présence de blocs de sancyite porphyrique à mésostase brun rouge à tendance scoriacée, et par une plus grande abondance de débris de ponces trachyandésitiques de type Coudes.

D'après J.-F. Pastre (1982) la matrice sableuse des alluvions fluviatiles sous-jacentes inclut des feldspaths du socle varisque et des feldspaths éruptifs, ainsi que quelques débris de ponces rhyolitiques altérées, accompagnés de rares quartz bipyramidalés.

Lambeau de Montpeyroux, en rive gauche de l'Allier. Au Nord-Est de Montpeyroux se trouve un « lahar » en majeure partie résiduel, qui repose du côté oriental sur des alluvions fluviatiles (**q1F**), sus-jacentes à la formation argilo-gréseuse rupéienne (**g1ka**), qui recouvre ici le horst granitique de St-Yvoine. Sur le plateau qui se trouve du côté ouest, la limite du « lahar » est difficile à cerner.

q1τβ. Trachybasalte de type coulée inférieure de la carrière du Cheix (0,9 Ma). Dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton se trouvent des lambeaux d'une coulée de trachybasalte qui est issue du Puy de Serveix, culminant à 1328 m d'altitude dans l'angle nord-ouest de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), et qui recouvre une avalanche de débris de la génération de Fontenille. D'Ouest en Est ces lambeaux se trouvent en rive droite de la Couze Pavin, au Sud de Chomeilles puis de la Borie, et ensuite en rive gauche de cette couze : dans la partie inférieure de la carrière du Cheix et plus à l'Est au Sud du bourg de St-Diéry.



B3: coulée basaltique quaternaire du Montchal; B2: coulée basaltique supérieure = leucobasalte; Cpt: coulée de pences trachytiques, type Neschers; B1: coulée basaltique inférieure = basalte aphyrique; F: alluvions; Lh: lahars de type Fontenille; OI: substratum oligocène. —: prélèvement pour datations K/Ar. (ps: paleosol; C: éboulis basaltiques) ↗: carrière abandonnée

Fig. 322 -Coupe de la carrière du Cheix (Ly, 1982, p. 52).



Fig. 323 - Carrière du Cheix, avec de bas en haut : la coulée inférieure de trachybasalte, une grosse lentille de pences trachytiques de teinte claire, les coulées supérieures de trachybasalte - photo PC 6C31a 03/08/2010.

Ce trachybasalte est très bien exposé dans la carrière du Cheix, où il est emboîté dans une avalanche de débris de la génération de Fontenille (fig. 322) et sous-jacent aux pences trachytiques (fig. 323), et où il constitue d'après J.-C. Besson (1978) une coulée de 30 à 40 m de puissance, « à la prismation extrêmement

confuse ». Plus à l'Est-Sud-Est il apparaît dans la carrière abandonnée située en bordure ouest de la D 622, au Sud-Est du bourg de St-Diéry et au Nord-Ouest du hameau de la Bataille (fig. 324).



Fig. 324 - Carrière de trachybasalte abandonnée située à l'ESE du bourg de St-Diéry - Photo PC 6D36 05/07/2011.

Sur des échantillons de la carrière du Cheix, les datations radiométriques par la méthode K/Ar (*in* Besson *et al.*, 1977, et *in* Ly, 1982) donnent les résultats précis suivants :

- $0,58 \pm 0,04$ et $0,62 \pm 0,04$ Ma pour le trachybasalte supérieur ;
- $0,75 \pm 0,05$ Ma pour les pences trachytiques ;
- $0,92 \pm 0,05$ Ma pour le trachybasalte inférieur.

Dans la notice de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), ce type de trachybasalte est décrit comme une lave de teinte gris-bleuâtre, généralement très compacte avec un débit en dalles épaisses, ayant les caractères pétrographiques suivants :

- la texture est microlitique fluidale et très faiblement porphyrique avec quelques petits phénocristaux de clinopyroxène, oxydes métalliques, plagioclase, amphibole brune et apatite, mais pas d'olivine ;
- la mésostase est constituée essentiellement de microlites de plagioclase à composition de labrador, de clinopyroxène, d'oxydes métalliques et de rare olivine ; du feldspath alcalin est toujours présent, en liseré de microlites de plagioclase ou en plages subautomorphes indépendantes ; les feldspathoïdes sont très fréquents : néphéline, interstitielle, et parfois leucite associée.

Dans la thèse de J.-C. Besson (1978, p. 139) figurent deux analyses chimiques d'éléments majeurs (en %) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	total
1	46,27	17,42	3,53	6,86	4,56	9,06	4,70	2,35	2,54	0,20	1,11	0,39	99,35
2	46,65	17,04	3,76	6,53	4,35	9,19	4,75	1,27	2,52	0,22	2,01	0,84	99,47

Analyses de R. Duret *in* J.-P. Santoire (1976) 1 : St-Diéry-Bas ; 2 : carrière du Cheix

Ces compositions basiques, nettement plus sodiques que potassiques, se situent autour de la limite entre téphrite et trachybasalte dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986).

q1-2pct. Pences et cendres trachytiques de type carrières du Cheix et de Neschers (0,8 à 0,6 Ma). D'après les éléments de chronologie relative, ces dépôts de pences et de cendres se situent entre deux générations d'avalanches de débris provenant du massif du Sancy : ils sont postérieurs à la génération de Fontenille (**q1Av2**) et antérieurs à celle de Montpeyroux Ouest (**q2Av3**). Corrélativement ils se trouvent dans deux secteurs de la carte :

- d'une part, dans la partie la plus méridionale du quart sud-ouest (VM5-6) où c'est J.-C. Besson qui les a délimités, pour l'essentiel, sur sa maquette à 1/25 000, et où se trouve la carrière du Cheix ;
- d'autre part, dans la partie centrale du quart sud-est (VM7-8) où c'est M.-H. Ly qui les a délimités sur sa maquette à 1/25 000, et où se trouve la carrière de Neschers.

Dans la partie la plus méridionale du quart sud-ouest de la carte, des dépôts de ponces et de cendres trachytiques ont été observés et délimités à six endroits, qui – d'amont en aval par rapport à leur source qu'est le volcan du Sancy – se situent :

- en rive gauche (nord) du ruisseau de Malvoissière, à l'WSW et à l'Est du hameau de Chomeilles ;
- à l'Est du hameau de Bessolles, sous un vestige de coulée de sancyite issue du massif du Sancy ;
- à l'Est du hameau de la Borie, en bordure de la route D 621 ;
- dans la carrière du Cheix, sur la commune de St-Diéry ;
- dans la partie orientale de St-Diéry-Bas, sous une coulée de basalte s.l. à olivine de type chapelle d'Anciat.

En dehors de la carrière du Cheix, ces entités trachytiques sont très altérées et n'apparaissent que sous forme de petits débris dispersés. L'entité de Chomeilles-Est est décrite de façon assez sommaire par J.-P. Santoire (1976). En revanche, comme le montre la photo 6C31b (fig. 325), la carrière du Cheix permet d'observer de façon exceptionnelle une lentille de ponces trachytiques, qui atteint 13 m de hauteur et dont la coupe détaillée donnée ci-dessous (fig. 326). Ce gisement fait l'objet d'une étude très détaillée dans la thèse de 3^e cycle de J.-C. Besson (1978, p. 53-68), étude dont nous ne reprenons ici que les principales données.



Fig. 325 - Vue de détail de la lentille de ponces trachytiques de la carrière du Cheix
photo PC 6C31b 03/08/2010.

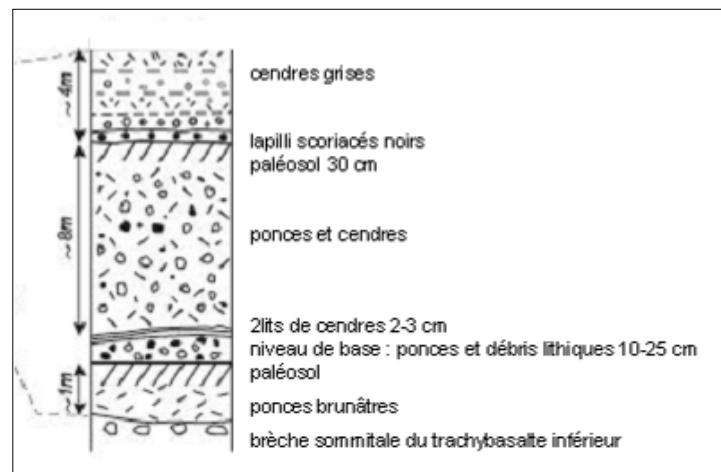


Fig. 326 - Coupe détaillée de la lentille de ponces trachytiques de la carrière du Cheix
(extrait de André *et al.*, 2013).

Comme cela se voit sur la figure 323, les ponces de la carrière du Cheix ont une teinte blanchâtre et sont dispersées au milieu des cendres. Leur taille varie de quelques mm à une dizaine de cm, leur forme est subsphérique et elles montrent – sur des cassures fraîches – un aspect soyeux et une tendance fibreuse mais

le dessin des fibres est toujours très contourné, contrairement à ce qui se passe pour les pences rhyolitiques de la « Grande Nappe ».

L'étude microscopique montre une texture hyaloporphyrque et la paragenèse minérale suivante :

- feldspaths de deux types : oligoclase et sanidine ;
- clinopyroxène brun-vert pâle, zoné à composition de salite, en prismes ;
- biotite toujours très fraîche, mais parfois tordue voire brisée ;
- minéraux accessoires : sphène, magnétite et rare apatite ;
- verre incolore.

Deux analyses chimiques de pences (*in* Besson, 1978) donnent les teneurs en éléments majeurs suivantes :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
1	46,20	15,90	3,82	6,20	7,40	9,90	3,70	2,20	2,40	0,20	0,85	0,25	99,02
2	47,10	15,60	4,29	6,09	7,35	9,50	3,60	2,40	2,20	0,18	0,80	0,22	99,33

1 : la Chapelle d'Anciat ; 2 : au Nord de Champeix ; analyses de F. Cantagrel et S. Couturié – Clermont-Ferrand

Dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) ces compositions sont celles d'une téphrite, proche de la limite avec le trachybasalte, avec un caractère nettement plus sodique que potassique.

Dans la partie centrale du quart sud-est de la carte, des dépôts de pences et de cendres trachytiques se trouvent en rive gauche de la Couze Chambon, dans le prolongement de ceux du quart sud-ouest de la carte. D'amont en aval, ces dépôts se situent :

- à l'Est de Montaigut-le-Blanc, au Sud de St-Julien, où d'après J.-C. Besson *et al.* (1977) ils ont envahi un thalweg creusé dans l'avalanche de débris de l'échine rocheuse de la Serre, qui fait partie de la génération de Fontenille (**q1Av2**) ;
- au NE de Neschers, où ils ont fait l'objet d'une exploitation en carrière, et sont intercalés entre des sédiments oligocènes sous-jacents et des alluvions fluviatiles à pences trachytiques (**Fv2τ**) sus-jacentes ;
- à l'Ouest-Sud-Ouest de Montpeyroux, où ils se trouvent – sous forme de petits lambeaux – dans une situation géologique analogue à la précédente, mais où les alluvions à pences trachytiques sont recouvertes par l'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest (**q2Av3**), en majeure partie résiduelle.

La carrière de Neschers a fait l'objet d'une description détaillée (Besson *et al.*, 1977) qui montre la présence d'un niveau basal, de 6 à 7 m de puissance, constitué d'un tuf chaotique blanchâtre, à matrice cendreuse prédominante. Il contient quelques granules allogènes, des minéraux libres tels que feldspaths, magnétite et augite, et surtout 20 à 30 % de débris ponceux de 2 à 3 cm en moyenne, mais pouvant atteindre 10 à 20 cm au toit de la formation. Ce niveau tuffacé est surmonté par un niveau de 4 à 6 m de puissance, de couleur grisâtre, constituant la partie inférieure des alluvions fluviatiles à pences trachytiques. La formation de la carrière de Neschers est datée à 583 ± 20 ka par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Lo Bello *et al.*, 1987).

q1-2Fτ. Alluvions fluviatiles à pences trachytiques de Champeix–Neschers–Montpeyroux. Ces alluvions forment une guirlande de lambeaux située en rive gauche de la Couze Chambon, entre les localités de Champeix et de Montpeyroux. Elles se singularisent par deux faits : (i) elles renferment des débris de pences trachytiques (Besson *et al.*, 1977) et (ii) elles ont fourni une rare faune de mammifères pléistocènes, associant *Equus caballus*, *Cervus elaphus* et *Rhinoceros etruscus* (Bout *et al.*, 1966).

Dans la carrière de Neschers J.-C. Besson *et al.* (1977) les ont observées comme constituant – au-dessus des pences et cendres trachytiques décrites ci-dessus (**q1-2pcτ**) – un niveau de 4 à 6 m de puissance, hétérogène et de teinte grisâtre. Ce niveau est constitué de lits, parfois entrecroisés, de sables et de graviers, plus ou moins anguleux et de nature lithologique variée (roches du socle varisque, basaltes, trachyandésites...), avec des intercalations lenticulaires de pences roulées, provenant de la formation sous-jacente. Par endroits, les strates sont ravinées par un matériau chaotique grossier, de type microconglomérat, à matrice boueuse ou graveleuse, considéré comme étant dû à des débâcles boueuses dans un contexte torrentiel (Besson *et al.*, 1977).

D'après une étude détaillée de J.-F. Pastre (1982), la puissance de ces alluvions peut dépasser 10 m et les sables feldspathiques renferment des granules allogènes et des oxydes de fer-titan. La composition de la fraction lourde des sables est proche de celle de la nappe de pences : augite 85 %, hornblende brune 7 %, apatite 5 %, zircon 3 %. Les éléments centimétriques des microconglomérats ont une composition lithologique

relativement homogène avec en moyenne : doréite 75 %, sancyite 10 %, granite 10 %, basaltes s.l. 5 %. À Neschers cet ensemble se termine par un 1 m de sables lités, traduisant un retour à un écoulement plus calme.

q2τβ. Trachybasalte de type coulées supérieures de la carrière du Cheix et de Creste (0,6 Ma). Ce trachybasalte constitue, dans la partie la plus méridionale de la carte de Veyre-Monton, des lambeaux d'une coulée d'orientation générale W-E, en inversion de relief. Le lambeau le plus occidental et le plus important est celui qui s'étend du Sud-Est de Courbanges, jusqu'au Sud de St-Victor-la-Rivière en passant par le hameau du Breuil, soit entre 1163 et 1027 m d'altitude. Plus à l'Est trois petits lambeaux se trouvent au-dessus de la coulée trachybasaltique inférieure du Cheix et de St-Diéry. Enfin, encore plus à l'Est trois autres petits lambeaux se situent au-dessus de la coulée inférieure de Creste, formée d'une basanite à nodules de péridotite attribuée au Pliocène inférieur ; du SW au NE ces lambeaux sont ceux du Puy de Roche Courbière ($z=874$ m au sommet), de Creste Est et du plateau de la Chaux, qui culmine au point coté $z=835$ m.

Le lambeau de trachybasalte du Breuil affleure au Sud-Est du hameau de Courbanges, dans le talus sud de la route D 635, où il a quelques mètres d'épaisseur visible et est constitué d'une roche gris-clair, faiblement porphyrique, à débit en plaquettes. La partie supérieure de la carrière du Cheix est un lieu d'observation exceptionnel, montrant une coulée bien prismée (fig. 327) surmontée d'une coulée disloquée en blocs de taille variable et en grande partie transformée en une isaltérite brunâtre (fig. 328). Les prismes sont constitués d'une roche gris clair analogue à celle du talus de la D 635.



Fig. 327 - Coulées trachybasaltiques supérieures de la carrière du Cheix - photo PC 6C31c1 03/08/2010.



Fig. 328 - Vue rapprochée des coulées trachybasaltiques supérieures de la carrière du Cheix
photo PC 6C31d 03/08/2010.

Les datations par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983) donnent un âge de $0,56 \pm 0,06$ Ma pour la coulée du Breuil (Courbanges) et de $0,57 \pm 0,06$ Ma pour la coulée supérieure de la carrière du Cheix.

Le lambeau trachybasaltique du Puy de Roche Courbière est décrit dans la thèse de M.-H. Ly (1982, p. 33) dont nous reprenons ici les principaux éléments. Le trachybasalte repose sur une couche de scories rouges soudées de 5 m d'épaisseur, qui le sépare de la basanite de la coulée inférieure de Creste. Il s'agit d'une roche gris-bleu, à tendance aphyrique, qui se débite en dalles. Ce trachybasalte est pauvre en phénocristaux et riche en microlites de plagioclase, soulignant une texture fluidale, dans un fond constitué de verre et de feldspath potassique.

Le lambeau trachybasaltique du plateau de la Chaux recouvre, des côtés nord et est, le basalte doléritique pliocène de Prady dont l'âge est estimé à 3,9-3,1 Ma.

q2Av3. Dépôts d'avalanche de débris de Montpeyroux Ouest (< 0,58 Ma ?) ; 1-résiduels. À l'Ouest-Sud-Ouest du village de Montpeyroux, en rive gauche de la Couze Chambon, se trouve un lambeau de dépôts d'avalanche de débris, en majeure partie résiduels, de direction WSW-ENE, qui s'étend sur une longueur de quelque 2 km entre le blockhaus de la Laigue et le Sud de Montpeyroux. Ces dépôts recouvrent des pences trachytiques et des alluvions renfermant de telles pences, de sorte qu'ils appartiennent à une génération plus récente que ceux de type Fontenille et sont, corrélativement, attribués à une troisième génération, cartographiée avec la notation **q2Av3**.

Le « lahar » était bien visible dans la tranchée de la RN 9 au moment de la réalisation de cette route à 2x2 voies, au début des années 1980, et cela a permis d'établir la coupe suivante (fig. 329) :

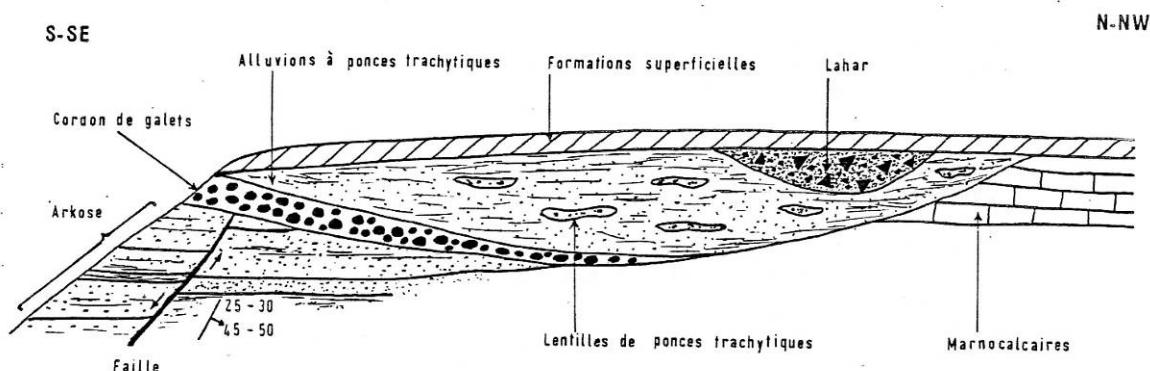


Fig. 329 - Coupe de la tranchée occidentale de la RN 9 à l'Ouest de Montpeyroux (Ly, 1982, fig. 44, p. 115).

Sur une longueur de 15 m et une hauteur maximale de 4 à 5 m, apparaissait une lentille de « lahar » emboîtée dans des alluvions à pences trachytiques, le tout se trouvant sous un recouvrement de formations superficielles. Quelques jours après le relevé de cette coupe, cet affleurement a hélas disparu sous un recouvrement anthropique destiné à stabiliser les talus.

D'après J.-F. Pastre (1982) le « lahar » résiduel est peu épais et parmi ses éléments, fréquemment roulés, prédominent des trachybasaltes, associés à des doréites et des sancyites.

q2Av4. Dépôts d'avalanche de débris de type Coudes Ouest. À l'Ouest et au Sud de Coudes, se trouvent trois petits lambeaux de dépôts d'avalanche de débris, attribués à une quatrième génération de « lahars » (Ly, 1982 ; Pastre, 1982) et cartographiés à 1/25 000 par M.-H. Ly. Le principal lambeau se situe à l'Ouest du bourg de Coudes, à une quarantaine de mètres au-dessus du cours actuel de la Couze Chambon. Il affleure en bordure de la route D 797, près d'une maison (x=667,5 ; y=2068,5), où il consiste en une matrice cendreuse indurée englobant de gros blocs constitués de sancyites et de doréites porphyriques, à grands phénocristaux de sanidine et de plagioclase respectivement (Ly, 1982, p. 116). Parmi les sancyites se détache une variété à pâte vitreuse grise, à biotite abondante et à nombreux phénocristaux de sanidine de longueur pluricentimétrique (Pastre, 1982, p. 21). Ces sancyites et doréites sont caractéristiques des émissions terminales du volcan du Sancy.

q2β₀. Basalte s.l. porphyrique à petits phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène de type Chapelle d'Anciat (0,5 Ma). Ce basalte s'apparente pétrographiquement à celui qui se trouve dans l'angle nord-est de la carte de La Tour-d'Auvergne, sur le flanc oriental du Puy de Sancy, où il est cartographié avec la notation ³β₀-p (Brousse *et al.*, 1990). Sur la carte de Veyre-Monton il constitue :

- pour l'essentiel, un ensemble très discontinu de lambeaux qui s'étendent depuis la forêt de Courbanges dans l'angle sud-ouest de la carte jusqu'à La Chapelle d'Anciat, à l'Est de Champeix, en rive droite de la Couze Pavin, où M.-H. Ly (1982) a défini le faciès-type, daté à 0,50 Ma (Lippolt, 1966, *in Ly*, 1982) ;
- accessoirement, trois lambeaux situés au Nord-Est de Saurier, dans la partie la plus méridionale de la carte, et se trouvant dans le prolongement nord-est de lambeaux de la formation de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître) cartographiée avec la notation **q3βo**.

En dehors de la datation radiométrique à 0,50 Ma, le caractère récent de ce basalte est attesté par le fait que plusieurs lambeaux de l'ensemble principal se trouvent au-dessus de pences et cendres trachytiques de type carrières du Cheix et de Neschers dont l'âge oscille autour de 0,80 Ma, comme cela est explicité ci-dessus (cf. **q1-2pcτ**). C'est en effet le cas pour :

- le lambeau le plus occidental – et le plus grand – qui s'étend de la forêt de Courbanges jusqu'à la Croix de la Miette, entre 1200 et 1029 m d'altitude ;
- le lambeau de Chomeilles ;
- le lambeau de St-Diéry-Bas ;
- le lambeau de la partie nord de Champeix, qui recouvre des alluvions à pences trachytiques de type Neschers, elles-mêmes sus-jacentes à un « lahar » de la génération de Fontenille (cf. *supra*, fig. 318, Ly, 1982).

Lambeaux du quart sud-ouest de la carte (VM5-6). Ces lambeaux sont délimités sur la maquette de J.-C. Besson à 1/25 000. En limite méridionale de la carte, entre les hameaux de Courbanges et de Chatelguizon, le basalte s.l. apparaît sous forme de quatre lambeaux, en inversion de relief, alignés sur un axe W-E, en rive gauche (nord) du ruisseau de Malvoissière. Le lambeau le plus occidental – et le plus grand – s'étend de la forêt de Courbanges jusqu'à la Croix de la Miette, entre 1200 et 1029 m d'altitude. Il affleure bien à l'Ouest du hameau de Chomeilles, dans le talus occidental de la route D 5, sous la croix de la Miette, où la coulée repose sur une altérite de diatexite M² rubéfiée (fig. 330a-b). Il est relayé vers l'Est par les petits lambeaux de Chomeilles, du point coté z=987 m et de Chatelguizon. Ce dernier culmine en un point relativement haut, coté z=1032 m, mais cela peut s'expliquer par le fait qu'il couronne un petit horst de mylonites du socle varisque.

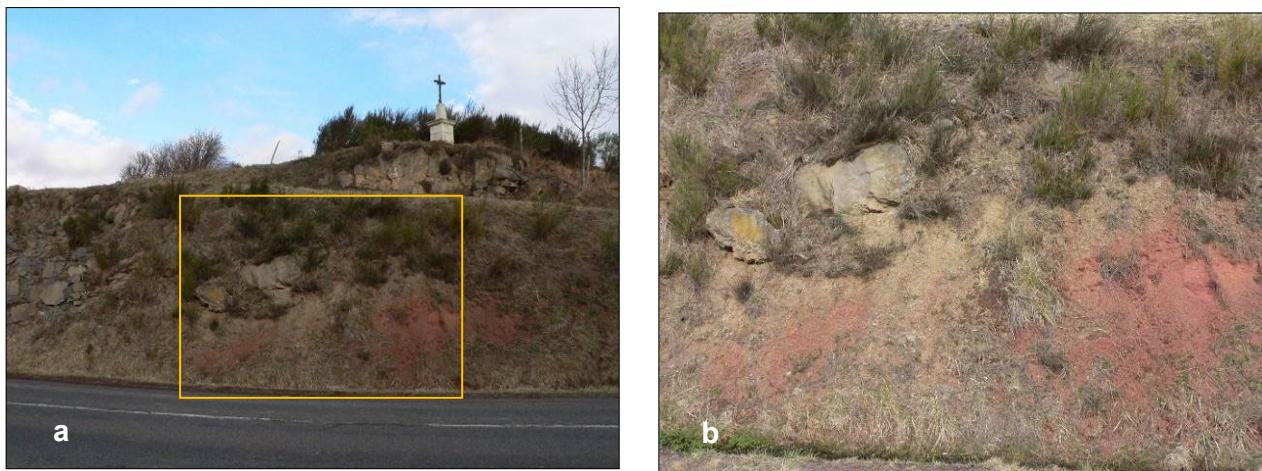


Fig. 330 - Affleurement de la coulée de basalte la plus occidentale, sous la croix de la Miette
a - vue générale ; b - vue de détail de la zone encadrée en orange sur la photo a – photos PC 5D19 25/03/2010.

Plus à l'ENE, en rive gauche de la Ribeyre se trouve le gisement de basalte s.l. de St-Diéry-Bas, situé topographiquement entre 780 et 680 m d'altitude environ, et géologiquement encastré entre le « lahar » de Fontenille et des sédiments argilo-gréseux rupéliers (**g1ka**).

Le basalte s.l. de Chatelguizon consiste, par exemple, en une roche très sombre dans laquelle on distingue macroscopiquement de petits phénocristaux – de taille d'ordre millimétrique – d'olivine verte et de clinopyroxène noir. Son étude pétrographique montre une texture microlitique légèrement porphyrique, avec environ 15 % de phénocristaux dans une mésostase riche en microlites de plagioclase à orientation planaire fruste. Les phénocristaux sont constitués de deux silicates ferro-magnésiens : de l'olivine et du clinopyroxène, prédominant, en cristaux isolés ou parfois groupés en petits amas. La mésostase consiste en des microlites

de plagioclase et quelques granules opaques, dans un fond vitreux, présentant un rubanement souligné par l'altération supergène, se traduisant par une alternance de lits noirâtres et de lits brunâtres.

Lambeaux du quart sud-est de carte (VM7-8). Sur sa maquette à 1/25 000 de ce quart sud-est, M.-H. Ly a délimité des lambeaux de basaltes porphyriques à petits phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène s.l. à deux endroits :

- trois lambeaux de direction générale W-E, au Nord de Champeix, en rive gauche de la Couze Chambon, le lambeau le plus oriental étant celui de la Chapelle d'Anciat ;
- trois lambeaux situés au Nord-Est de Saurier, dans la partie la plus méridionale de la carte.

Lambeaux au Nord de Champeix, en rive gauche de la Couze Chambon. Les deux lambeaux « basaltiques » les plus occidentaux se trouvent entre 500 et 512 m d'altitude, au Nord de Champeix de part et d'autre de la route D 28 qui mène à Ludesse. Le lambeau le plus oriental est celui de la Chapelle d'Anciat, qui se trouve entre 490 et 500 m d'altitude environ. Ces lambeaux reposent sur le granite-granodiorite du horst de Champeix du côté sud et sur des sédiments argilo-gréseux rupéliens (g1Ka) du côté nord ainsi que du côté sud pour l'extrémité orientale du lambeau de la Chapelle d'Anciat.

Dans sa thèse M.-H. Ly (1982) décrit la coulée de la Chapelle d'Anciat comme étant constituée d'un « basalte » porphyrique, formé de phénocristaux d'augite automorphe et d'olivine, dans une mésostase, à texture à tendance doléritique, consistant en d'abondants microlites de plagioclase et quelques cristaux d'apatite dans un verre brunâtre. Ce basalte s.l. présente donc des analogies avec celui de Chatelguizon, décrit *supra*.

En outre, en annexe XXVIII de cette thèse figurent deux analyses chimiques de ces lambeaux de « basaltes » porphyriques :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	total
1	46,20	15,90	3,82	6,20	7,40	9,90	3,70	2,20	2,40	0,20		0,85	0,25	99,02
2	47,10	15,60	4,29	6,09	7,35	9,50	3,60	2,40	2,20	0,18		0,80	0,22	99,33

1 : la Chapelle d'Anciat ; 2 : au Nord de Champeix

Analyses de F. Cantagrel et S. Couturié – Clermont-Ferrand

Dans le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS, Le Bas *et al.*, 1986) ces compositions sont proches de la limite entre basanite (ou téphrite) et trachybasalte, avec un caractère nettement plus sodique que potassique.

Lambeaux à l'ENE de Saurier. Sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître) ce type de basalte s.l. constitue pour l'essentiel un lambeau, de direction générale SSW-NNE, situé au Sud et à l'Est du bourg de Saurier, au centre de la partie la plus septentrionale de la carte.



Fig. 331 - Petit lambeau de basalte (β) au-dessus de bancs de calcaires à striatelles du Rupélien, à 1,5 km au SSE de Reignat, autour du point coté z=684 m - photo PC 7C72 26/08/2010.

Plus au Nord ce type de basalte se poursuit sur le territoire de la carte de Veyre-Monton sous forme d'un lambeau de direction WSW-ENE, situé à l'ENE de Saurier entre 610 et 620 m d'altitude, et recouvrant le granitoïde de Saurier du côté nord et des sédiments rupéliens du côté sud ; ce lambeau n'apparaît qu'en blocs épars.

Un peu plus à l'Est, toujours en rive droite de la Couze Pavin, se trouve un petit lambeau circulaire de basalte analogue mais situé à une altitude plus élevée : autour du point coté $z=701$ m, au sommet d'une petite colline dont le soubassement est constitué de granite-granodiorite du horst de St-Floret ; du côté oriental ce lambeau alimente une langue d'éboulis de direction W-E. Enfin, à environ 1 km au NE de ce point, en rive gauche de la Couze Pavin cette fois, un autre petit lambeau de basalte se trouve autour du point coté $z=684$ m³² au-dessus de bancs de calcaires à Striatelles du Rupélien (fig. 331).

Volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma)

par P. Chèvremont avec la collaboration de P. Boivin

La Chaîne des Puys et ses annexes s'étendent sur quelque 70 km de longueur dans une direction Nord-Sud, entre les maars de Tazenat et de la Godivelle (fig. 332). La plupart des appareils s'alignent au sein d'un horst cristallin : le Plateau des Dômes, et la majorité des points de sortie se regroupent sur une traînée d'orientation N-S, d'une trentaine de kilomètres de longueur sur trois à quatre kilomètres de largeur, allant du maar de Beaunit au Nord au maar de la Narse d'Espinasse au Sud. Cette zone d'environ 30 km de longueur fait l'objet d'une carte détaillée 1/25 000 : la carte volcanologique de Chaîne des Puys. Cette carte et sa notice explicative ont fait l'objet de 6 éditions par le Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne, la 6^e édition étant celle de P. Boivin *et al.* (2017).

Sur le territoire de la carte à 1/50 000 de Veyre-Monton se trouvent (fig. 332) : (i) la partie méridionale de cet ensemble principal, partie qui va du Puy de Mercœur au Nord à la Narse d'Espinasse au Sud, et (ii) deux volcans isolés situés plus au Sud : le Puy de Monténard et le Tartaret, qui ne figurent pas sur la carte volcanologique à 1/25 000 de la Chaîne des Puys, mais sont décrits dans sa notice explicative. Il n'y a pas de dôme trachytique de type Puy de Dôme, mais des cônes stromboliens avec des coulées de laves et des saupoudrages de lapilli associés, ainsi que des cratères de maar avec un croissant ou un anneau pyroclastique associé. Pour la rédaction du présent chapitre nous avons repris des éléments de la notice de la 5^e édition de la carte à 1/25 000 de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009) et – pour le quart sud-ouest (VM5-6) – de la thèse de J.-L. Besson (1978) et nous y avons ajouté des informations et des photos provenant de nouvelles observations.

La plupart des entités de la Chaîne des Puys datent du Pléistocène supérieur (q3), mais certaines – y compris sur le territoire de la présente carte – ont un âge $< 11\,700$ ans et datent corrélativement de l'Holocène (q4) ; aussi par souci de simplification attribuons nous la notation q3-4 à toutes les entités.

³² cette cote ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000

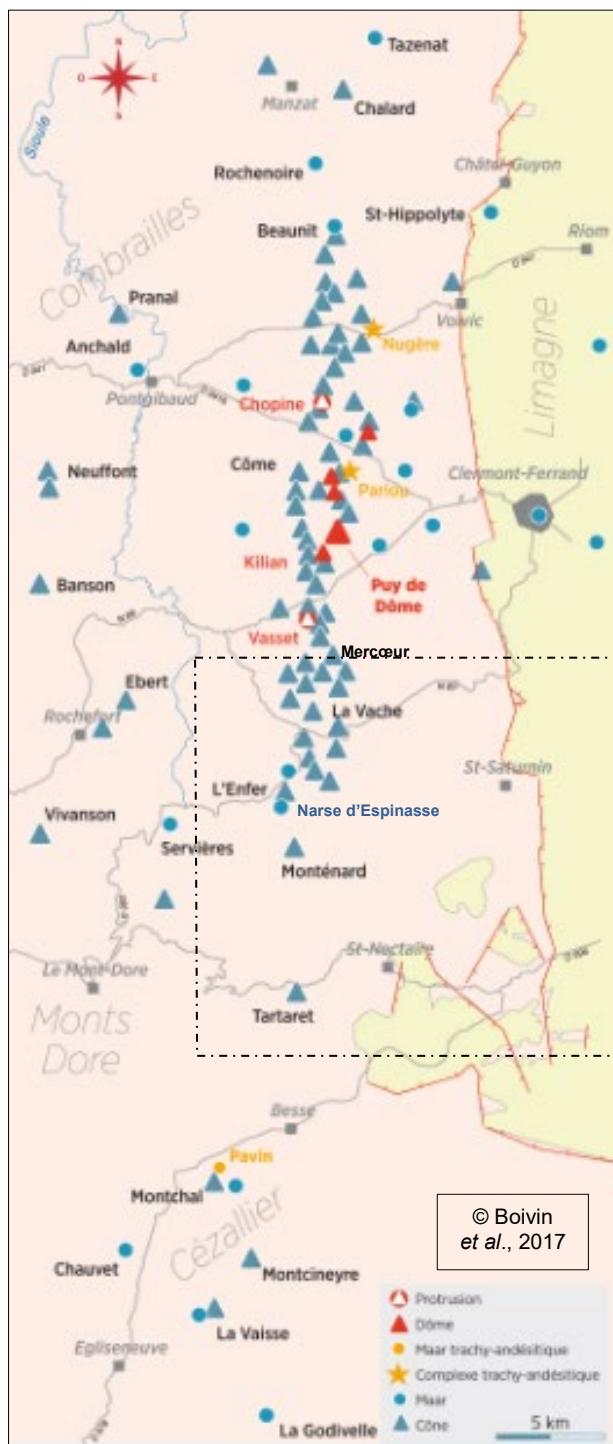


Fig. 332 - Carte de localisation des principaux appareils volcaniques de la Chaîne des Puys et de ses annexes ; traits en pointillés : limite de la partie occidentale de la carte de Veyre-Monton – 717 à 1/50 000.
 Carte extraite de Volcanologie de la Chaîne des Puys 6^e édition (Boivin et al. 2017),
 reproduite avec l'aimable autorisation du Parc naturel régional des volcans d'Auvergne.

Cônes stromboliens

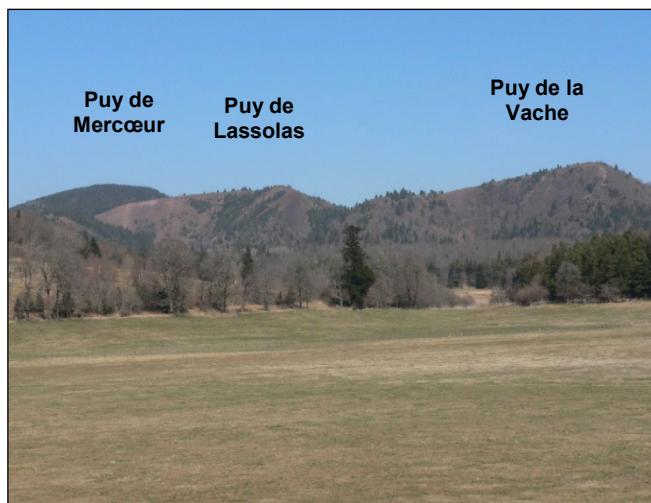


Fig. 333 - Cônes stromboliens jumeaux, égueulés, des puys de Lassolas et de la Vache ; au premier plan, la zone plate correspond à la coulée de basalte du Puy de Montchal, couverte par un pré ; au second plan : à gauche flanc oriental du Puy de Montjuguer, puis coulée trachybasaltique des Cheires Hautes, couverte par des arbres ; vue depuis la route D 5, au NE de la maison du Parc des Volcans de Montlosier – photo PC 1B01 23/03/2011.

Pour les cônes stromboliens et les coulées associées, qualifiés précédemment de « basaltiques », les analyses chimiques compilées dans le cadre du DEA de J.-B. Rosseel (1996) ont permis de distinguer trois classes pétrochimiques : basalte, trachybasalte et trachyandésite, et de cartographier les entités en fonction de ces trois classes. D'une façon générale, les cônes stromboliens de la Chaîne des Puys ont une hauteur de 100 à 200 m et leurs pentes sont de 20 à 30°, la plus forte déclivité se trouvant au Puy de la Vache (fig. 333). En fonction de la granulométrie, la nomenclature internationale (Schmid, 1981) permet de subdiviser les projections stromboliennes en cendres (< 2 mm), lapilli (2 à 64 mm) et blocs et bombes (> 64 mm). Selon la densité on distingue des ponces et des scories, éléments vacuolaires dont la densité est inférieure et supérieure à 1 respectivement. Les bombes – en fuseau, bouse de vache ou croûte de pain – sont les seules projections à être bien caractérisées morphologiquement ; leur taille peut atteindre plusieurs mètres.



Fig. 334 - Ancienne exploitation de « pouzzolane » sur le flanc sud du Puy de la Vache ; au premier plan : bombes volcaniques déplacées par l'homme ; au second plan : à gauche scories et bombes de teinte rouge, à droite scories et cendres de teinte noire – photo PC 1B02 23/03/2011.

Le faciès de cœur de cône se singularise par sa teinte rouge alors que celui de bordure ou de bas de cône a une teinte noire (fig. 334). Le premier comprend des cendres, des lapilli et blocs de scories ou de laves massives, des bombes de toutes tailles, des minéraux volcaniques isolés et, éventuellement, des fragments de socle varisque. Le cœur de cône est caractérisé par l'absence de litage et de granoclassement ; localement les produits peuvent être soudés. Le faciès de bordure ou de bas de cône a les mêmes éléments constitutifs

que celui du cœur mais avec une nette diminution de la granulométrie moyenne. Le granoclassement est faible, la stratification est marquée. Dans le rempart cratérique du Puy de la Vache se trouve un faciès particulier, constitué de scories agglomérées et soudées par des dépôts fumeroliens

q3-4Sβc. Cônes stromboliens basaltiques. Du Nord au Sud, les cônes de composition basaltique sont les suivants : Puis de Monteillet, de Montchal, de la Toupe, de Boursoux, de Combegrasse 1 et 2, et de la Rodde 1 et 2, ainsi que les deux petits cônes du Puy de l'Enfer, associés à la Narse d'Espinasse, tous situés dans le tiers nord de la feuille Veyre-Monton.

Le **Puy de Monteillet** se trouve dans la partie la plus septentrionale de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000. Il culmine au point coté z=1086 m et correspond à un cône strombolien égueulé vers le Sud.

Les autres principaux cônes stromboliens basaltiques forment une petite chaîne de direction générale N160°E et d'environ 8 km de longueur.

Le Puy de Montchal³³ se situe au Sud-Ouest de la Maison du Parc des Volcans de Montlosier ; il culmine au point coté z=1094 m et est égueulé vers le Nord-Ouest.

Le cône du **Puy de la Toupe**³⁴, qui culmine au point coté z=1074 m, est égueulé vers l'WNW et est exploité dans une vaste carrière pour la « pouzzolane », qui a fait l'objet d'un début de réhabilitation. Une petite carrière abandonnée se trouve à son pied sud (fig. 335). La coulée basaltique associée est datée à 45 500 ans (cf. plus loin q3-4β).

À 1 km au SSE, le petit cône du **Puy de Boursoux** culmine au point coté z=1024 m et est égueulé vers le Nord-Ouest.

Au **Puy de Combegrasse**, qui culmine au point coté z=1120 m, se trouvent deux cônes stromboliens aux cuvettes émoussées ; le premier est égueulé vers le Sud-Ouest et est recoupé, sur son flanc nord-ouest par le second, plus petit et égueulé vers le Nord-Ouest. Une petite carrière a été implantée sur le flanc ouest de ce puy pour exploiter des scories grossières pour des usages locaux.

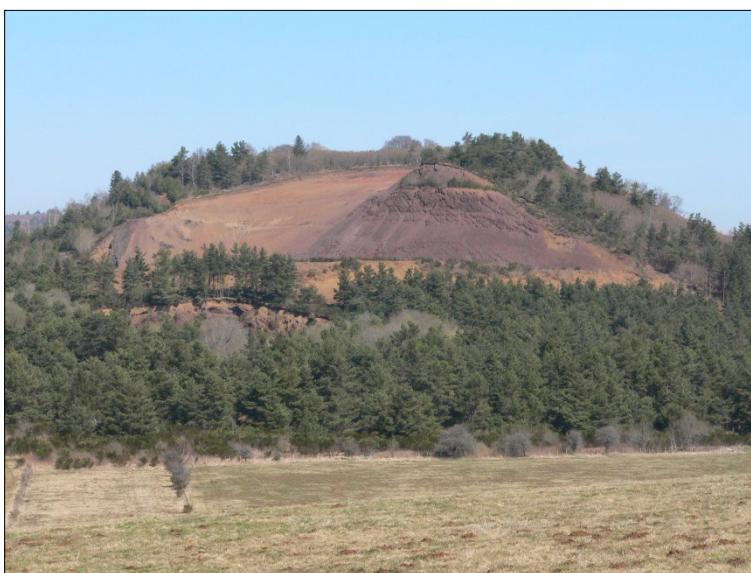


Fig. 335 - Cône strombolien du Puy de la Toupe, vu depuis le Sud - photo PC 1B03 23/03/2011.

Le **Puy de la Rodde**, qui culmine au point coté z=1127 m, correspond à un cône strombolien installé dans un maar dont il reste des vestiges à ses pieds nord et est. Ce cône est égueulé vers le Sud et recoupe sur son flanc sud-est un cône plus ancien.

Situé à 2 km à l'WSW du Puy de la Rodde, le Puy de l'Enfer, qui culmine au point coté z=1086 m, correspond à un cône mixte, résultant de l'activité simultanée du maar de la Narse d'Espinasse (cf. plus loin) et d'un volcan

³³ à ne pas confondre avec son homonyme qui se situe sur le territoire de la carte Besse-en-Chandesse à 1/50 000

³⁴ la Taupe sur la carte IGN à 1/50 000 et donc sur la présente carte géologique

strombolien dont la cheminée, remplie de basalte scoriacé, recoupe – sur la paroi nord de la Narse – un substratum constitué par des basaltes prémontdoriens, miocènes à pliocènes, et par le complexe volcanosédimentaire de Saulzet-le-Froid, intercalé dans ces basaltes. Une carrière – en cours de mise en valeur à des fins pédagogiques – située au Nord de la Narse, à l'extrémité ouest du croissant de cône strombolien figuré sur la carte, montre ces projections mixtes : des strates franchement stromboliennes s'intercalent entre les produits de maar (fig. 336a-b) ; une discordance de ravinement synéruptif est visible dans la partie orientale de la carrière (fig. 336b).

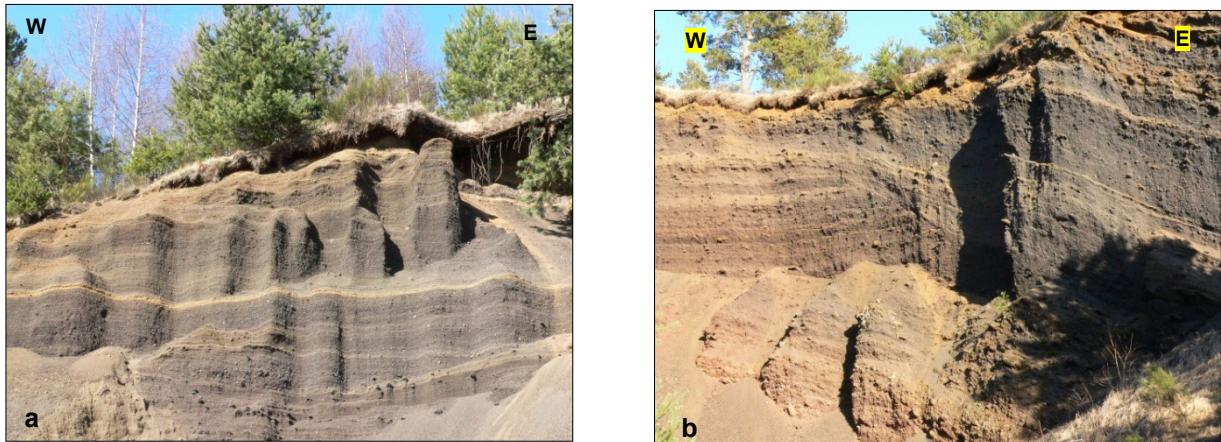


Fig. 336 - Puy de l'Enfer - dépôts pyroclastiques stratifiés dans la carrière abandonnée située au Nord de la Narse d'Espinasse a - partie occidentale de la carrière b - partie orientale - photos PC 1D21 24/03/2011.

Enfin, sur le flanc nord du Puy de l'Enfer apparaît un petit cône de scories soudées (spatter-cone) contemporain de l'activité mixte que nous venons de décrire.

q3-4S₁βc. Cônes stromboliens trachybasaltiques. Du Nord au Sud, les cônes de composition trachybasaltique sont les suivants : Puy de Mercœur, Puy de Pourcharet, Puy de Lassolas et de la Vache (photo 1B01), Puy de Montgy, Puy de Charmont, Puy Nain et Puy de Monténard, dans la moitié nord de la feuille Veyre-Monton ; le Tartaret 1 et 2 près de Murol dans la partie méridionale de cette feuille. **Les puy jumeaux de la Vache et de Lassolas** (cf. supra fig. 331) sont de célèbres exemples de cratères égueulés, du côté sud ; ils ont donné naissance à une coulée d'une quinzaine de km de longueur, qui s'étend jusqu'à St-Amant-Tallende dans la Limagne, en suivant la vallée de la Veyre.

Le *Puy de Charmont* consiste en un cône strombolien égueulé vers le Sud, mis en place dans un maar. Un petit cône annexe allongé NW-SE se trouve au Sud-Est, à l'Ouest de Verneuge, et le petit cône du Puy Nain se situe à 1 km au SSW.

Le **Puy de Monténard**, qui culmine au point coté z=1173 m, correspond à un appareil strombolien classique, constitué d'un cône strombolien principal à cratère fermé, également installé dans un maar, et d'un cône adventif au Sud, égueulé vers l'Ouest. Du côté occidental le maar est encastré dans une avalanche de débris montdorienne, de la génération de Perrier (p2-q1Av1 ; 2,6 Ma).

Situé à l'Ouest du bourg de Murol, **le Tartaret** constitue une colline subcirculaire, couverte par une forêt (fig. 337), de 800 m de longueur dans la direction N-S sur 700 m de largeur, et consiste en deux cônes stromboliens successifs : du côté ouest l'ancien Tartaret, qui forme une échine allongée N-S de 250 m de largeur maximale, culminant au point coté³⁵ z=943 m et qui est recoupé sur sa bordure orientale par le nouveau Tartaret, de forme subelliptique avec un grand axe N-S de 1,5 km et un petit axe de 800 m, culminant au point coté z=957 m. Une piste emprunte le vallon qui suit le contact entre les deux entités. Le nouveau Tartaret recoupe, sur son flanc sud, un maar de tufs basaltiques, décrit plus loin (q3-4B₁βc), tandis que du côté oriental il a alimenté une coulée de trachybasalte (q3-4τβ) de 22 km de longueur, qui est surmontée dans sa partie la plus amont (occidentale) d'une quarantaine de cônelets non enracinés et qui s'étend jusqu'à Neschers vers l'Est ; l'âge de cette coulée est discuté plus loin. Enfin au nouveau Tartaret est associé un faciès de saupoudrage (q3-4Sβ).

³⁵ sur la carte IGN à 1/25 000 uniquement

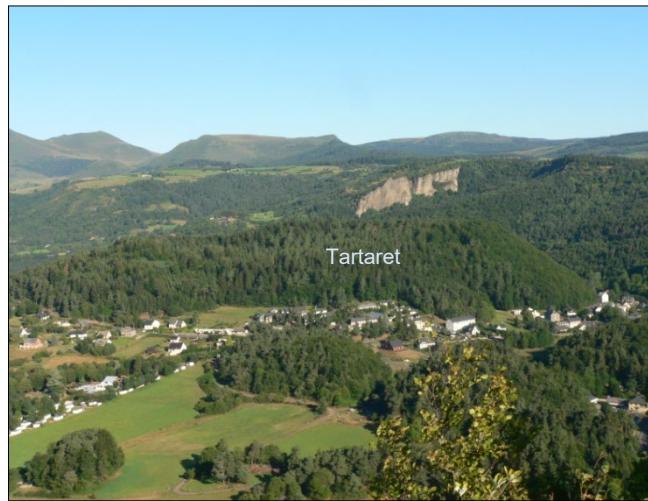


Fig. 337 - Le Tartaret, vu de l'ESE depuis le point de vue situé sur le flanc nord-ouest du Puy de Bessolles ; les petites collines boisées au premier plan sont des cônelets sans racine et la falaise claire au troisième plan est celle de la Dent du Marais (cf. supra, q1-2brβ) ; en arrière-plan : le massif du Mont-Dore – photo PC 5D54 10/08/2012.

À l'extrême nord de *l'ancien Tartaret* est implantée une carrière abandonnée, que J.-L. Besson (1978, p. 126-128) décrit ainsi :

- la partie centrale montre un amas d'énormes blocs de lave bulleuse, sombres dans la masse et rubéfiés en surface, disposés de façon anarchique et fortement fumerolisés ;
- cet ensemble passe latéralement, dans la partie centrale de la carrière, à des projections plus ou moins bien stratifiées, constituées de cendres, lapilli, blocs scoriacés et bombes en fuseau ;
- la partie orientale de la carrière est implantée dans un ensemble de tufs bien lités, en bancs centimétriques granoclassés, à fort pendage vers l'Est ; immédiatement à l'Est les tufs ont une granulométrie plus grossière et contiennent de nombreuses bombes ovoïdes et peu vésiculées : des bombes en chou-fleur.

Le nouveau Tartaret est un cône de scories stromboliennes, haut d'environ 100 m et présentant deux cratères, figurés sur la carte : au Nord un cratère égueulé vers l'Ouest et au Sud un cratère elliptique légèrement émoussé. À sa base nord, en bordure sud de la route N 496, les blocs scoriacés et les bombes présentent un fréquent débit en polyèdres de taille décimétrique.

q3-4Stac. Cônes stromboliens trachyandésitiques. Du Nord au Sud, des cônes de composition trachyandésitique se trouvent aux puys de la Mey, de Montjugeat (ou Montjuger) et de Vichatel, dans la partie la plus septentrionale de la feuille Veyre-Monton.

Le Puy de la Mey, qui culmine au point coté $z=1136$ m, correspond à un cône strombolien égueulé du côté oriental où il a alimenté la coulée trachyandésitique de la cheire dite de Mercœur, qui s'étend jusqu'à Fontfreyde vers le Sud-Est. Les produits stromboliens sont datés à $9\,690 \pm 2\,000$ ans par thermoluminescence du plagioclase (Guérin, 1983).

Le Puy de Montjugeat³⁶ culmine au point coté $z=1142$ m sur le rebord occidental d'un cratère circulaire dont le fond se trouve au point coté³⁷ $z=1093$ m soit 49 m plus bas. Ce cratère est celui du nouveau cône strombolien, qui en recoupe un ancien dont les vestiges se trouvent sur les flancs sud-ouest et nord du puy. Les coulées trachyandésitiques issues de ces deux cônes ont une géométrie relativement complexe (cf. plus loin, coulées q4ta) et trois cônelets non enracinés, figurés sur la carte, se trouvent sur la coulée située à l'Est de Recoleine.

Le Puy de Vichatel culmine au point coté $z=1094$ m sur le rebord occidental d'un cratère circulaire dont le fond se trouve à la cote $z=1006$ m soit 88 m plus bas. Ce cratère est là aussi celui du nouveau cône

³⁶ Montjugeat sur la carte à 1/50 000, Montjuger sur la carte IGN à 1/25 000 et corrélativement sur la carte vulcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000

³⁷ sur la carte IGN à 1/25 000 uniquement

strombolien, qui en recoupe un ancien dont les vestiges se trouvent sur le flanc sud-ouest du puy et qui s'est installé dans un maar initial dont les produits apparaissent sous les scories aux pieds ouest et est du cône. Un petit cône satellite se trouve à l'Est du Puy de Vichatel, au sein de la coulée trachybasaltique des Cheires Hautes. Par suite de l'ennoiement par des formations volcaniques ou alluviales ultérieures, la coulée trachyandésitique ne subsiste que sous forme de trois petits lambeaux.

Coulées de laves

D'une façon générale les coulées de laves de la Chaîne des Puys ont une épaisseur le plus souvent comprise entre un et vingt mètres. Des sondages ont parfois recoupé 150 m de lave, mais il s'agit généralement d'empilements de coulées, séparées par des niveaux scoriacés et/ou émises au cours d'éruptions distinctes ; par exemple, les sondages de Rouillat-Bas ont recoupé quatre coulées superposées, mais la seule la dernière peut être attribuée aux volcans des puys de Lassolas et de la Vache.

q3-4β. Coulées de laves basaltiques. Les coulées basaltiques sont cantonnées dans le tiers nord de la feuille Veyre-Monton, pour la plupart au voisinage immédiat des cônes stromboliens basaltiques dont elles sont issues, à savoir les cônes des puys de Monteillet, de Montchal, de la Toupe, de Boursoux, de la Combegrasse 1 et 2, et de la Rodde 1 et 2.

Dans la partie la plus septentrionale de la carte, la coulée qui suit la vallée de l'Auzon jusqu'à l'Est de Chanonat, présente une double singularité : sur le territoire de la présente carte, elle est la seule – de nature basaltique – à (i) s'être épanchée jusqu'en Limagne et (ii) ne pas être clairement reliée à un cône car elle est recouverte par des formations ultérieures ; son point d'émission pourrait être le cône du Puy Pelat, situé sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973). Comme cela est indiqué sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009), la thermoluminescence sur feldspaths a permis de dater cette coulée en deux points : à l'Est de Theix et à Chanonat, en donnant des âges de 60 000 et 61 000 ans, respectivement.



Fig. 338 - Château de la Batisse, dans la vallée de l'Auzon, à l'Ouest de Chanonat, vu du Sud ; en arrière-plan, en rive nord de l'Auzon : granite surmonté de sédiments chatiens - photo PC 3A21 01/10/2010.

Toutes les coulées basaltiques sont partiellement recouvertes par des formations volcaniques de la Chaîne des Puys plus récentes et/ou par des alluvions fluviatiles récentes (fig. 338).

De nombreuses intumescences sont présentes au sein des coulées basaltiques de la carte de Veyre-Monton, notamment dans le cas de la coulée issue du cône du Puy de Combegrasse (fig. 339). Il s'agit de bourgeonnements en forme de lames épaisses, d'amandes ou de furoncles de lave compacte qui percent, en la rebroussant, la croûte superficielle en voie de solidification et acquièrent, par refroidissement, un débit polyédrique.



Fig. 339 - Intumescence sur la coulée basaltique issue du cône du Puy de Combegrasse, à l'Ouest de ce puy.
Photo PC 1D23 24/03/2011.

Les basaltes de la Chaîne des Puys sont des laves massives, noires à gris foncé, présentant une texture plus ou moins porphyrique, caractérisée par la présence de phénocristaux de clinopyroxène de type augite, d'olivine Fo85-60 et de plagioclase de type labrador (An60-70), souvent visibles macroscopiquement, dans une mésostase microlitique et plus ou moins vacuolaire, renfermant des oxydes de fer et/ou titane : titanomagnétite prédominante et rare ilménite. La microphotographie ASN_005 (fig. 340) montre un exemple de basalte vacuolaire et porphyrique avec des phénocristaux de clinopyroxène de taille variable, les plus grands étant zonés, et d'olivine, de taille plus homogène.

Le basalte porphyrique de la coulée basaltique issue du cône du Puy de la Toupe est daté à 45 500 ans par thermoluminescence sur des phénocristaux de feldspaths, comme indiqué sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000 - 5^e édition (Boivin *et al.*, 2009). La mésostase de ce basalte contient de faibles quantités de feldspathoïdes (néphéline, sodalite) et de sanidine (Havette *et al.*, 1977, *in* Boivin *et al.*, 2009).

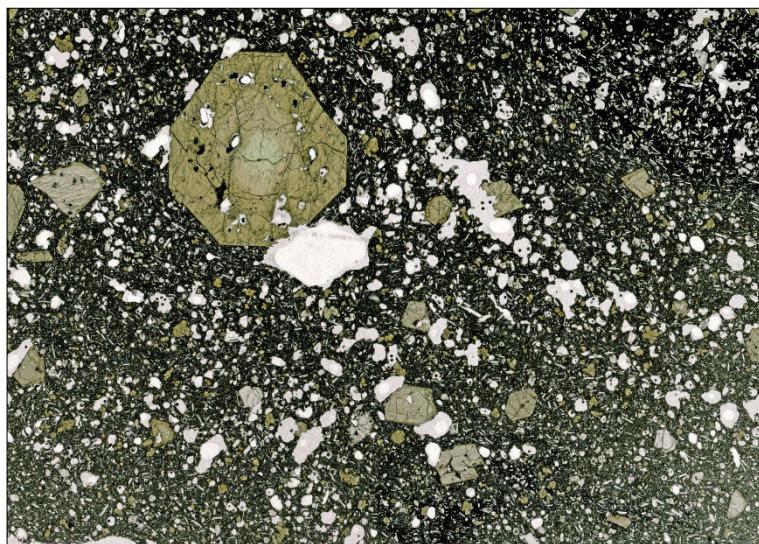


Fig. 340 - Microphotographie ASN_005 C14181 : basalte vacuolaire et porphyrique de la coulée issue du Puy de Comebrasse, avec des phénocristaux de clinopyroxène vert kaki et d'olivine grise.
Microphoto de P. Boivin, en lumière polarisée non analysée.

q3-4τβ. Coulées de laves trachybasaltiques (hawaiites). Parmi les coulées de laves de la Chaîne des Puys présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton, les coulées trachybasaltiques sont de loin celles qui couvrent les plus grandes surfaces. Elles sont dispersées sur une grande partie de la carte, tant du Nord au Sud que d'Ouest en Est.

Dans la partie la plus septentrionale de la carte se trouvent des lambeaux de coulées trachybasaltiques issues des cônes des puys de Mercœur et de Pourcharet, les lambeaux les plus septentrionaux se poursuivent sur la carte de Clermont-Ferrand vers le Nord. Au Sud du Puy de Pourcharet se trouvent le cône du Puy de Montgy et les coulées trachybasaltiques qui en sont issues.

À l'Est du Puy de Pourcharet se trouvent les célèbres cratères jumeaux des puys de Lassolas et la Vache qui ont généré une grande coulée de trachybasalte de type aa, d'une quinzaine de kilomètres de longueur et d'une largeur maximale de 1,4 km. Cette coulée a globalement une direction NW-SE jusqu'au lac d'Aydat et Rouillat-Bas, puis suit la vallée de la Veyre en prenant, corrélativement, une direction W-E pour atteindre la Limagne à St-Saturnin, où la coulée est prismée, et se terminer à St-Amand-Tallende. Il s'agit d'une cheire qui est scoriacée tout le long de son parcours, comme cela est figuré sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/50 000 (Boivin *et al.*, 2009).

Dans l'état actuel des connaissances cette coulée est la plus jeune de la Chaîne des Puys d'après les datations réalisées (*in* Boivin *et al.*, 2009). En effet, six datations par thermoluminescence sur feldspaths, réalisées entre 1978 et 2007, donnent les résultats suivants : $8\ 100 \pm 800$, $9\ 150 \pm 550$, $8\ 820 \pm 870$, $9\ 130 \pm 720$, $8\ 400 \pm 800$, $9\ 200 \pm 1\ 000$ ans soit en pondérant par les incertitudes une moyenne de $8\ 340 \pm 120$ ans. Par ailleurs, deux datations au ^{14}C réalisées en 1999 et 2004 sur des bois carbonisés de St-Saturnin donnent $8\ 120 \pm 40$ et $8\ 900 \pm 120$ ans. Selon les derniers calculs, elle aurait 8660 ± 320 ans (Miallier, 2012).

À environ 3 km au Sud du Puy de la Vache se trouve le Puy de Charmont dont est issue une coulée trachybasaltique, qui comprend des intumescences au Sud du puy et qui vers l'Est, au Nord du lac d'Aydat, est recouverte par la coulée venant des puys de Lassolas et de la Vache, ce qui est compatible avec sa datation à 29 900 ans par thermoluminescence sur feldspaths. Au Nord-Est du hameau de Sauteyras, en bordure nord-ouest du lac d'Aydat, le talus de la D 90 montre la coupe suivante (*in* Boivin *et al.*, 2009, p. 36 ; fig. 341)



Fig. 341 - Coupe de la coulée de trachybasalte issue du Puy de Charmont, dans le talus de la D 90 au NE du hameau de Sauteyras - photo A. Gourgaud, reproduite avec son aimable accord.

de haut en bas :

- lave massive ;
- scories de base ;
- lapilli de saupoudrage ;
- « diorite » d'Aydat.

Au Sud de la limite méridionale de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000, la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 montre trois autres entités de laves trachybasaltiques, qui sont du Nord au Sud :

- la coulée, longue de 3 km, issue du Puy de Monténard, qui vers le Sud et l'Est s'étend jusqu'en rive droite de la Monne, rivière dont elle suit la vallée jusqu'au Nord du hameau de Fontmarcel ;
- la très longue coulée de 22 km qui part du cône strombolien du nouveau Tartaret, s'étale entre la Couze Chambon au Nord et le ruisseau de Courbanges au Sud, puis, en aval du confluent entre ces deux cours d'eau, suit la vallée de la Couze Chambon jusqu'à Neschers (le « nez de la cheire ») en Limagne ;

- en limite méridionale de la carte, un petit tronçon, arqué, de la coulée qui suit un virage de la vallée de la Couze Pavin ; comme le montre le schéma structural, cette coulée provient du cône strombolien du Puy de Montchal, situé au Sud du lac Pavin en limite occidentale de la carte de Besse-en-Chandesse, puis suit la vallée de la Couze Pavin, en passant par le hameau du Cheix avant de se terminer un peu plus à l'Est, au Sud du village de Saurier.

La coulée issue du nouveau Tartaret présente de fortes variations morphologiques, liées aux variations du contexte géologique le long de son parcours. Dans sa partie la plus amont, située entre les vallées de la Couze Chambon au Nord et du ruisseau de Courbanges au Sud, elle s'étale – sur une largeur de 1 km au maximum – dans un contexte d'arkoses, grès et argiles du Rupélien (**g1Ka**) et d'alluvions fluviatiles récentes. Dans cette partie elle est en outre surmontée d'une quarantaine de cônelets non enracinés. Un cônelet situé au Sud-Est de Murol a fait l'objet d'une exploitation dans une carrière abandonnée, qui se trouve en bordure orientale de la route D 5, à 600 m au Sud-Est du centre du bourg de Murol ; cette petite carrière montre des blocs de trachybasalte gris intercalés dans des scories rouges (fig. 342).



Fig. 342 - Carrière abandonnée dans un cônelet situé à l'Est-Sud-Est du nouveau Tartaret, en bordure orientale de la route D 5, au Sud-Est de Murol - photo PC 5D55 26/09/2013.

Au Sud-Est du hameau de Sapchat, la coulée est encaissée dans le horst granitique de St-Nectaire et se rétrécit progressivement pour devenir très étroite le long de la Couze Chambon en aval de son confluent avec le ruisseau de Courbanges. À 1,2 km à l'Est du hameau des Granges, le talus nord de la D 642 montre, dans un virage, la base de la coulée de trachybasalte qui repose ici sur un faciès rubéfié du granitoïde de St-Nectaire (fig. 343).



Fig. 343 - Base de la coulée de trachybasalte de la Couze Chambon, reposant sur un faciès rubéfié du granitoïde de St-Nectaire, dans un virage de la D 642 - photo PC 6C16 26/03/2010.

Au Sud de St-Nectaire-le-Bas la Couze Chambon est à nouveau encaissée dans des sédiments détritiques rupéliens et la coulée s'élargit pour atteindre une largeur de 600 m dans le hameau de Saillant, où un petit ressaut topographique est à l'origine d'une cascade dans le lit de la Couze (fig. 344).



Fig. 344 - Cascade de Saillant, sur un ressaut trachybasaltique - photo PC 6C16 02/08/2010.

À l'Est de Saillant la coulée se rétrécit à nouveau en étant encaissée dans le horst granitique de Montaigut-le-Blanc. Au niveau du hameau de Verrières la coulée a encore une largeur de 200 m et est surmontée d'un impressionnant petit pic de scories rougeâtres (fig. 345).



Fig. 345 – Spectaculaire pic de scories rougeâtres surmontant la coulée trachybasaltique de la Couze Chambon, au niveau du hameau de Verrières ; en arrière-plan le granitoïde de St-Nectaire - photo PC 6D06 25/08/2010.

À l'Est de Verrières la vallée est très encaissée et la coulée est très étroite ; au niveau du confluent avec le ruisseau de Quinsat un bras de la coulée a même remonté la vallée de ce ruisseau sur une centaine de mètres de longueur. Au Sud-Ouest de Montaigut-le-Blanc la vallée de la Couze Chambon s'élargit de nouveau pour atteindre 300 m de largeur à l'Est du bourg, mais la coulée est fortement couverte par des alluvions fluviatiles récentes. Ce recouvrement persiste plus à l'Est quand la vallée se rétrécit de nouveau, au sein du horst granitique de Champeix, et cela jusqu'à l'Est de Champeix où la coulée est de nouveau bien visible avant de s'étaler à la sortie du horst pour atteindre une largeur de 400 m juste avant sa terminaison dans le bourg de

Neschers – « nez de la cheire » – à seulement 2 km de la confluence de la Couze Chambon avec l'Allier, à Leudes.

Sur le plan pétrographique le passage des basaltes aux trachybasaltes se fait progressivement par diminution de la teneur modale en minéraux ferro-magnésiens et augmentation de la teneur modale en plagioclase. Les trachybasaltes sont des laves grises finement vacuolaires, aphyriques ou porphyriques. Le plagioclase est du labrador de composition An66-69. Les silicates ferro-magnésiens sont du clinopyroxène (diopside-augite) et/ou de l'amphibole brune de type kaersutite, ainsi que de l'olivine Fo67-68, peu abondante, mais toujours présente dans la mésostase. Les minéraux colorés comprennent en outre de la titano-magnétite.

Un échantillon prélevé au Sud-Est du nouveau Tartaret, à la base de la coulée de trachybasalte, présente une structure vacuolaire et se singularise par la présence d'une petite enclave – de taille centimétrique – de roche magmatique à grain fin-moyen. Les vacuoles ont une longueur de 1 à 2 mm et sont aplatis parallèlement à une fluidalité d'écoulement, qui est en outre marquée par l'orientation des phénocristaux de plagioclase. L'étude pétrographique d'une lame mince (fig. 346 à 348) permet de préciser que les vacuoles représentent environ 15 % du volume de la roche, qui a par ailleurs une texture microlitique porphyrique avec 25 à 30 % de petits ($\leq 0,6$ mm) phénocristaux, constitués des minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante : plagioclase en lattes, clinopyroxène zoné ou non, et olivine en cristaux plus ou moins arrondis et parfois altérés en iddingsite le long de fissures.

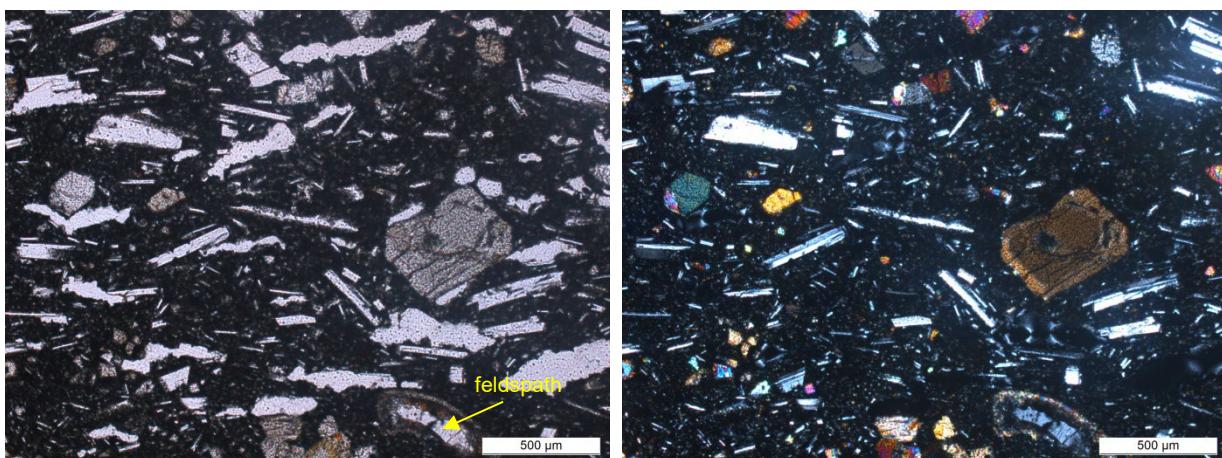


Fig. 346 - Microphotographies 5D61a - LM C59233 : trachybasalte vacuolaire et porphyrique de la coulée du Tartaret.

La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de granules de clinopyroxène, olivine et titano-magnétite, dans un fond cryptocrystallin très sombre. En outre, la lame mince révèle la présence d'un xénocristal de feldspath avec une couronne réactionnelle constituée d'innombrables microcristaux de clinopyroxène.

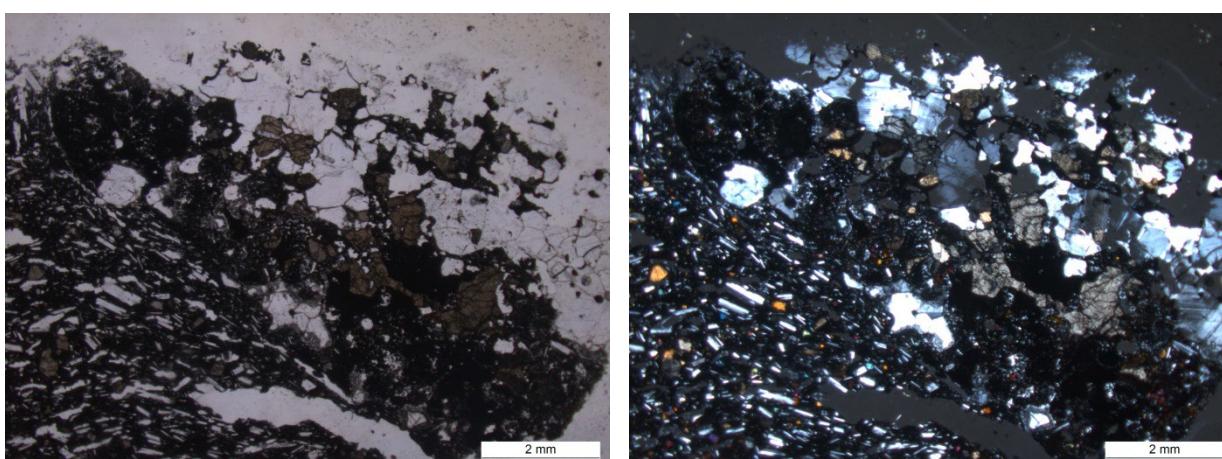


Fig. 347 - Microphotographies 5D61b - LM C59233 : enclave de syénite à clinopyroxène vert pâle (moitié supérieure droite de la photo) dans un trachybasalte vacuolaire et porphyrique de la coulée du Tartaret.

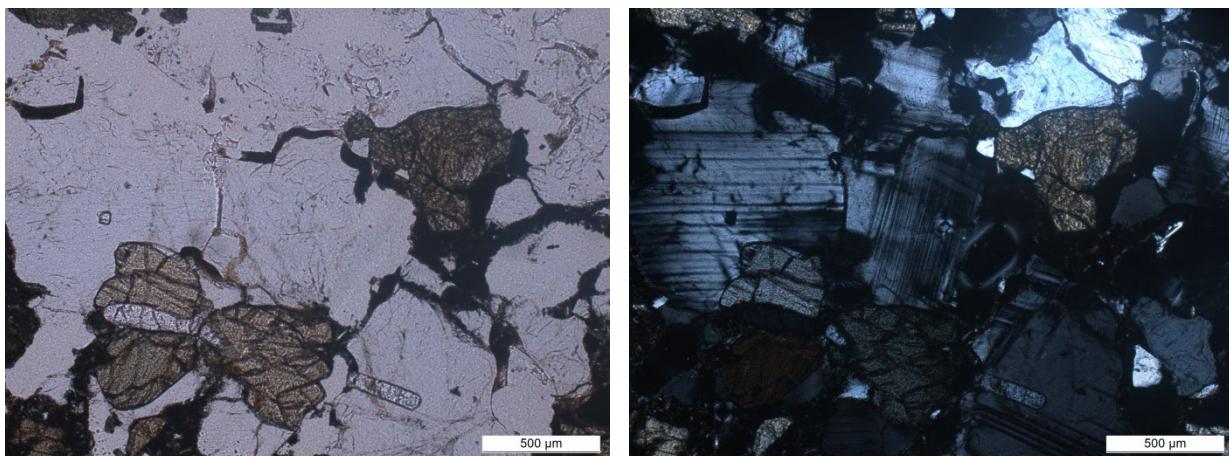


Fig. 348 - Microphotographies 5D61c - LM C59233 : détail de l'enclave de syénite à clinopyroxène et à apatite accessoire - microphotos PC 2014 en lumière polarisée, non analysée à gauche, analysée à droite.

L'enclave magmatique (fig. 347-348) a une texture hypidiomorphe grenue, de grain fin à moyen, de l'ordre de 1 mm en moyenne, et une composition de syénite à clinopyroxène vert, avec oxydes de fer et/ou titane et apatite accessoires. Au contact de la lave elle présente (fig. 347) une bordure réactionnelle de 1 à 2 mm de largeur, sombre, riche en oxydes de fer et/ou titane et en petits cristaux d'olivine plus ou moins altérée en iddingsite. L'apatite forme des prismes de longueur pouvant atteindre 0,5 mm (fig. 348). Cette enclave a donc une composition minéralogique analogue à celles des enclaves qui sont fréquentes dans les trachyandésites des massifs du Mont-Dore et du Sancy, ce qui est compatible avec le fait que le volcan du Tartaret se trouve à proximité immédiate de telles trachyandésites.

Datations de la coulée du Tartaret (in Boivin *et al.*, 2009). Deux datations par thermoluminescence des plagioclases (Guérin, 1983) à Murol et Sapchat, ont donné un âge de $28\ 000 \pm 6\ 000$ ans. Cependant, cet âge est infirmé par la thermoluminescence des quartz chauffés par la lave à Neschers : $13\ 700 \pm 1\ 500$ ans (Pilleyre *et al.*, 1992). Ce dernier âge est compatible avec celui proposé pour l'apparition du lac Chambon à partir d'une datation radiocarbone (Macaire *et al.*, 1992).

q3-4rβ. Coulées de laves trachyandésitiques. Les coulées trachyandésitiques sont cantonnées dans la partie la plus nord-ouest de la feuille Veyre-Monton, comme les cônes stromboliens auxquelles elles sont associées : puys de la Mey, de Montjugeat (ou Montjuger) et de Vichatel, du Nord au Sud.

La coulée issue du cône strombolien du Puy de la Mey, égueulé vers l'Est, s'est épanchée vers le Nord-Est et surtout vers le Sud-Est où elle est scoriacée, comme cela est figuré sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000 (Boivin *et al.*, 2009). Sur cette carte figurent en outre deux datations par thermoluminescence sur feldspaths : l'une à 9 700 ans et l'autre à 18 100 ans. Situé à seulement 1,9 km à l'WSW du Puy de la Mey, le cône du Puy de Montjugeat a engendré des coulées de trachyandésite qui se sont épanchées vers le Sud et surtout vers l'Ouest, jusqu'à Nébouzat et Recoleine.

Situé à 2,5 km au SSE du Puy de Montjugeat, le cône du Puy de Vichatel a alimenté une coulée trachyandésitique dont il ne reste que trois petits lambeaux, par suite du recouvrement par des coulées ultérieures de trachybasalte et de basalte.

Sur le plan pétrographique le faciès-type des trachyandésites de la Chaîne des Puys est la lave de Volvic, issue du Puy de la Nugère, sur le territoire de la feuille de Clermont-Ferrand à 1/50 000. Cette pierre de Volvic, abondamment exploitée pour la construction, a une teinte gris souris quand elle est sèche et est riche en vacuoles, de forme irrégulière et de taille variant entre 1 mm et 1 cm. D'après les données consignées dans la notice de la carte de P. Boivin *et al.* (2009), les trachyandésites sont pauvres en phénocristaux, constitués de plagioclase et d'amphibole. Pour les plus grands cristaux la composition du plagioclase se situe dans la gamme andésine-labrador (An40-57). La mésostase contient des microlites de plagioclase An22 et du feldspath alcalin de type anorthose Or26 à sanidine Or41. Les silicates ferro-magnésiens sont de l'amphibole, du clinopyroxène – de type augite en général – et une rare olivine Fo52-68.



Fig. 349 - Microphotographie ASN_038 C14214 : trachyandésite, vacuolaire et légèrement porphyrique, de la coulée issue du cône du Puy de Vichatел - microphoto de P. Boivin, en lumière polarisée non analysée.

La figure 349 montre un exemple de trachyandésite, vacuolaire et légèrement porphyrique avec de petits phénocristaux de plagioclase zoné et d'amphibole verte, dans une mésostase riche en microlites feldspathiques à orientation planaire fruste.

Projections phréatomagmatiques

q3-4Bβc. Croissant ou anneau pyroclastique basaltique. Des projections phréatomagmatiques sont associées à des cratères de maar basaltique, recoupés par des cônes stromboliens basaltiques – comme dans le cas du Puy de la Rodde ou de la Narse d'Espinasse – ou non comme dans le cas de la Narse d'Ampoix et ou du maar de Saulzet-le-Froid. Plus au Sud le maar des Luges, situé au Sud-Est de Beaune-le-Froid, est masqué par des formations superficielles. Le diamètre de ces maars varie entre 120 et 600 m.

Un cas particulier est celui du **Puy de Vichatел**. D'après la 5^e édition de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2009), ce puy correspond à un cône trachyandésitique, qui recoupe un maar trachyandésitique et est bordé du côté sud-est par une nappe pyroclastique basaltique, elle-même bordée vers le Sud-Est par un saupoudrage de cendre indifférenciée sans intérêt particulier. La composition basaltique de la nappe pyroclastique est surprenante et doit être vérifiée, car antérieurement (3^e édition) le cône du Puy de Vichatел et sa coulée étaient considérés comme basaltiques ; plusieurs nouvelles analyses ont montré qu'il s'agit en fait d'une trachyandésite (mugéarite), mais l'anneau de tuf n'a pas été échantillonné et n'a donc pas été réactualisé.

Puy de la Rodde. Aux pieds nord et est de ce Puy se trouvent des vestiges d'un maar et de la nappe pyroclastique associée, qui s'étend vers le Nord-Est jusqu'au hameau de Fonclairant.

Narse d'Ampoix. Elle correspond à un cratère de 120 m de diamètre dont le remplissage tourbeux, épais de 10 m, a enregistré sous forme de fins lits cendreux (tephra) quelques-unes des éruptions qui ont marqué l'histoire de la Chaîne des Puys depuis au moins 12 000 ans, âge supposé du maar (Juvigné et Gewelt, 1987 ; Beaulieu et Goeury, 1987, *in* Boivin *et al.*, 2009), qui a percé des ankaratrites miocènes (**m5-6w¹**). L'analyse détaillée de ces tephra a permis à la narse d'Ampoix de devenir un site de référence en matière de téphrostratigraphie. Les produits de projections phréatomagmatiques sont disséminés sur la colline du Suquet Borne, située en bordure nord du maar.

Narse d'Espinasse et Puy de l'Enfer. La Narse d'Espinasse correspond à un maar de 600 m de diamètre, qui a percé des basaltes prémontdoriens d'âge miocène. Comme le montre la figure 350, ce maar est contemporain du petit cône strombolien qui apparaît sur la paroi nord de la narse et il en résulte le fait suivant : dans les projections du Puy de l'Enfer des strates franchement strombolienennes s'intercalent dans des produits de maar, eux-mêmes anormalement riches en scories et lapilli scoriacés, émuossés et de teintes mélangées de rouge et de noir, comme cela est visible (*cf. supra* fig. 336a-b) dans une carrière abandonnée située en bordure ouest du Puy de l'Enfer. En outre, en fin d'évolution un cône strombolien et des dépôts lacustres se

sont mis en place au sein du maar ; c'est une série de sondages qui a révélé le cône, caché sous la tourbière (fig. 351) et les dépôts lacustres.

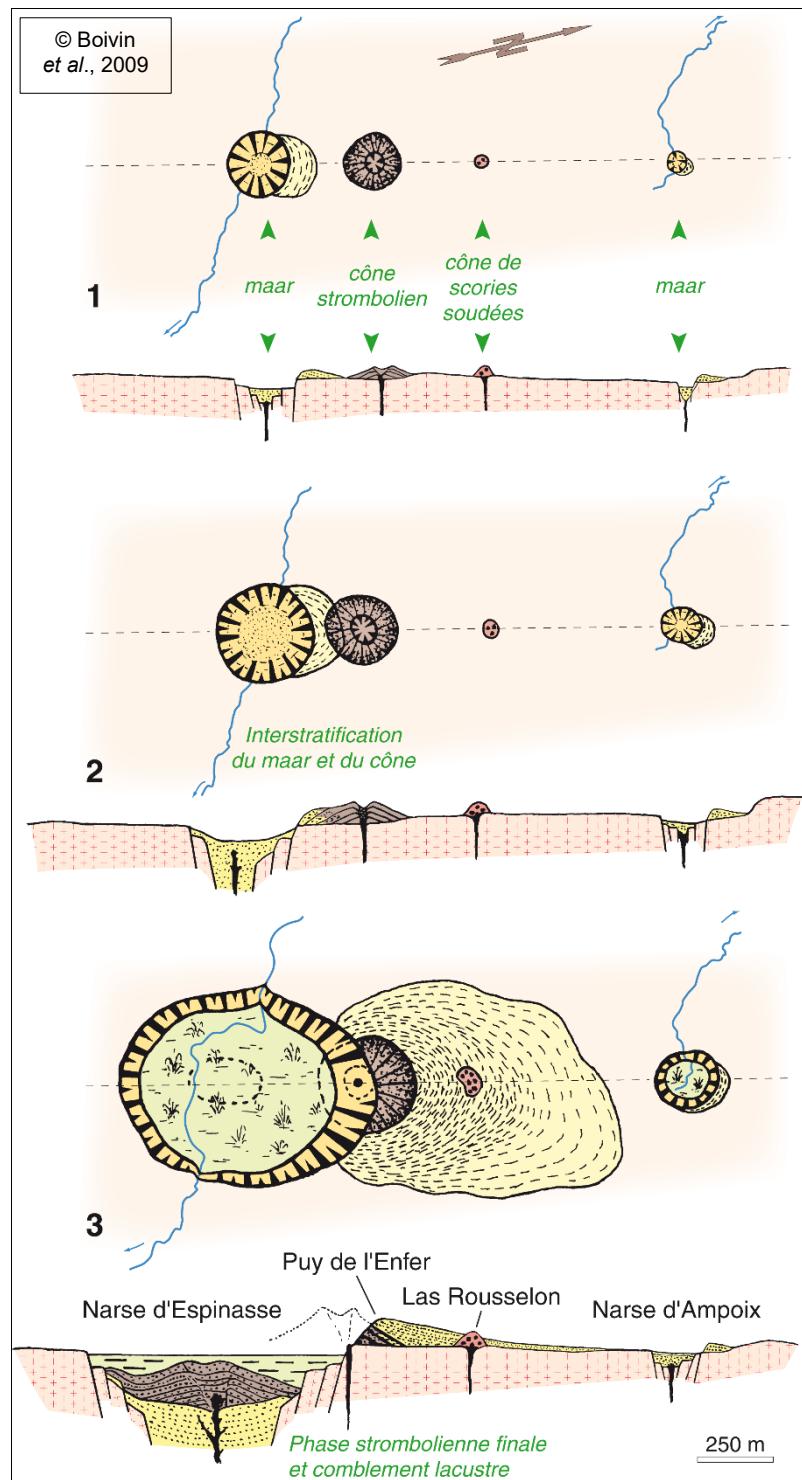


Fig. 350 - Évolution des appareils volcaniques le long de la fracture Espinasse–Ampoix pendant l'éruption de la Narse d'Espinasse. Figure extraite de Volcanologie de la Chaîne des Puys 5^e édition (Boivin et al. 2009), reproduite avec l'aimable autorisation du Parc naturel régional des volcans d'Auvergne.



Fig. 351 -La Narse d'Espinasse (vue du Sud) : un maar occupé en son cœur par un marécage avec des dépôts tourbeux ; au fond le Puy de l'Enfer - photo PC 1D29 24/03/2011.

« Maar de Saulzet-le-Froid ». Le bourg de Saulzet-le-Froid se trouve dans la partie orientale d'une petite cuvette qui a une forme elliptique, avec un grand axe W-E d'environ 300 m, et est entourée de basaltes miocènes de type planète inférieure 1 d'Aurières (m5-68). Des formations de versant masquent le substratum de cette cuvette, sauf au Sud de l'église où un petit arrachement, situé dans le talus nord d'une route, montre des tufs basaltiques, renfermant des fragments de basalte, et dont la nature (brèche phréatomagmatique ou cheminée d'un appareil ?) est à éclaircir.

Maar des Luges. Situé à 1 km au Sud-Est de Beaune-le-Froid, ce maar de 400 m de diamètre est fortement oblitéré par des formations superficielles et n'a pu être mis en évidence que grâce aux projections associées, situées du côté sud-est, dans une petite carrière située à l'Est de la D 5, dans les premiers virages de la petite route menant au hameau de Chautignat. J.-C. Besson (1978, p. 112) donne la description suivante :

- Le front de taille de cette carrière montre des projections de teinte noire, bien litées, de 7 à 8 m de puissance, à pendage de 10° vers le Sud-Est. Les bancs granoclassés, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, ont une granulométrie relativement fine à l'exception de deux niveaux riches en blocs plus volumineux pouvant atteindre 30 cm de diamètre.
- Le matériel juvénile est représenté par des bombes en chou-fleur et par des lapilli globuleux peu vésiculés.
- La lave est un basalte porphyrique, subdoléritique, à phénocristaux d'olivine et d'augite.

q3-4Brβc. Croissant ou anneau pyroclastique trachybasaltique. Des projections phréatomagmatiques sont associées à des cratères de maar trachybasaltique, recoupés par des cônes stromboliens trachybasaltiques dans les cas du Puy de Charmont et du Tartaret.

Maar du Puy de Charmont. Le cône strombolien recoupe à l'emporte-pièce un maar dont des vestiges subsistent à ses pieds sud-ouest et sud-est et dont la nappe pyroclastique s'étend à l'Est du Puy, sur une faible distance.

Maar de l'ancien Tartaret. Ce maar ne subsiste que sous forme d'un croissant situé à la périphérie sud du cône strombolien du nouveau Tartaret, qui le recoupe. Les tufs de ce maar sont visibles dans deux petites carrières abandonnées situées l'une (fig. 352) en bordure sud-sud-est du cône du nouveau Tartaret, l'autre (5D60) au Sud du hameau de Fougeoles.



Fig. 352 -Tufs de maar de l'ancien Tartaret, dans une petite carrière abandonnée, située sur le flanc sud-sud-est du cône strombolien du nouveau Tartaret - photo PC 5D59 27/09/2013.

Ces deux carrières montrent (fig. 352-353) une formation finement litée, disposée en bancs de puissance centimétrique à décimétrique, et granoclassée, avec un pendage d'environ 10° vers le SE dans le cas de la carrière de Fougeoles, où le front de taille avait une hauteur de 15 m d'après J.-L. Besson (1978). Cet auteur y a observé (i) une partie juvénile, représentée par des lapilli basaltiques, légèrement arrondis, associés à une proportion élevée de cendres, et (ii) des éléments allogènes, constitués d'une part de fragments monominéraux (quartz et feldspaths) de socle emprunté aux formations détritiques oligocènes sous-jacentes et, d'autre part, de lapilli basaltiques de teinte rouge, provenant des dépôts stromboliens de l'ancien Tartaret.



Fig. 353 - Tufs de maar de l'ancien Tartaret, dans une petite carrière abandonnée, située au Sud du hameau des Fougeoles, au Sud du cône strombolien du nouveau Tartaret - photo PC 5D60 27/09/2013.

Pyroclastites en recouvrement

q3-4Sβ. Faciès de saupoudrage. Un faciès de saupoudrage, indifférencié, de teinte noire et constitué à plus de 95 % par des lapilli centimétriques scoriacés, d'aspect squelettique, recouvre le substratum sur des surfaces plus ou moins importantes aux abords des cônes stromboliens dont il est issu. Les surfaces les plus importantes sont associées aux cônes stromboliens trachybasaltiques des puys de la Vache et de Lassolas (plusieurs km²) au Nord, et du Tartaret au Sud.

Au Sud du Tartaret, le faciès de saupoudrage a près de 2 m d'épaisseur en moyenne et recouvre entre autres la bande de gneiss mylonitiques à cataclastiques (ζ⁴). Il est bien visible dans le talus ouest de la D 618 à l'Est du suc du Coq. Au Sud du hameau de Jassat, de petits lambeaux recouvrent des diatexites M², en deux endroits : (i) de part et d'autre du vallon situé à l'Est du Pic Chauvet et (ii) en bordure ouest du vallon situé à

l'Est de ce pic, où le faciès de saupoudrage a fait l'objet d'une exploitation dans une petite carrière abandonnée ; cette carrière monte un faciès noir de plusieurs mètres d'épaisseur (fig. 354).



Fig. 354 - Petite carrière abandonnée, située à l'Est du Pic Chauvet et implantée dans le faciès de saupoudrage du nouveau Tartaret - photo PC 5D09 23/03/2010.

Au Nord du Tartaret, en bordure de la D 5, J.-C. Besson (1978) a observé la coupe suivante, de haut en bas :

- un niveau de lapilli squelettiques, de 3 à 4 m d'épaisseur, comportant à la base un lit avec de grosses bombes aplatis ;
- un niveau de projections litées, de teinte grise, à granulométrie fine (<1 cm), de 1 m d'épaisseur ;
- une formation morainique, riche en blocs de nature diverse, d'environ 1 m d'épaisseur ;
- des sables argileux oligocènes.