

Dépôts gravitaires

par J. Bernard, P. Chèvremont et R. Bouiller

Les formations superficielles comprennent des dépôts de pente au sens large, qui se forment par mouvement gravitaire plus ou moins rapide de terrains influencés principalement par la pente locale, la lithologie, et par des facteurs extérieurs, climatiques ou anthropiques. Sur la feuille de Veyre-Monton, il a été différencié dans ces dépôts gravitaires : 1)° les glissements de terrains et éboulements en masse ; 2) les éboulis ; 3) les zones à forte solifluxion ,et 4) les colluvions. De rares affleurements – notamment en périphérie des massifs du Sancy et du Mont-Dore – laissent aussi apercevoir des dépôts gravitaires lités à clastes subanguleux typiquement mis en place en contexte périglaciaire ; ces « grèzes » sont cependant trop réduites pour être représentées à l'échelle de la carte.

Si les épaisseurs des dépôts gravitaires sont généralement faibles, ces formations sont néanmoins des témoins privilégiés du façonnement de la région depuis la fin du Tertiaire, et représentent un enjeu important pour l'aménagement du territoire. La rareté des affleurements dans certains secteurs, l'absence de données sur l'épaisseur des formations (coupes) ou sur leur chronologie, ainsi que la nature même des formations de pente (transitions progressives) rendent très délicate une délimitation précise de leurs contours, et conduisent à une certaine prudence dans les interprétations. Aussi, les unités cartographiques correspondent-elles plutôt à des ensembles définis par leur faciès, leur composition lithologique et leur morphologie de surface.

Au sein de la Limagne d'Allier, R. Bouiller, spécialiste des formations superficielles, a délimité de nombreux polygones de dépôts gravitaires et cela autant sur les cartes géologiques à 1/50 000 de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973), d'Issoire (Saint-Joanis *et al.*, 1982), de St-Germain-Lembron (Prognon *et al.* 2012) et de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), que sur ses maquettes à 1/25 000 inédites de Veyre-Monton 3-4 et 7-8, réalisées en 1976 et légèrement modifiées en 1979. Ces deux maquettes concernent en outre la partie la plus orientale du plateau des Dômes et nous avons repris ici d'une part la plupart de leurs contours et, d'autre part, des éléments du texte que R. Bouiller a communiqué au BRGM en 2005.

SM. Glissements de terrain et éboulements en masse. L'instabilité de certains versants, sur de fortes pentes ou dans des contextes géologiques particuliers (présence de lithologies propices, de discontinuités importantes, etc.) peut provoquer des glissements ou des éboulements en masse importants le long d'une surface de rupture. Les dépôts associés dépendent fortement de la nature des terrains glissés et de l'ampleur de la surface affectée. La morphologie typique de terrains glissés comprend une ou plusieurs niches (ou loupes) d'arrachement en amont, un corps de glissement où la surface est généralement chaotique, avec de possibles dépressions pouvant retenir l'eau, et enfin un lobe (ou bourrelet) frontal plus ou moins bien marqué.

Les glissements les plus réduits sont difficilement identifiables et ont principalement été reconnus et cartographiés sur des critères morphologiques, notamment par R. Bouiller dans la moitié orientale de la carte. R. Bouiller a délimité de nombreuses loupes de glissement sur les versants argilo-calcaires, principalement – mais pas uniquement – en dessous de coulées volcaniques perchées en raison de phénomènes d'inversion de relief : plateau de la Serre ; secteur au Sud de Pardines, intégrant l'accident historique (voir plus loin) ; flanc nord de la coulée « basaltique » situé aux Reusses au Sud-ouest de Saint-Floret, en rive droite de la Couze Pavin ; *etc.* Dans la moitié occidentale de la carte, différents cartographes ont également délimité et parfois décrit des glissements, notamment celui de la Dent du Marais (Besson, 1978). Ces dépôts peuvent présenter une composition analogue aux différentes colluvions examinées plus loin, en fonction de la source du glissement.

Les événements les plus importants et/ou récents ont fait l'objet de descriptions très détaillées de la part de différents auteurs. Les larges vallées glaciaires des massifs du Sancy et du Mont-Dore présentent des caractéristiques propices aux glissements, de par leurs fortes pentes, la nature souvent très hétérogène des terrains qui les composent (empilements de niveaux volcaniques pliocènes variés reposant sur un substrat sédimentaire argilo-graveleux, Vidal *et al.*, 1996), et des circulations importantes d'eau au niveau de ces contacts lithologiques. C'est notamment le cas dans la vallée de la Couze Chambon, où un glissement s'est produit en 1976 à l'Est de Farges (Besson, 1978).

Parmi les glissements les plus marquants, nous retenons et décrivons ci-dessous ceux de Pardines, de la Dent du Marais, de la colline du château de Murol et de Champsiaux.

Glissement de Pardines. Le plus célèbre de ces glissements, abondamment cité et commenté dans la littérature locale, est celui qui a enseveli en 1733 l'ancien village de Pardines, situé 5 km à l'Ouest d'Issoire (Vidal *et al.*, 1996 ; arch. dép. Puy-de-Dôme C 7691). Cet évènement, interprété dans un premier temps comme lié à un tremblement de terre dans le catalogue de Perrey (Vogt, 1988), reprend en fait une discontinuité géologique majeure (fig. 353) entre les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) et la coulée de basanite de Pardines (4,2 Ma). Cette dernière, saturée en eau par de violents orages, a joué le rôle de couche savon et provoqué la désolidarisation du paquet d'avalanche de débris, qui a glissé en contrebas du plateau (Vidal *et al.*, 1996). L'abbé Croizet mentionne cependant la fragmentation d'un "gros bloc de tuf ponceux" à Pardines lors des secousses telluriques d'octobre 1833, ce qui indique qu'il est possible que des glissements de terrains ou des éboulis aient été provoqué par des séismes.

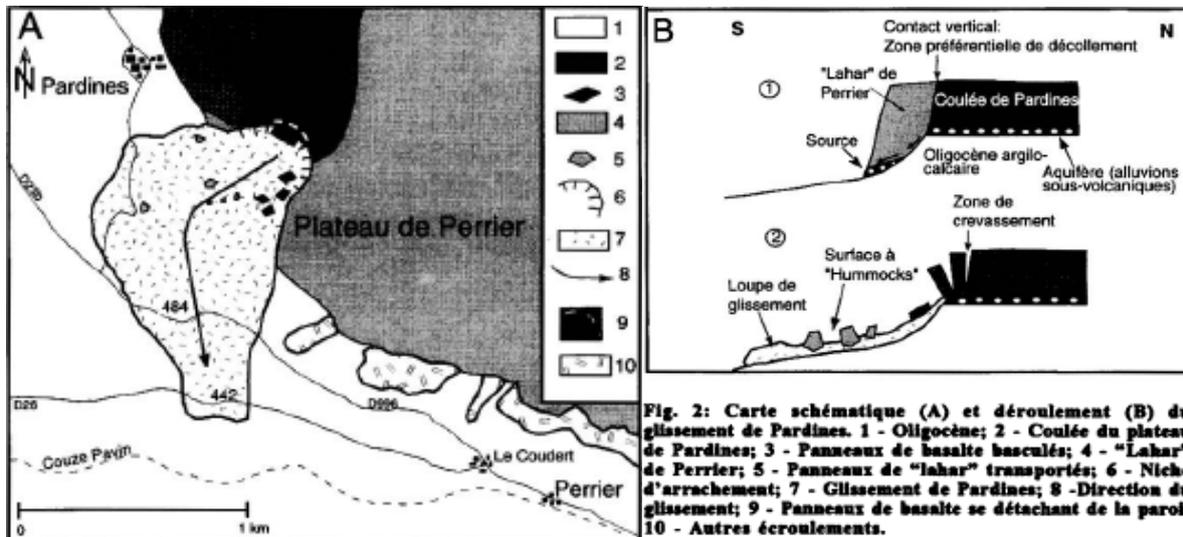


Fig. 355 - Carte schématique et coupe interprétative du glissement en masse de Pardines en 1733 (extrait de Vidal *et al.*, 1996).

Glissement de la Dent du Marais. Un autre exemple de glissement spectaculaire se situe au Nord-est du lac Chambon (fig. 356), dans la partie 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, visible de loin comme par exemple depuis le Puy de Bessolles ou depuis la bordure orientale du lac Chambon (fig. 357).

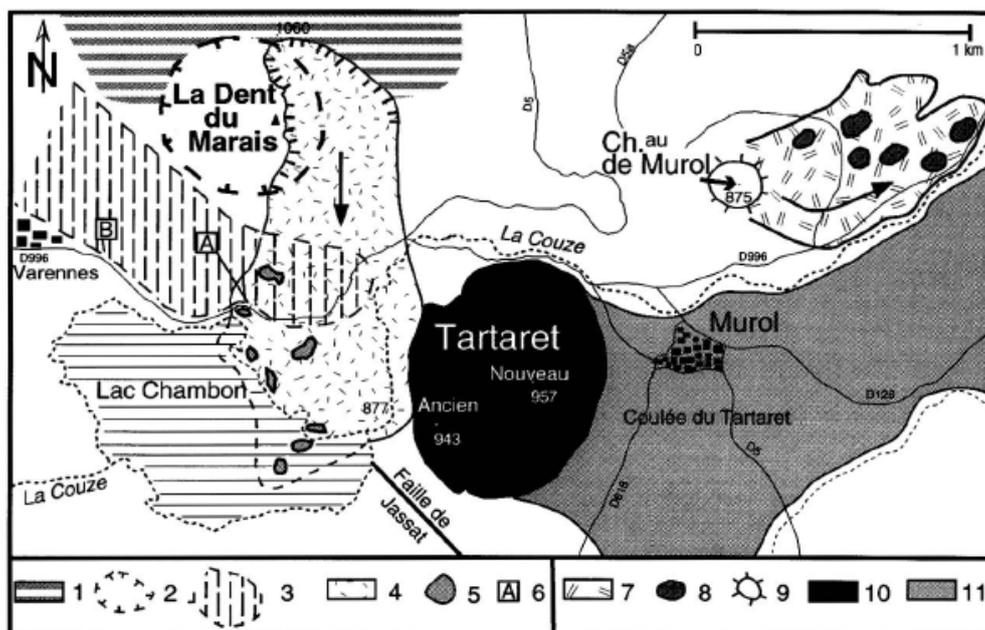


Fig. 3: Carte schématique de la région de Murol. 1 - Ensemble de laves massives pliocènes (coulées basaltiques + dôme trachytique); 2 - Diatrème de la Dent du Marais; 3 - Localisation initiale supposée de l'avalanche de débris de Fontenille (1 Ma); 4 - Glissement de la Dent du Marais (2500 a BP); 5 - Hummocks; 6 - Point d'observation; 7 - Glissement de la colline du château de Murol; 8 - Buttes basaltiques; 9 - Neck (ou butte-témoin) du château de Murol; 10 - Cône de scories; 11 - Coulée basaltique (12 500 a BP).

Fig. 356 - Carte schématique des glissements de la Dent du Marais et de la colline du château de Murol, (extrait de Vidal *et al.*, 1996).



Fig. 357 - Arrachement de la Dent du Marais vu depuis la bordure orientale du lac Chambon.
Photo PC 24/03/2010.



Fig. 358 - *Hummock* en bordure NE du lac Chambon.
Photo PC 23/03/2011.

Comme le montre la figure 356, 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 et qui est postérieur à la mise en place du volcan quaternaire du Tartaret (Besson, 1978) dont l'âge le plus probable est de l'ordre de 14 000 ans : cf. discussion dans le chapitre « Chaîne des Puys ». Cet éboulement possède une morphologie en « *hummocks* » (fig. 358), typique d'une avalanche de débris et est caractérisé par la présence de nombreux mégablocs provenant directement de la falaise de la Dent du Marais, constituée de brèches et tufs basaltiques. Cet évènement, daté à 2 600 ans BP (Before Present) (Vidal *et al.*, 1996) correspond à la mise en place instantanée de 7.10^6 m^3 (Macaire *et al.*, 1994). 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 (Vidal *et al.*, 1996).

Glissement de la colline du château de Murol. Le château de Murol est construit sur un piton rocheux (fig. 354 et 357) couronné par un petit lambeau de basanite daté à $17 \pm 1 \text{ Ma}$ (Miocène inférieur) par la méthode K/Ar (Cheguer, 1996), qui repose sur des arkoses, grès et argiles bariolés de l'Oligocène supérieur (**g1Ka**). Ce contexte a été favorable à un glissement de terrain d'ampleur, identifié et décrit notamment par N. Vidal *et al.* (1996). Le versant oriental du piton rocheux présente en effet une surface très irrégulière, parsemée de lambeaux de lave – parfois de taille très importante – possédant un chimisme identique à celui de la basanite sommitale et interprétés par N. Vidal *et al.* (1996) comme étant des mégablocs incorporés au sein d'un glissement en masse de panneaux entiers du culot basanitique. Les mêmes auteurs décrivent des contacts subverticaux entre ces lambeaux basanitiques et des sédiments argilo-calcaires oligocènes parfois très perturbés et déformés, et sans doute ainsi eux aussi impliqués dans le glissement. La nature argileuse de ces sédiments pourrait avoir facilité la mise en mouvement des lambeaux de lave compétents. La taille réduite du glissement (un kilomètre) n'a pas permis un mélange efficace du matériel, expliquant la présence de panneaux laviques apparemment peu perturbés (Besson, 1978 ; Vidal *et al.*, 1996). L'absence de niche d'arrachement et d'affleurement permettant d'observer la base de la masse glissée ne permet pas de déterminer de relations chronologiques entre cet évènement et l'évolution de la plaine alluviale de la Couze (Vidal *et al.*, 1996).



Fig. 359 - Colline du château de Murol vue de l'Est ; au fond à droite : le massif du Mont-Dore enneigé - photo PC 22/03/2011.

Notice carte 717 version numérique monographique novembre

Glissement de Champsiaux. Dans la partie sud-ouest de la carte, un glissement de terrain affecte le dépôt morainique (**Gy**) de la montagne de la Garde. La niche d'arrachement se situe immédiatement au Nord de la ferme Berlaire et est bien visible sur la carte topographique à 1/25 000³⁸ et sur l'image Google Earth du 21/08/2013 (fig. 360). L'abondante matrice argilo-sableuse de la moraine (fig. 361a-b) a favorisé le glissement à partir de la niche d'arrachement.

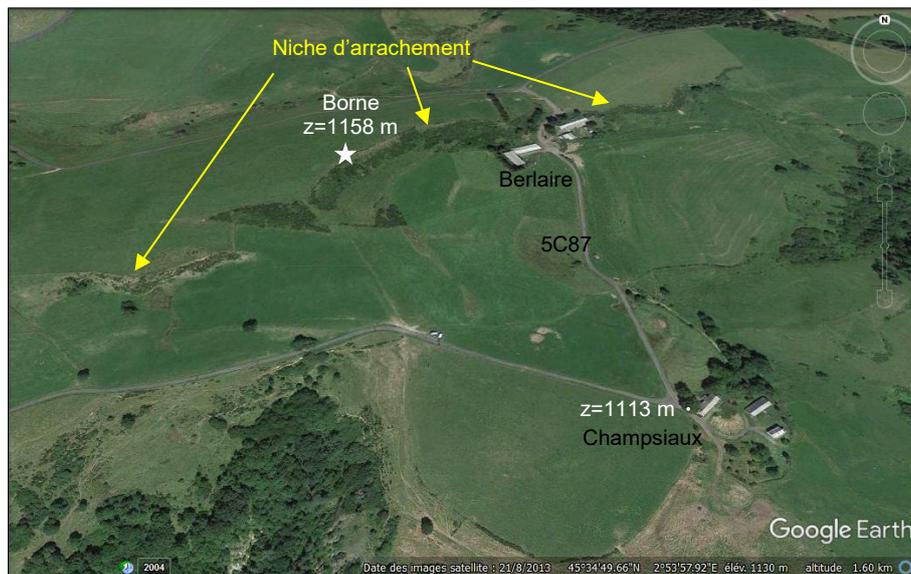


Fig. 360 - Localisation du glissement de Champsiaux sur l'image Google Earth du 21/08/2013.

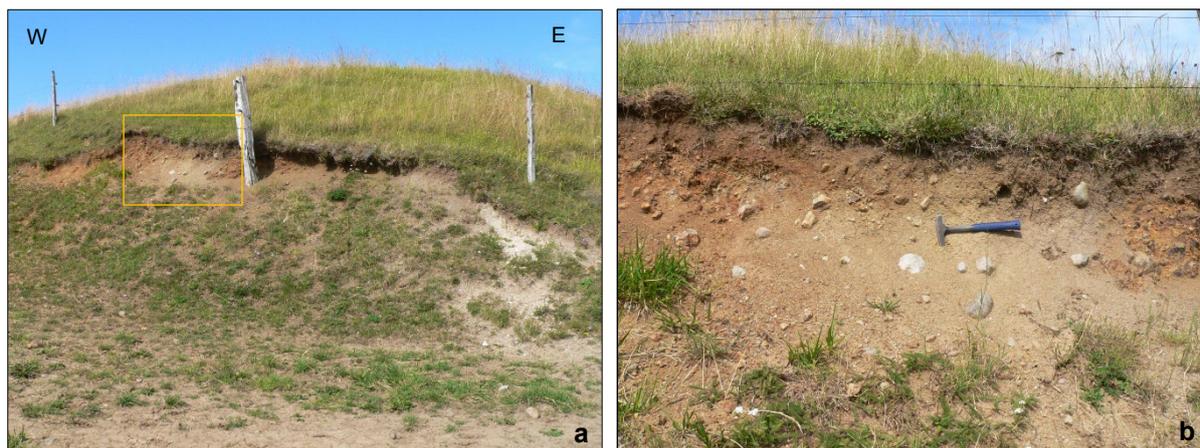


Fig. 361 - Affleurement du dépôt morainique entraîné par le glissement de Champsiaux a vue d'ensemble ; b : agrandissement de la zone encadrée en jaune sur a - photos PC 5C87 09/08/2016.

Glissement de la montagne de la Plate. Comme le montre la figure 362, ce glissement démarre à la niche d'arrachement de l'amphithéâtre de la Plate, à la base de coulées de basaltes s.l. pléistocènes appartenant au massif du Sancy et situés sur la feuille 740 – La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) et se poursuit sur la feuille 716 – Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), le tout en rive droite de la Couze de Chaudefour pour l'essentiel. E. de Goër de Herve (1992) a mis en évidence deux écroulements successifs, dans le temps et dans l'espace, qu'il désigne sous les noms de « paléo-Plate » et de « néo-Plate ». Plus en aval, dans l'angle sud-ouest de la présente carte (feuille 717), à l'Ouest du hameau de Voissière se trouve une surface à *hummocks*, témoin du premier glissement dit de la « paléo-Plate ». Plus en aval, à 900 m au NE de Voissière, se trouve une petite butte, constituée d'une autobrèche basaltique (fig. 363) que nous considérons également comme un *hummock* de la « la paléo-Plate ».

³⁸ Le toponyme Berlaire figure sur cette carte mais pas sur la carte à 1/50 000, alors que Champsiaux figure sur les deux Notice carte 717 version numérique monographique novembre

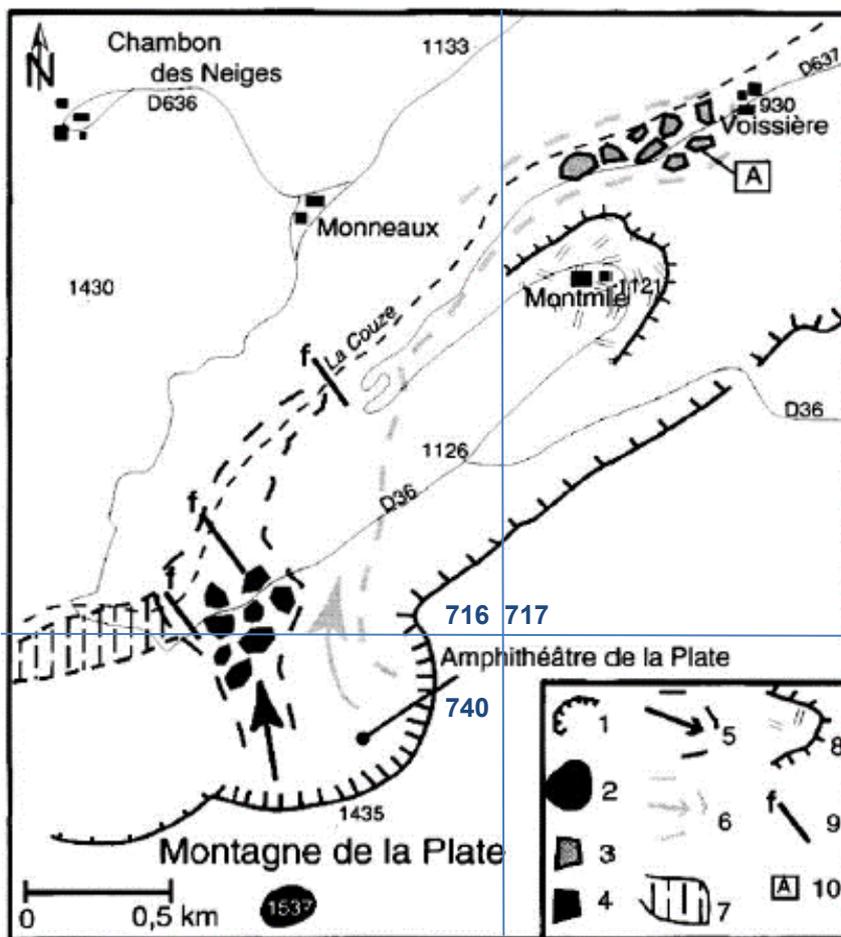


Fig. 362 - Localisation schématique des glissements de la Plate – extrait de N. Vidal *et al.* (1996) avec en bleu tracé des limites des cartes géologiques à 1/50 000.

- 1 - Niche d'arrachement ; 2 - scories de la Plate ; 3 - surface à hummocks du 1^{er} glissement (« paléo-Plate ») ;
- 4 - surface à hummocks du 2^{ème} glissement (« néo-Plate ») ; 5 – limite du glissement « néo-Plate » ;
- 6- limite du glissement « paléo-Plate » ; 7 – paléoloac de Monneaux ; 8 – verrou glaciaire de Montmie ;
- 9 – failles ; 10 – point d'observation.



Fig. 363 - Entaille anthropique dans une petite butte, constituée d'autobrèche basaltique, au milieu de la vallée de Chaudfour entre Voissière et Chambon - point 5C52 (cf. chapitre « formations glaciaires » pour localisation) photo PC 5C52 07/08/2009.

D'après N. Vidal *et al.* (1996) la langue de glissement qui a donné la surface à hummocks de la « paléo-Plate » est comparable à une avalanche de débris dont la matrice a disparu, ne laissant sur place que des mégablocs hétérogènes, recouverts par des produits morainiques, comme l'a montré la tranchée

d'élargissement d'un chemin, située au point A de la figure 360. Les buttes résiduelles ont été dégagées par l'action des écoulements torrentiels et, au moins pour certaines, respectées par la dernière avancée glaciaire (cf. plus loin **FGy-Fz**).

D'après E. de Goër de Herve (1992) l'âge du premier glissement de la Plate pourrait être attribué à un épisode interglaciaire du Weichsélien, tandis que la « néoPlate » semble dater du retrait des glaces des vallées, ce qui au vu des nombreuses études palynologiques et géomorphologiques permet de lui attribuer un âge de 13 000 à 12 000 ans B.P. En revanche, N. Vidal *et al.* (1996) considèrent que le glissement de la « néoPlate » est postglaciaire car il a créé sur le cours de la Couze de Chaudfour un lac de barrage : le paléolac des Monneaux, qui a fonctionné de 8 500 à 8 000 ans B.P. d'après Macaire *et al.* (1992).

Chutes de blocs. Lorsque des falaises (naturelles ou anthropiques) sont présentes, les chutes de blocs de taille variée sont aussi possibles, notamment lors des périodes de gel/dégel. À l'époque des levers de 1972-1973, un bloc de basalte de plusieurs m³, détaché de la falaise de Perrier, a éventré une maison en construction. Plus récemment, des chutes de blocs ont provoqué quelques dégâts superficiels sur une habitation située en contrebas de la falaise de la Roche-Noire (Nédellec *et coll.*, 2005). Sans atteindre ce niveau critique, des indications issues des archives (Vogt, 1998) peuvent attirer l'attention sur diverses formes d'érosion d'origine anthropique (ravinelements, ensablements) liées aux pratiques agricoles.

L'intérêt de ces zones de glissement et/ou d'éboulement en masse est donc important à la fois d'un point de vue géotechnique et pour l'aléa qu'elles représentent. L'échelle de la carte ne permet cependant pas de les représenter au mieux, mais des polygones ont été délimités là où c'est possible pour caractériser les zones de glissement historiques, d'une part, et celles présentant des morphologies typiques de zones glissées, d'autre part.

Éboulis

Les éboulis se forment par accumulations successives de fragments rocheux aux pieds d'escarpements importants et fragilisés – falaises notamment – dont ils se sont détachés. Le transport des clastes est ainsi limité à leur simple chute et/ou saltation dans la pente, directement en contrebas de l'escarpement. Les dépôts sont généralement composés d'une même lithologie qui reflète directement la composition de la source des matériaux. Les éboulis récents comportent généralement peu de matrice, à l'inverse de certains éboulis anciens où une matrice brune peut être présente en proportion non négligeable entre les fragments parfois en cours d'altération. Bien qu'ils soient très hétérométriques dans leur ensemble, les éboulis présentent classiquement un tri vers l'aval, où les blocs les plus gros, possédant une inertie plus importante, auront tendance à se concentrer.

Leur mise en place résulte principalement des phénomènes de gélifraction et de l'alternance gel/dégel, particulièrement importants lors des phases glaciaires. Les reliefs en inversion du plateau des Dômes et la Limagne d'Allier, et notamment les roches et appareils volcaniques compétents, forment un contexte propice à la mise en place d'éventails d'éboulis de tailles variables. Ces formations, qu'il ne faut pas confondre avec des cailloutis, peuvent être parfois très abondantes au pied des falaises les plus importantes. Aussi, pour que la géologie ne soit pas trop masquée, ne sont-elles cartographiées qu'aux endroits où elles sont épaisses et caractéristiques. Ces dépôts évoluent classiquement vers des alluvions en aval.

Eβ. Éboulis, anciens ou récents, au pied de corps basaltiques. Des amas de fblocs, généralement laviques, sont abondants au pied des corniches, des pointements et des coulées de roches volcaniques basiques quel que soit l'âge, miocène inférieur à pléistocène, de ces roches. Ils occupent les premières dizaines à centaines de mètres des versants sous les escarpements dont ils sont issus, que ce soit en Limagne, comme par exemple autour du plateau de Corent ou dans une moindre mesure sur le pourtour de la coulée de La Roche Noire, ou sur le plateau des Dômes, comme par exemple au Puy d'Éraigne (au Sud de Saint-Nectaire, fig. 3 64), sur le versant nord du Puy de Bessolles ou sur le pourtour du relief du bois de Saignes. La granulométrie de l'ensemble est généralement grossière, à blocs (> 64 mm). Ces formations évoluent classiquement en colluvions à mesure que l'on se déplace vers l'aval du versant.

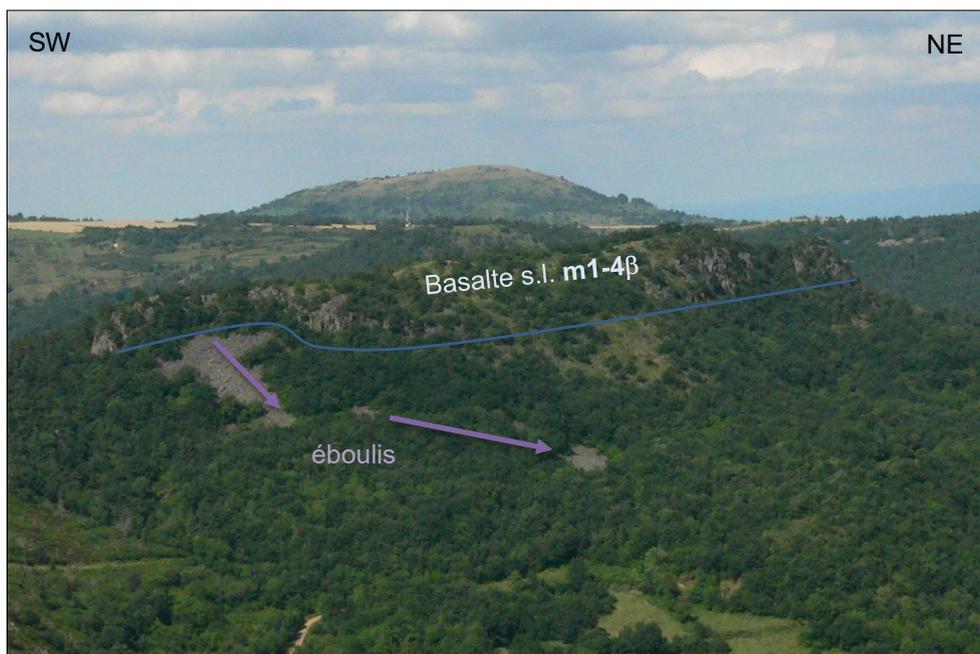


Fig. 364 - Vue depuis Roche Romaine vers le NE montrant la coulée de basalte s.l. du Puy d'Éraigne et un éboulis alimentant une nappe de blocs - photo PC 6C37 03/08/2010.

Eτα. **Éboulis, ancien ou récent, au pied d'un corps de sancyite.** Un spectaculaire éboulis (fig. 365) se trouve en limite occidentale de la carte, au pied nord-est de la barre sommitale de la montagne de Pouly, constituée d'une sancyite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, biotite, clinopyroxène et rare sanidine (**p2-q1τα**) issue du volcan du Mont-Dore s.s. Vers le Nord-ouest cet éboulis se poursuit sur le territoire de la carte Bourg-Lastic à 1/50 000 (Brousse *et al.*, 1981), où il est figuré avec une surcharge et la notation (**ESb**). Du côté sud-ouest de la barre sommitale se trouvent des colluvions à blocs de sancyite peu abondants, cartographiés en **Cτα**. Cet exemple illustre la différence entre adret et ubac en ce qui concerne la genèse des dépôts gravitaires.

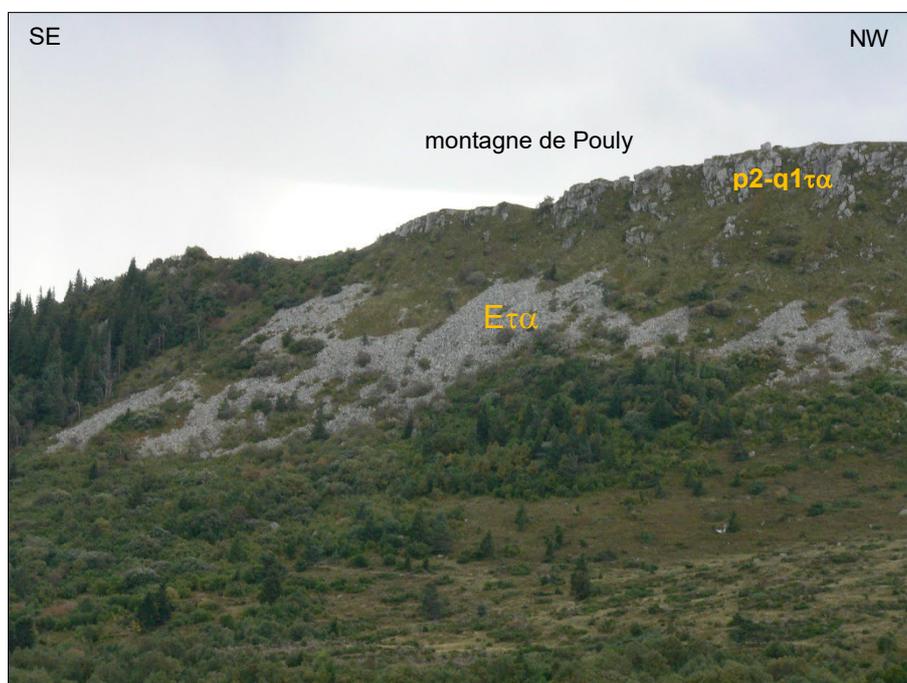


Fig. 365 - Spectaculaire éboulis au pied nord-est de la barre sommitale de la montagne de Pouly, constituée d'une sancyite du Mont-Dore s.s. - photo PC 5A25 26/09/2013.

Es. **Éboulis alimentés par des cônes de scories de la Chaîne des Puys.** Ce type d'éboulis a été distingué par G. Camus lors de ses levés de 1971-1974 et figure sur la première édition de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000 (1975) et les éditions suivantes (2017 pour la

sixième), ainsi que sur la maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2 que A. de Goër de Herve a remise au BRGM en 1983 et dont nous reprenons ici les contours.

Ces dépôts ne varient des précédents que par leur nature lithologique : les blocs généralement laviques des éboulis **E β** y sont remplacés par des clastes scoriacés, directement issus des cônes stromboliens voisins : puys de Mercœur, de Mey, de la Vache et de Lassolas, dans la partie la plus septentrionale de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000.

S. Solifluxion intense. La solifluxion est un mouvement lent et diffus, vers l'aval, de terrains généralement boueux et gorgés d'eau. Ce mouvement, parfois imperceptible, affecte les premiers mètres du sol et a tendance à être favorisé par l'absence de réseaux racinaires bien développés dans les terrains. Des arguments morphologiques (modèle des terrains) ont principalement été utilisés pour délimiter les zones à forte solifluxion sur la feuille de Veyre-Monton. Typiques de climats froids, ces zones de solifluxion pourraient être des vestiges des dernières conditions (péri)glaciaires ayant affecté la région.

Les zones à solifluxion intense possèdent un modèle caractéristique de lobes elliptiques décamétriques allongés dans le sens de la pente, irréguliers et sans cicatrice d'arrachement (fig. 366). Elles concernent généralement des terrains argilo-sableux caractérisés par des pentes intermédiaires et souvent gorgés d'eau.

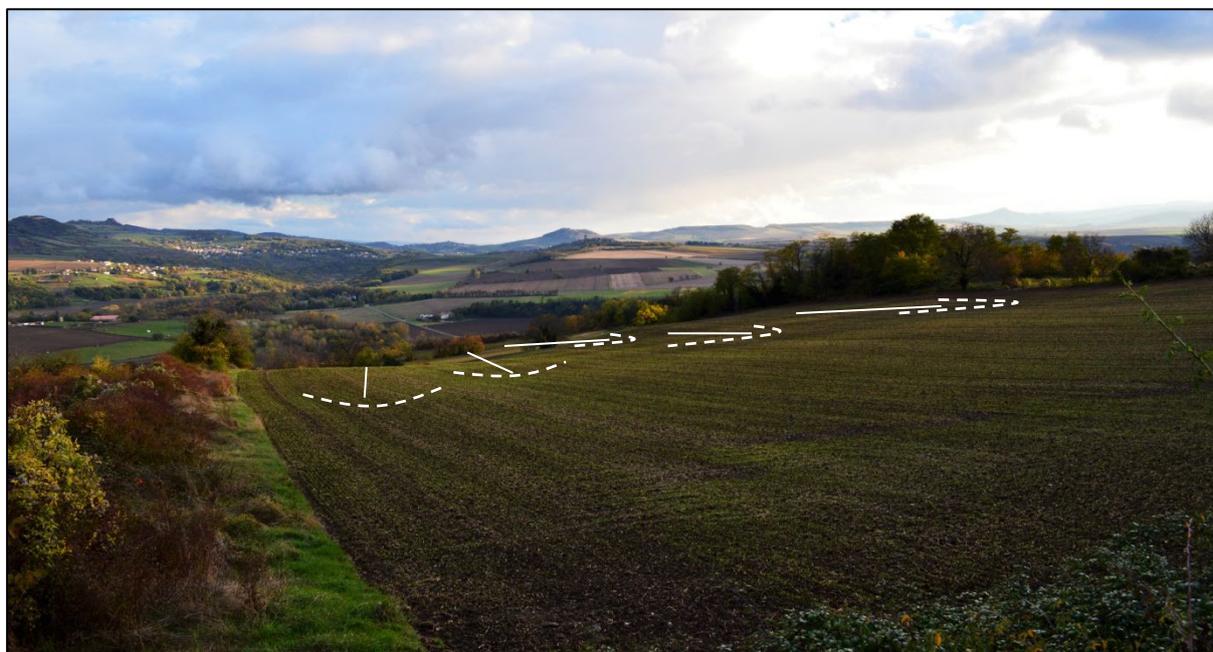


Fig. 366 - Zone à forte solifluxion, sur le flanc sud-est du Puy de Corent - photo JB du 08/11/2016.

Colluvions

Les colluvions se forment par démantèlement progressif des formations situées sur les points hauts des reliefs, qui fluent par gravité vers le bas des versants. Le matériel remobilisé subit ainsi un faible transport et conserve une angularité souvent bien marquée, à la différence des alluvions. Il en résulte des assemblages meubles hétérométriques, constitués de clastes de toutes tailles, peu ou pas triés, pris dans une matrice fine plus ou moins pédogénisée. Lors du fluage vers l'aval, il peut se produire un mélange important entre les clastes généralement compétents de la zone source et les terrains meubles des versants sous-jacents.

De manière générale, sur la feuille de Veyre-Monton, le démantèlement et l'altération des édifices volcaniques ou des coulées alimentent des nappes extensives de blocs anguleux à émoussés de tailles diverses, noyés dans une matrice sablo-argileuse, constituée à la fois de produits d'altération des roches volcaniques et de matériaux empruntés aux formations tertiaires de Limagne, masquées par cette couverture. La lithologie des colluvions reflète ainsi à la fois la composition des matériaux leur ayant donné naissance et des matériaux empruntés sur les versants. Les nappes de colluvions se retrouvent ainsi principalement autour des reliefs importants : buttes volcaniques de la Limagne, coulées en inversion de relief, vallées (péri)glaciaires du Mont-Dore ou du Sancy, etc.

L'absence de coupes profondes ne permet généralement pas d'observer l'organisation de ces colluvions qui peuvent cependant dépasser 2 à 3 mètres d'épaisseur, pour se terminer en biseau dans les parties basses, voire alimenter les colluvions des fonds de vallons. Ces fortes variations de puissance – de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres – se font de l'amont vers l'aval mais aussi de manière latérale, notamment à cause du comblement de paléodépressions locales (fig. 367). Les différentes colluvions figurées sur la feuille de Veyre-Monton représentent ainsi les principales nappes, et leurs contours sont limités par le caractère progressif et souvent flou de la transition entre les colluvions *sensu stricto* et leur substrat.

D'un point de vue de l'occupation des sols, les nappes de colluvions à blocs les plus importantes sont généralement peu propices à l'agriculture, et sont ainsi consacrées aux vignes en Limagne, aux pâturages sur le plateau des Dômes, ou sont occupées par des bois ou des bosquets. Il a enfin été repéré en quelques secteurs, par exemple sur le flanc oriental du plateau de Gergovie, des cônes de déjection constitués de galets et de matériaux émoussés non classés. Ils semblent de formation récente (Quaternaire supérieur) et l'expression de cône colluvial correspondrait mieux à leur genèse.



Fig. 367 - Remplissage d'une paléodépression métrique par des colluvions basaltiques **Cβ** (au Nord) à matrice brun foncé typique, reposant sur des colluvions marno-calcaires Cg (au Sud), à matrice argileuse beige. Lotissement en construction, rue de Chalendrat, Mirefleurs - photo JB du 10/11/2016.

Colluvions hétérométriques principalement alimentées par...

Issues du démantèlement progressif des reliefs, des colluvions hétérométriques inondent les versants périphériques des points hauts dont elles sont issues et possèdent de nombreuses similitudes décrites au début de ce paragraphe. La plupart des auteurs de la feuille de Veyre-Monton se sont cependant évertués à différencier les colluvions en fonction de la lithologie des clastes qu'elles remanient, de manière à les associer à leurs sources respectives, et donner une description la plus exhaustive possible de ces formations. Il a donc été individualisé des colluvions principalement alimentées par diverses formations, classées dans l'ordre de mise en place de ces formations et cela sans considérations sur la chronologie de mise en place des colluvions elles-mêmes, chronologie qu'il est impossible d'établir dans l'état actuel des connaissances.

Cdh. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des formations dévono-dinantiennes. Dans la partie nord-ouest de la carte, de part et d'autre de la Chaîne des Puys, apparaissent des formations dévono-dinantiennes ; le principal massif de formations dévono-dinantiennes est celui du Puy de Fan, situé à l'Ouest et au Sud-ouest du village de Fohet.



Fig. 368 - Affleurement rocheux de la série schisto-gréseuse **dhS** et éboulis associés, dans une carrière abandonnée, située en rive droite de la Gorce - photo PC 1A09 28/09/2010.

À ces formations sont associés de petits dépôts colluvionnaires à clastes métamorphiques, se trouvant dans des fonds de vallon et/ou en bas de certains versants. Ces dépôts sont alimentés par des dalles, plaquettes et fins débris provenant de l'altération supergène des roches métamorphiques et/ou des éboulis associés aux affleurements rocheux, comme le montre la figure 368, d'après une photo prise dans une carrière abandonnée située en rive droite de la Gorce, dans l'angle nord-ouest de la carte.

Cy. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des granitoïdes varisques. Les granitoïdes varisques ont une lithologie variée, avec une nette prédominance des granites-grandiorites et granites. Ils affleurent en de nombreux endroits de la carte, y compris – à la faveur de petits horsts – au sein de la Limagne de l'Allier. Cependant, la principale zone d'affleurement de ces granitoïdes se trouve au dans la partie la plus orientale du plateau des Dômes, au sein d'une bande d'orientation subméridienne, limitée du côté oriental par la grande faille bordière de la Limagne. C'est le long de l'escarpement de cette faille majeure que se trouvent les principales masses de colluvions de type **Cy**. Ailleurs ce type de colluvions se situe pour l'essentiel au fond de vallons. Au sein de la Limagne des granitoïdes affleurent au fond des vallées de l'Allier et de deux de ses affluents en rive gauche : la Couze Chambon et la Couze Pavin, mais les colluvions des thalwegs qui entaillent ces granitoïdes sont en général également alimentées par diverses formations cénozoïques sus-jacentes, de sorte que ces colluvions sont indifférenciées et donc cartographiées en **C** ou **C-F**.

Les colluvions de type **Cy** sont alimentées par des éboulis provenant d'escarpements rocheux et/ou par des arènes argilo-sableuses. Ces dernières sont localement distinguées sur la carte géologique, en particulier

- dans l'angle sud-ouest de la carte où elles sont développées aux dépens d'un granite orienté à deux micas de type Chambon-sur Lac ($\sigma\gamma^2$) et en partie sous-jacentes à des dépôts morainiques (**Gy**) ;
- au centre de la carte, où elles se sont formées aux dépens d'un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire (γ^{3-4}) et sont recouvertes d'un sol brun acide d'origine probablement périglaciaire.

La figure 369 montre un exemple de colluvions à blocs relativement émoussés et altérés de granitoïdes, pris dans une matrice argilo-sableuse.



Fig. 369 - Petit affleurement de colluvions **Cy** à blocs granitiques pris dans une matrice arénitique.
Talus de la D978, au SE du hameau de Fontenille - photo JB 10/11/2016.

Cg. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des sédiments tertiaires de la Limagne. Au sein de la Limagne d'Allier R. Bouiller a délimité de nombreux polygones de ce type de dépôts gravitaires et leur a attribué la même notation **Cg** que sur les cartes adjacentes d'Issoire (718), de Besse-en-Chandesse (741) et de St-Germain-Lembron (742), notation que nous reprenons ici.

Par leur situation topographique et les caractères de leurs matériaux, les formations sédimentaires tertiaires étaient prédisposées à subir une érosion intense. Lorsque la pente est suffisante, ces dernières sont ainsi le plus souvent recouvertes d'une formation colluviale renfermant des clastes dérivés de la roche-mère emballés dans une matrice marno-calcaire ou sablo-argileuse de teinte généralement beige à brune, et où des cryoclastes calcaires et parfois des concrétions néoformées peuvent aussi être présents (fig. 370 et 371).

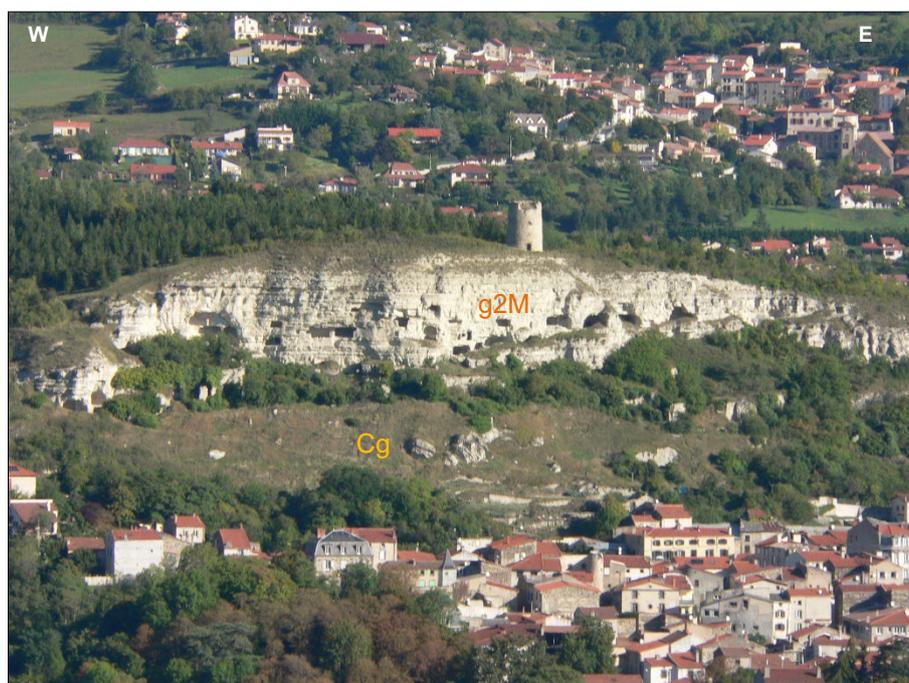


Fig. 370 - Détail de la falaise carbonatée de La Roche Blanche (**g2M**)
avec à son pied sud la formation de versant **Cg** correspondante - photo PC 3B22 24/09/2013.

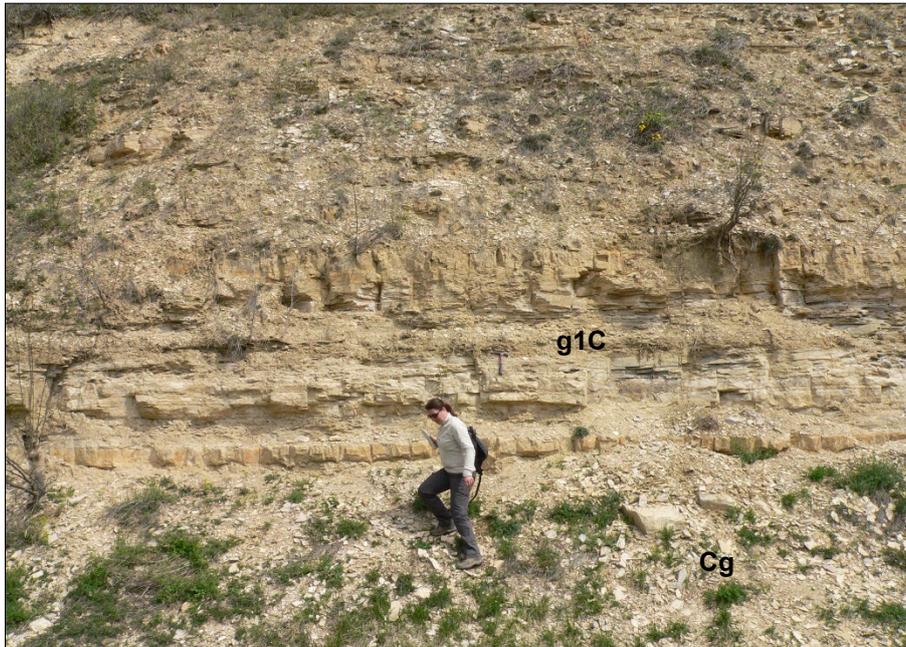


Fig. 371 - Entité **Cg** au pied ouest de la falaise de schistes papyracés (**g1C**) en bordure orientale de la route D4 au Sud de Mirefleurs - photo PC 4B01 08/04/2014.

À cela s'ajoutent fréquemment des blocs et des granules de basaltes s.l., pépérites, *etc.* provenant des entités volcaniques cénozoïques proches et pour la plupart en inversion de relief. Ces emprunts de matériaux volcaniques sont souvent progressifs, de sorte que les limites cartographiques sont en général quelque peu arbitraires, comme c'est notamment le cas à l'Ouest du bourg de Gergovie, où des colluvions de basalte s.l. et de pépérites miocènes viennent recouvrir les formations de type **Cg** issues des marnes et calcaires argileux à Cypris oligocènes (**g2M**). Un cas exceptionnel de contact très tranché entre un dépôt de type **Cg** et un dépôt de type **Cβ** sus-jacent, est visible dans le talus sud de la route D 120 au Sud-Est de Saulzet-le-Chaud, à l'Est de l'intersection de la cote z=634 (fig. 372). Cet affleurement expose un dépôt **Cg** alimenté par des marnes et calcaires de la formation oligocène **g2M** et recouvert par un dépôt **Cβ** issu du démantèlement des basaltes et pépérites provenant de l'entité volcanique miocène du Puy Giroux, située un peu plus au Sud.



Fig. 372 - Contact tranché entre un dépôt **Cg** – à blocs de marnes et calcaires **g2M** – et un dépôt de pente **Cβ** – à blocs de basalte s.l. – dans le talus sud de la D 120 au SE de Saulzet-le-Chaud - photo PC 3A45 10/05/2012.

Dans la vallée de l'Allier, il a aussi été constaté des mélanges de ces colluvions de type **Cg** avec des résidus alluviaux, notamment autour des terrasses les plus hautes. Des entailles du versant compris entre Pardines et Chadeleuf ont révélé des alternances de fractions fines avec des cordons de cryoclastes calcaires. Le haut du même versant comporte en outre des chailles disséminées, associées à des galets de quartz, provenant des alluvions pliocènes situées sous la coulée basanitique de Pardines : cf. ci-dessous.

L'épaisseur des colluvions de type **Cg**, difficile à définir, varie d'un point à l'autre des versants pour augmenter parfois au bas de ceux-ci. Une dissymétrie générale est perceptible, même si elle est contrariée par les accidents du relief : les longues pentes vers le Nord contrastent avec des adrets occupés par des affleurements de la série tertiaire : vallée de la Monne, de la Couze Chambon en aval de Champeix. Cette particularité met l'accent sur la part des processus de gel et de reptation durant les dernières phases climatiques du Quaternaire.

1- zone à matériaux siliceux disséminés sur les versants de la mésa de Pardines. Dans la partie sud-est de carte de Veyre-Monton, R. Bouiller a délimité, au sein de l'entité **Cg**, trois petites zones dans lesquelles se trouvent des matériaux siliceux disséminés. Ces trois zones se trouvent sur les versants du relief correspondant à la mésa basanitique de Pardines (**p1β⁷**), qui fait partie des formations volcaniques du Cézallier Nord et est datée du Pliocène inférieur. La coulée basanitique recouvre des alluvions fluviales pliocènes (**p1F1**) contenant des galets de quartz provenant du socle varisque et des galets de cherts de couleur rouge sang, indiquant 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). Il est donc probable que les matériaux siliceux qu'a observés R. Bouiller correspondent à des galets de quartz et de cherts rouges provenant de l'érosion des alluvions fluviales pliocènes sous-jacentes à la mésa basanitique de Pardines, actuellement en inversion de relief.

CAv1. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier. Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (**p2-q1Av1**) ont un âge d'environ 2,6 Ma et sont en inversion de relief. Dans la partie la plus méridionale de la carte ils sont en majeure partie résiduels sur les parties les plus hautes des plateaux : cf. *supra* description du caisson **p2-q1Av1**. Dans l'angle sud-est de la carte les différents faciès, résiduels ou non, alimentent des colluvions d'une part sur le flanc oriental du plateau de la Croix du Bonhomme – la Chaux de Sionjat, et, d'autre part, sur les flancs nord et est (fig. 373) du célèbre plateau de Perrier. Au Sud de ce plateau, en rive droite de la Couze Pavin, des colluvions de type **CAv1** se trouvent sur le flanc nord de la petite colline du Puy de Mercœur, située en limite sud de la carte 717 et constituée d'un lambeau de dépôt d'avalanche de débris de la génération de Perrier.

Les colluvions de type **CAv1** reposent soit sur des formations sédimentaires rupéliennes (**g1Ka, g1Kb, g1C**), soit sur des colluvions de type **Cg**, alimentées principalement par ces formations dont les composantes argilo-marneuses ont favorisé le fluage par gravité – vers le bas des versants – des éléments polyolithologiques et très hétérométriques des dépôts d'avalanches de débris.

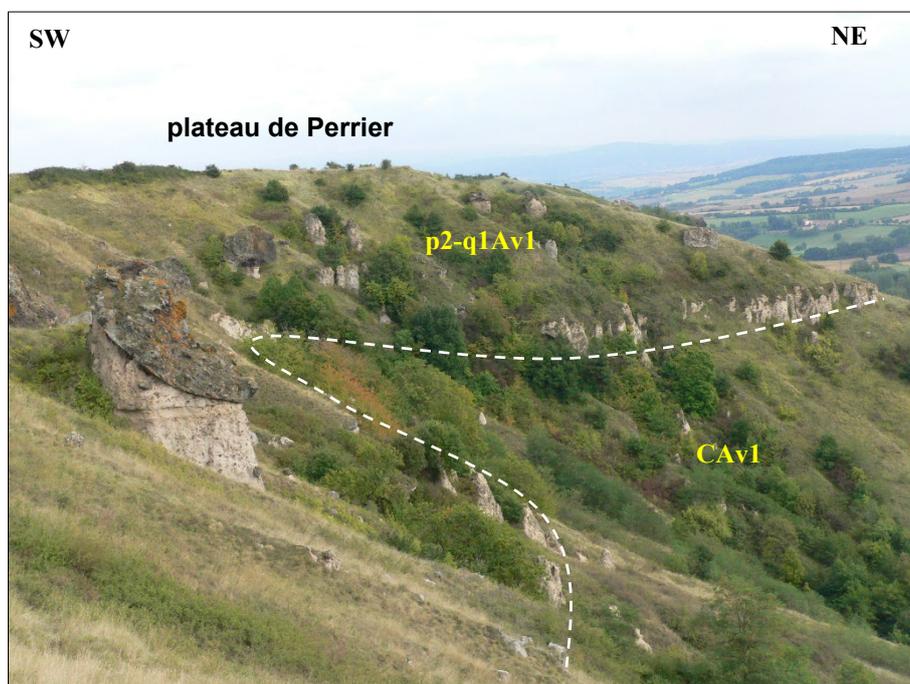


Fig. 373 - Colluvions de type **CAv1** sur le versant oriental du plateau de Perrier - photo PC 8D04P 29/09/2010.

Cβ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des basaltes s.I. De très nombreux édifices et/ou épanchements volcaniques basiques – d'âge miocène à holocène – se trouvent un peu partout sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton, tant au sein de la Limagne d'Allier que du plateau des Dômes.



Fig. 374 - Colluvions à blocs de basalte s.l à faciès « en boules » reposant sur des argiles **g1Ka**. Talus sud de la D71 près de l'intersection avec la D978, à 1,9 km au NE de la Bataille.
Photo PC 6D33 du 07/07/2011.

Ces entités basaltiques s.l., mises en place sur des points hauts et/ou mises en relief par l'érosion, présentent une configuration propice au colluvionnement. Leur démantèlement entraîne ainsi la mise en place d'un nombre important de colluvions à nombreux blocs basaltiques, anguleux à émoussés ou parfois en « boules » (fig. 374), sertis dans une matrice grise ou brune caractéristique (fig. 375).



Fig. 375 - Colluvions du plateau de Gergovie, alimentées par des blocs basaltiques décimétriques anguleux, pris dans une matrice brune, et recouvrant un paléosol rougeâtre.
Photo HT 1840 07/04/2014.

Les colluvions de basaltes s.l. sont sans aucun doute les colluvions les plus représentées sur la carte ; elles se retrouvent en 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, méssa de Pardines au Nord du plateau de Perrier, etc.).

CΦ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des blocs de phonolite leucocrate miaskitique. Ce type de colluvions a une extension très restreinte sur le territoire de la carte 717. Cependant, nous lui accordons une importance particulière et cela pour deux raisons : (i) cette phonolite n'apparaît pas en place sur ce territoire, et (ii) en hommage à feu Alain de Goër de Herve, qui

a découvert et cartographié ce type de colluvions dans un endroit reculé, situé en rive gauche de la partie la plus en amont de la vallée de la Monne.

En effet, ces colluvions à blocs de phonolite n'apparaissent que dans une zone très réduite, située au Nord du buron le Regardet, au SSW du point coté z=1245 m, en limite occidentale de la feuille, et se prolongent sur la feuille voisine de Bourg-Lastic (n°716), où elles ne sont néanmoins pas représentées. Cette formation colluviale consiste en des blocs hétérométriques, de volume pouvant atteindre voire dépasser 1 m³, éparpillés dans la forêt et constitués d'une roche volcanique gris clair se débitant en plaques. Ces blocs, à patine brun rouille, proviennent d'un petit dôme de phonolite leucocrate miaskitique situé un peu plus à l'Ouest, sur le territoire de la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1981), où il est cartographié avec la notation Φ^{1m} et recoupe à l'emporte-pièce des sancyites de type **Sb (p2-q1 $\tau\alpha$)** sur la présente carte), issues du Puy de Baladou et appartenant au massif volcanique du Mont-Dore s.s. Ce dôme est daté à $1,90 \pm 0,06$ Ma par la méthode K/Ar (Cantagrel et Baubron, 1983).

L'observation macroscopique d'un échantillon provenant d'un bloc colluvionné montre une texture quasiment aphyrique. Son étude en lame mince (fig. 376 et 377) montre une texture microlitique fluidale et légèrement porphyrique avec environ 3 % de petits phénocristaux, de taille $\leq 1,5$ mm, constitués essentiellement de plagioclase, plus ou moins zoné, en lattes, et accessoirement d'amphibole vert kaki à bordure opacifiée (fig. 377) et de sphène, fréquemment altéré en leucoxène. La mésostase contient d'abondants microlites d'anorthose – dont l'orientation planaire souligne la fluidalité d'écoulement – dans un fond microgrenu renfermant des microcristaux de minéraux opaques et de feldspathoïdes.

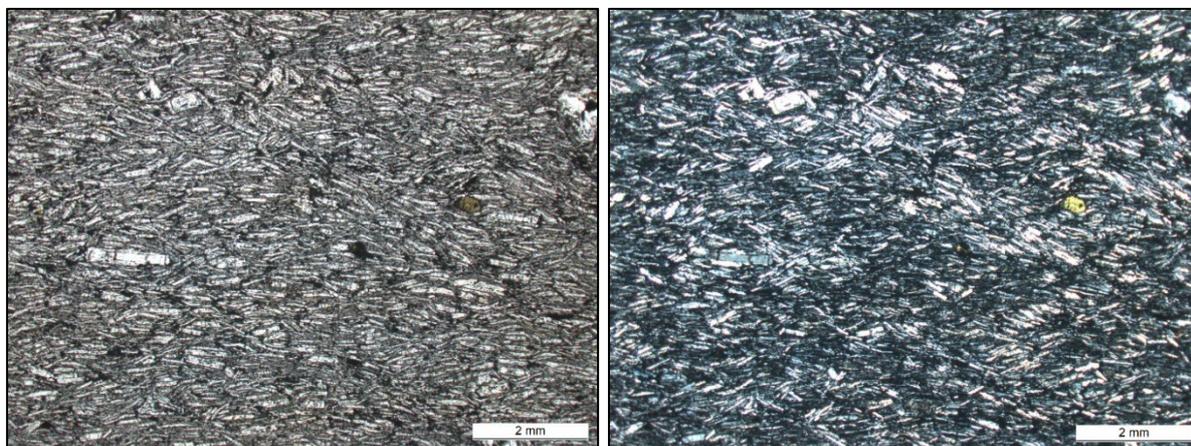


Fig. 376 - Microphotographies 5A12a-LM C59224 d'une phonolite miaskitique légèrement porphyrique : petits phénocristaux de plagioclase et d'amphibole vert kaki (cercle rouge), dans une mésostase riche en microlites orientés d'anorthose.

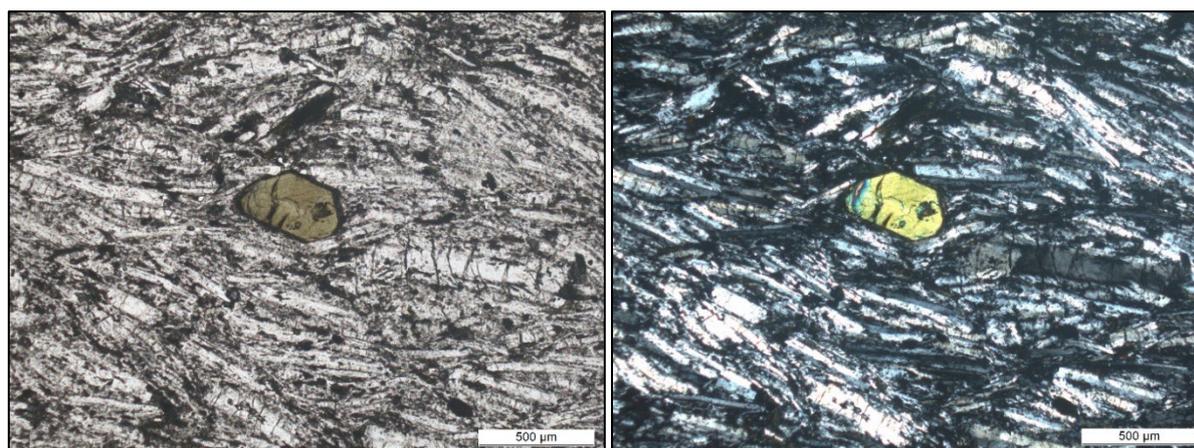


Fig. 377 - Microphotographies 5A12b-LM C59224 d'une phonolite miaskitique légèrement porphyrique, vue de détail d'une partie des microphotos 5A12a, centrée sur le petit phénocristal d'amphibole vert kaki. Microphotos PC2015 en lumière polarisée, non analysée à gauche et analysée à droite.

C $\tau\alpha$. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des trachyandésites de type sancyite ou doréite. Les formations volcaniques du Mont-Dore et du Sancy ont été profondément entaillées lors des dernières glaciations, ce qui a créé un relief favorable à la mise en place de nappes de colluvions sur quasiment tous les flancs des vallées fluvio-glaciaires (**FGy-Fz**). Ces dernières se trouvent dans la partie la plus occidentale de la carte, au sein d'une bande allant de Pessade–Saulzet-

le-Froid au Nord à Voissière–lac Chambon au Sud, dans laquelle sont implantées des pistes de ski de fond. Ces colluvions reprennent l'ensemble du cortège lavique de ces massifs volcaniques, notamment au pied des coulées perchées et des diverses proéminences volcaniques de la zone. Lorsque la source des colluvions est bien définie, celles-ci peuvent être – à la différence des colluvions de la Limagne – monolithologiques, ce qui est le cas pour les colluvions alimentées par les formations suivantes, du Nord au Sud :

- des sancyites du Mont-Dore, situées au Sud de Pessade, dans la vallée du ruisseau de Labadeau, ou plus au Sud, en tête de la vallée de la Monne, ou encore plus au Sud, de part et d'autre de la montagne de Pouly ;
- une sancyite du Sancy, située près du hameau des Angles.

En revanche, les colluvions situées plus en aval dans la vallée de la Monne, à l'Ouest de Mareuge, sont alimentées à la fois par des sancyites et par des doréites provenant toutes du volcan du Mont-Dore. En outre sur les flancs nord, ouest et sud du relief bois de Saignes, ces colluvions à prédominance de blocs de trachyandésites sont recouvertes par et/ou mêlées à des colluvions de type **Cβ** à blocs de basalte demi-deuil (**q1dβ**) provenant de la coulée du bois de Saignes (fig. 378).

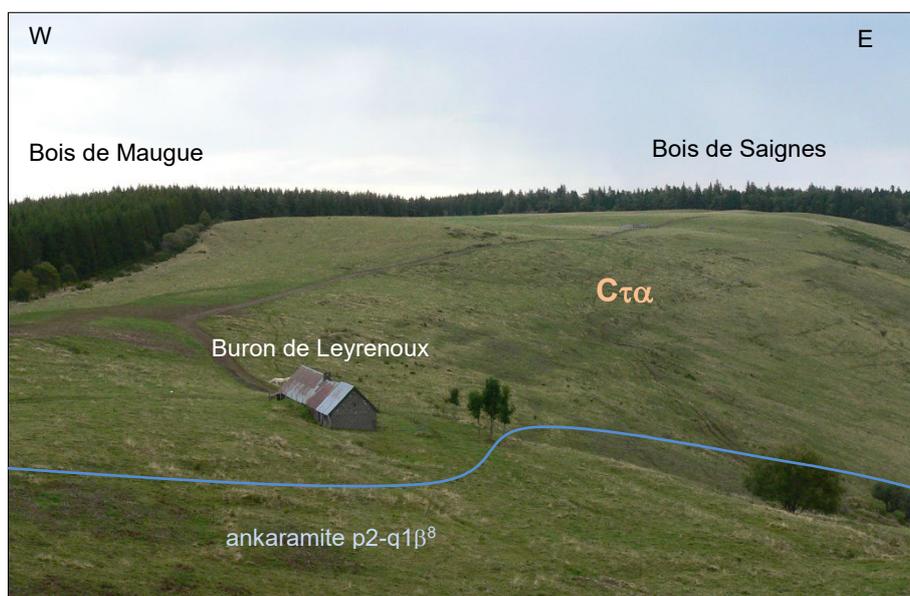


Fig. 378 - Colluvions à blocs de trachyandésite du Mont-Dore, en tête du versant nord de la vallée fluvio-glaciaire du Fredet – photo PC 5A25 26/09/2013.

Csβ. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des lapilli et scories de la Chaîne des Puys. Ce type de colluvions ne correspond qu'à un seul petit polygone, situé au Nord du hameau de Veyreras, au pied sud-est du cône strombolien basaltique du Puy de la Rodde (**q3-4Sβc**). Ce polygone a été délimité par G. Camus et reporté par A. de Goër de Herve sur la maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, remise au BRGM en 1983. Vers l'aval ces colluvions recouvrent ou passent à des colluvions de type **Cβ**, principalement alimentées par la coulée de basalte s.s. issue du cône du Puy de la Rodde.

CF. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des alluvions. Les terrasses perchées les plus anciennes et celles fossilisées par des épanchements volcaniques divers (avalanches de débris, coulées de laves) comme au niveau du plateau de Perrier, peuvent alimenter des épanchements de colluvions à galets de taille plus ou moins homogène en fonction du matériel alluvial échantillonné. Ces galets épars sans rattachement direct avec les nappes individualisées, ou ces bordures de terrasses dégradées ont été cartographiés sous cette notation, en raison de leur intérêt pour la chronologie des remblaiements, même si leur épaisseur est le plus souvent négligeable.

CG. Colluvions hétérométriques principalement alimentées par des moraines. Ce type de colluvions n'est figuré que dans la partie la plus occidentale de la carte, au sein du placage morainique (**Gy**) situé au Nord du hameau de Pessade, sur le versant nord-est du massif du Mont-Dore, à une altitude allant de 1139 à 1023 m. A. de Goër de Herve a introduit ce type de colluvions sur la maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, qu'il a remise au BRGM en 1983, mais sur cette maquette manquait la partie la plus méridionale et c'est F. Prognon, géologue BRGM, qui, en 2011, a complété cette maquette en cartographiant la partie manquante de la formation morainique et des colluvions associées.

Ces colluvions hétérométriques de moraines à gros clastes volcaniques subarrondis traduisent l'évolution quaternaire et le démantèlement progressif des dépôts glaciaires et périglaciaires.

C. Colluvions argilo-graveleuses de bas de versants. Sous cette notation sont regroupés des dépôts résultant de la convergence des colluvions dans le fond des vallons où elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et masquer ainsi complètement les substrats. Rarement entaillées par les travaux, ou d'une manière trop superficielle, ces colluvions ont surtout été cartographiées d'après la morphologie des terrains. Dans certains cas, la notation **C** s'applique à un mélange de matériaux d'origines diverses.

C-F. Colluvions et alluvions indifférenciées. Sous cette appellation sont groupés les dépôts de bas de pente et de fonds de thalweg pour lesquels les précisions lithologiques manquent généralement. Les contours résultent essentiellement d'études photo-géologiques et morphologiques, complétées par des observations de terrains.

Un cas particulier est celui de deux polygones situés dans la partie nord-ouest de la carte et limités du côté nord-est par la coulée de trachybasalte (**q3-4rβ**) des Cheires Hautes, l'un autour du hameau de Randanne, l'autre plus à l'ESE au Nord du lac d'Aydat. Dans les deux cas la formation **C-F** recouvre des dépôts lacustres encaissant de petits gîtes de *randannite*, une variété de diatomite : les gîtes 1-4002 et 2-4001, figurés sur la carte et sommairement décrits plus loin dans le chapitre « gîtes et indices minéraux ». Le ruisseau de Randanne présente la singularité de correspondre à une vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) dans sa partie amont et d'être limité en aval par la coulée de trachybasalte des Cheires Hautes qui a constitué un barrage non seulement pour le ruisseau mais également pour le paléolac dans lequel se sont déposés les sédiments lacustres diatomifères.

Dépôts fluviatiles

par Hélène Tissoux et Philippe Chèvremont

Le territoire de la carte Veyre-Monton est drainé par l'Allier et ses affluents, en rive gauche (ouest) pour l'essentiel, à l'exception de la partie la plus nord-ouest de la carte, drainée par la Sioule, qui n'apparaît que très furtivement dans l'angle nord-ouest de la carte, à l'Ouest de Pont-des-Eaux, et par ses affluents en rive droite dont le principal est la Gorce, de direction Sud-Nord comme l'Allier.

En conséquence, les formations alluviales correspondent très majoritairement aux dépôts de l'Allier et de ses quatre affluents principaux en rive gauche avec d'amont en aval, c'est-à-dire du Sud au Nord : la Couze Pavin au niveau d'Issoire, la Couze Chambon au niveau de Coudes, la Monne ou la Veyre³⁹ au niveau des Martres de Veyre et l'Auzon dont le confluent avec l'Allier se situe à l'Est du Cendre sur la feuille de Clermont-Ferrand. Elles sont donc principalement présentes dans la partie orientale de la carte, l'Allier coulant actuellement dans la Limagne.

Les alluvions fluviatiles sablo-argileuses les plus anciennes sont attribuées au Mio-pliocène (**m-pF**), du fait qu'elles sont recouvertes par des coulées de basaltes s.l. pliocènes. Elles se trouvent uniquement dans le quart sud-ouest de la carte à deux endroits : au Puy de Bessolles et au Nord de Saint-Nectaire, et sont décrites dans le chapitre sur les Formations sédimentaires et/ou volcaniques mio-pliocènes du plateau des Dômes.

Les formations alluviales de l'Allier et de ses affluents ont été étudiées en détail par J. -F. Pastre (1982, 1986, 2004, 2005 ; Pastre *et al.* 1997) dont nous ne reprendrons ici que les principales descriptions.

En amont d'Issoire, quasiment seuls les dépôts alluviaux les plus récents (**Fx** à **Fz**) de l'Allier sont conservés et occupent le fond de la vallée (coupure de Besse-en-Chandesse). À la confluence avec la Couze-Pavin, et sur les tracés actuels et passés (fig. 379) des couzes Pavin et Chambon, de nombreuses unités alluviales du Pliocène au Pléistocène inférieur et moyen ont été enregistrées. Plusieurs d'entre elles sont associées au volcanisme « prémondorien » du Cézallier Nord et au volcanisme du Mont-Dore en prolongement de la séquence du plateau de Perrier, ainsi qu'au volcanisme du Pléistocène inférieur à moyen du Sancy. Toutes ces formations associées au volcanisme sont décrites *supra* dans les sections concernées et ne seront pas reprises ici.

³⁹la Monne et la Veyre confluent à l'Est de Talende et en aval de ce confluent le cours d'eau s'appelle selon les cartes la Monne (cas du fond topographique à 1/50 000 de la carte géologique) ou la Veyre (cas de la carte topo à 1/25 000)

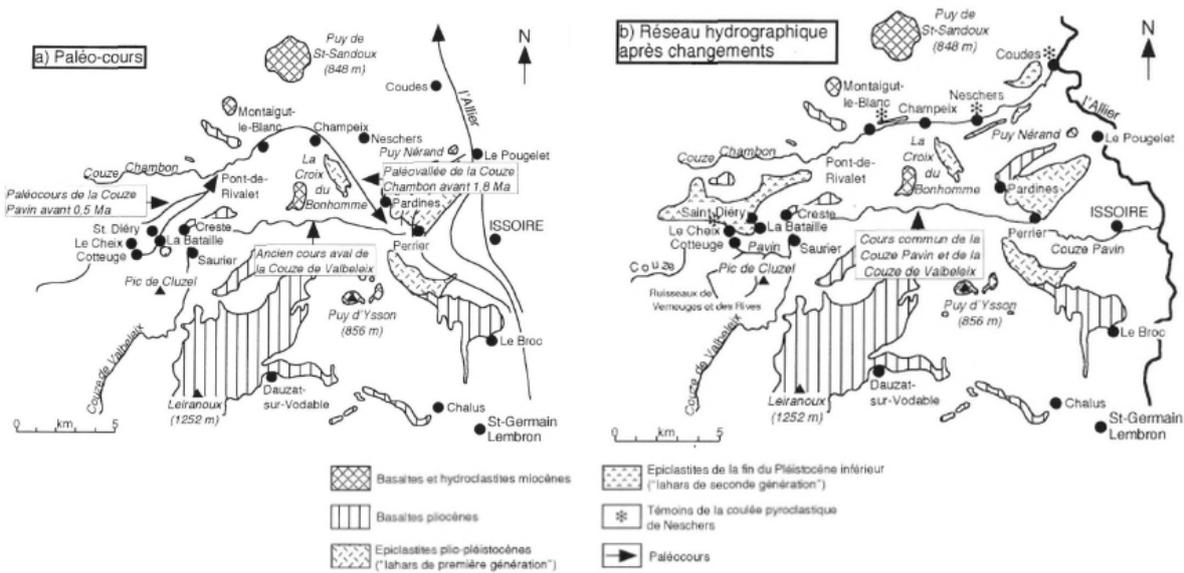


Fig. 379 - Modification des tracés hydrographique dans la région des Couzes (Pastre *et al.*, 1997)

Après le horst de Saint-Yvoine, l'Allier atteint la Limagne des Buttes. Dans ce secteur la vallée se resserre dans une bande de 1 à 2 km de large qui a favorisé le déblaiement des niveaux alluviaux les plus anciens au profit de dépôts plus récents (F_x à F_z). On retrouve toutefois des témoins de nappes alluviales fossiles plus anciens conservés dans la plaine de la Limagne. Les coupes proposées par J.-F. Pastre (2005) dans les alluvions au niveau de la confluence Allier-Couze-Pavin et dans la Limagne des Buttes sont présentées en figure 380.

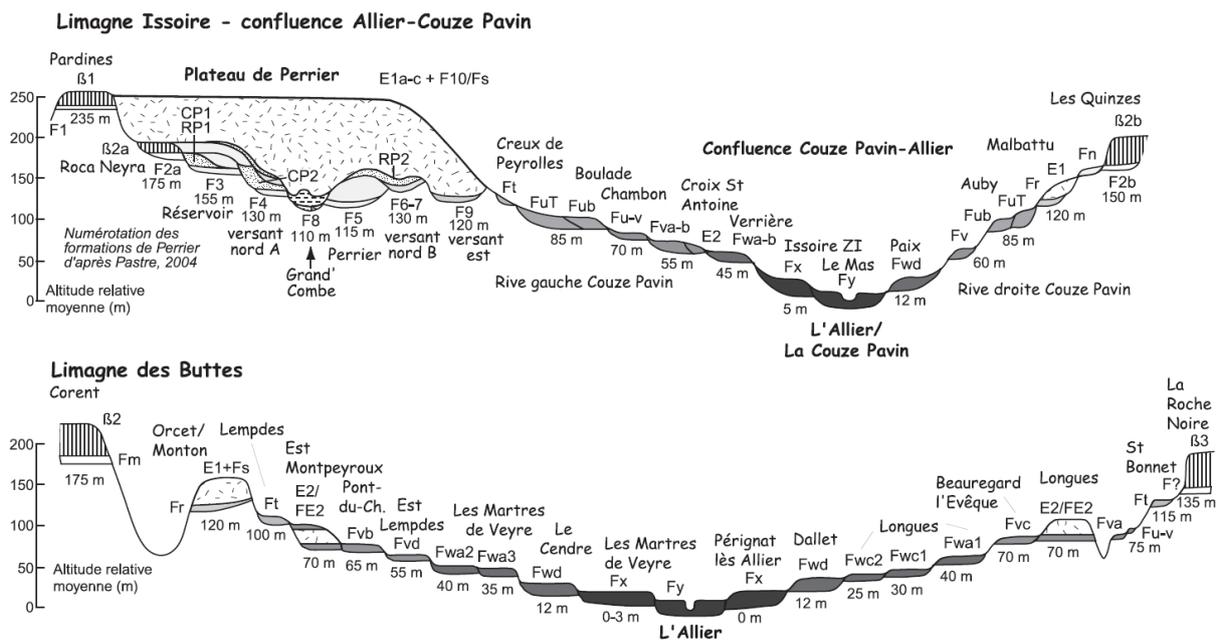


Fig. 380 - Coupe synthétique de l'étagement/emboîtement des formations alluviales (et volcaniques) de l'Allier (d'après Pastre 2005). En haut : à la confluence de l'Allier avec la Couze Pavin à Issoire ; en bas : dans la Limagne des buttes (correspondant aux cartes de Veyre-Monton, Clermont-Ferrand et Issoire).

Les alluvions F₁, F_{2a}, F₃, F₅, F₆₋₇, F₈ et F₉ de Pastre, 2005 correspondent respectivement aux alluvions p1F1, p1-2F2, p2F3tp, p2F4, p2F5, p2F6 - p2F7, p2FL8 et p2F9 des présentes carte et notice.

Fu. Alluvions fluviales anciennes des très hautes terrasses de Boulade et d'Auby. Ces alluvions correspondent à la terrasse **Fub** de J.-F. Pastre (2005). Le sommet de la terrasse alluviale est localisé à une altitude relative de +85m environ et cette terrasse n'est enregistrée sur le territoire de Veyre-Monton qu'à la confluence entre l'Allier et la Couze Pavin.

Ces alluvions appartiennent au cycle **Fu** de J.-F. Pastre (2005), dans lequel des alluvions ponçueuses feldspathiques à clinopyroxène vert sont associées à des alluvions à galets de basalte, de trachyte et de trachyandésites et remanient une coulée de ponces contemporaine du volcanisme du Mont-Dore. L'âge retenu par J.-F. Pastre (2005) est de $1,44 \pm 0,04$ Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar ; Lo Bello 1988) pour ces alluvions

Notice carte 717 version numérique monographique novembre

ponceuses. **La terrasse de Boulade** est légèrement postérieure à ces alluvions ponceuses dans laquelle elle s'emboîte partiellement. Elle est constituée d'alluvions grossières à galets de socle et de basalte. La minéralogie du sable de la matrice indique des apports de l'Allier. Les clinopyroxènes bruns, provenant en majorité du Devès, dominent l'association de minéraux lourds. Ils sont associés à une variété de diopside fibreux, spécifique de cette formation. Les minéraux montdoriers sont similaires à ceux des alluvions ponceuses (Pastre, 1987). **La terrasse d'Auby** forme un net replat au nord-est de la coupure de Besse-en-Chandesse, et son extrémité nord est visible au Sud-est du territoire de Veyre-Monton. Le matériel observé est grossier, les galets sont constitués de basaltes (80 %), de granites et de leptynites (~10%) et de trachyandésites. On dénote la présence de basaltes à phénocristaux de clinopyroxènes bruns non rencontrés dans les formations antérieures du secteur (Pastre, 1987).

Le cycle **Fu** est décrit par J.-F. Pastre (2005) comme constitué par une phase alluviale sableuse, suivie par une phase comprenant un ou plusieurs épisodes grossiers à cailloutis. La première, qui présente une affinité de faciès avec les aggradations sablo-argileuses plus anciennes, pourrait avoir été alimentée principalement, pendant une phase de dégradation climatique, par l'érosion d'une couverture d'altérites générée lors des phases tempérées antérieures. La seconde pourrait marquer une relance (synchrone ou différée) des dynamiques froides de production de débris, la réponse importante observée pour les terrasses d'Auby et de Boulade pouvant avoir été localement amplifiée par l'amont montagnard du bassin-versant. Les faunes à cervidés dominants associées aux alluvions ponceuses de Peyrolles et Malbattu (Heintz, 1970 ; Heintz *et al.*, 1974) qui témoignent de conditions tempérées, se sont indiscutablement mises en place dans un contexte interglaciaire qui n'est pas contradictoire avec l'intercalation probable de ces dépôts entre les deux phases de sédimentation principales.

Fv. Alluvions fluviales anciennes des très hautes terrasses - 1400 RFv résiduelles. Le creusement de la fin du Pléistocène inférieur séparant les unités **Fu** et **Fv**, atteint en moyenne une vingtaine de mètres. La nappe **Fv** du hameau de Chambon, immédiatement à l'Est de celle de Boulade, se développe surtout au Nord du ruisseau de Boulade où elle forme un replat vers 430 m d'altitude. Elle se raccorde aux terrasses supérieures et inférieures par un modelé "en glacis", qui n'en permet pas une circonscription rigoureuse. Le cortège minéralogique observé (Pastre, 1987) dénote l'absence probable d'activité volcanique contemporaine.

Dans le secteur allant de Champeix à Coudes, les alluvions **Fv** sont équivalentes aux Fv3 « alluvions grossières du Mindel » de J.-F. Pastre (1982) et se présentent sous la forme de plusieurs lambeaux d'alluvions grossières vers 60 m d'altitude relative (fig. 380). Il s'agit des alluvions fluviales à ponces trachytiques de Champeix-Neschers-Montpeyroux (**q1-2Fv2 τ**), situées en rive gauche de la Couze Chambon et décrites *supra* dans le chapitre sur le volcanisme du Sancy.

Au sein du domaine d'Aubeyrat, au Sud-est de Coudes, en rive droite de l'Allier, vers 410 m d'altitude, une tranchée de drainage d'orientation N15, de 2 m de large et 2 à 2,5 m de profondeur, permettait d'observer en septembre 2010, la coupe suivante, illustrée par la figure 381 :

0,5 m de sol sablo-argileux rubéfié sur 1,5 à 2 m d'alluvions à matrice sablo-argileuse et à éléments arrondis hétérométriques \leq 60 cm, non classés et de lithologie variée : roches volcaniques diverses, quartz, granitoïdes, gneiss, etc., les roches du socle varisque étant fréquemment altérées.



Fig. 381 - Affleurement de la formation **Fv** au domaine d'Aubeyrat (rive droite de l'Allier, quart sud-est de la carte, 410 m NGF) ; le crayon critérium (L=14 cm) donne l'échelle - photo PC 8B51 27/09/2010.

D'après Pastre (2005), les alluvions **Fv** présentes sur la carte de Veyre-Monton ont pu se mettre en place entre les stades isotopiques 22 et 18⁴⁰, soit à la toute fin du Pléistocène inférieur.

RFv. Deux lambeaux résiduels sont présents à une altitude de 490 m (NGF) en rive droite. Au Sud de Mirefleurs en direction du vallon des Bouys, le plus septentrional est marqué dans le paysage uniquement par un replat topographique actuellement cultivé (45.683546°, 3.224370°), sans indice à caractère fluvial. On retrouve des éléments grossiers tels que des basaltes s.l. en « boules », des plaquettes de schistes papyracés et des fragments de travertins silicifiés.

Fw. Alluvions fluviales anciennes des hautes terrasses - RFw résiduelles. Les alluvions **Fw** cartographiées regroupent différents niveaux de terrasses alluviales (Fwa à Fwd) décrits par J.-F. Pastre (1987, 2005). Ces terrasses sont bien développées en rives droite et gauche de l'Allier en amont de Coudes. On les retrouve très bien définies à Longues, en rive droite. Tout d'abord à +35-40 m d'altitude relative demeure un lambeau de dépôts alluviaux d'environ 5 m d'épaisseur, présentant une alternance de sables fins à grossiers et de lits de galets (Pastre, 1987), dont la composition montre la présence de minéraux attribuables au début de la phase d'activité terminale du Sancy (émission trachytique à proxènes verts ; Pastre, 2005). En contrebas de ce dépôt, à +30 m d'altitude relative, se trouve un autre témoin au lieu-dit « les Porteaux » constituant une terrasse d'ablation représentée par 2 m d'alluvions grossières (Pastre, 1987). Cette dernière s'intercale entre la terrasse à +35-40 m et un témoin alluvial à +25 m, au lieu-dit « les Varennes ». Ce dernier est constitué de 2 à 3 m de d'alluvions grossières mal litées, à galets de socle et de basaltes. Les minéraux lourds de la matrice sont dominés par les clinopyroxènes verts en fragments de prismes automorphes (Sancy) et des olivines xénomorphes issues des basaltes s.l. (Pastre, 1987).

Aux Martres de Veyre, un autre lambeau de **Fw** est observable en rive gauche, à une altitude relative de +35 m. il constitue une terrasse d'ablation résiduelle à éléments grossiers, dominés par les galets de basalte s.l. (Pastre, 1987). Au Sud-est de celui-ci et un peu en contrebas, un autre témoin de terrasse est constitué d'une dizaine de mètres d'alluvions grossières, en bancs métriques mal individualisés. La partie sud du lambeau est indurée par des travertins déposés par les émergences hydrominérales (sources Saint-Jean et des Saladis). D'un point de vue minéralogique, la matrice comporte plus de 95% de minéraux du socle. La diminution de la proportion de clinopyroxènes verts est compatible avec l'arrêt de l'activité du Sancy (Pastre, 1987). Au niveau du château de Gondole auCendre, une autre terrasse occupe une position identique à cette dernière et présente la même tendance minéralogique.

L'ensemble de ces témoins alluviaux **Fw** pourraient s'être mis en place entre le stade isotopique 12 pour les terrasses d'altitude relative la plus élevée, et le stade isotopique 6 pour les plus basses terrasses (Pastre, 2005).

Fx. Alluvions fluviales anciennes des moyennes terrasses. Cette formation alluviale présente une puissance supérieure à 10 m. À Longues, sa base atteint le lit de l'Allier tandis qu'aux Martres de Veyre, elle repose sur les calcaires oligocènes à +3 m d'altitude relative (Pastre, 1987). Ces alluvions sont globalement grossières et constituées de galets de basaltes non altérés, de granites et de gneiss. Les minéraux lourds sont dominés par l'olivine, non altérée, issue de basaltes s.l. (Pastre, 2005).



⁴⁰ chronologie basée sur les variations des isotopes de l'oxygène

Fig. 382 - Affleurement de la formation **Fx** : terrasse de Champ Redon, au Sud de Coudes et de la confluence Allier – Couze Chambon, quart sud-est de la carte, 370 m NGF au sommet - photo HT1905 du 07/04/2014).

À la Confluence entre l'Allier et la Couze Chambon, en rive droite de celle-ci (45.611319°, 3.214264°), on observe les alluvions **Fx** surmontant le granite, à la faveur du tracé autoroutier (terrasse alluviale Fx1 de Champ Redon dans Pastre, 1982). D'une épaisseur de quelques mètres (fig. 382), les alluvions se présentent sous forme de niveaux à galets (> 10 cm) et de cailloutis (>1 cm) de lithologie variée empruntée aux substrats traversés (volcanique, granite etc.), non altérés. La matrice argilo-sableuse présente des niveaux très rubéfiés au sommet avec des concrétionnements et des précipitations ferromanganiques.

Les datations mentionnées dans Pastre (2005) attribuent le dépôt de ces alluvions au Pléniglaciaire supérieur.

Fy. Alluvions fluviales anciennes des basses terrasses. La nappe **Fy** est partiellement emboîtée dans l'unité **Fx**. Sa base se situe sous le lit actuel de l'Allier et elle est remaniée par les alluvions actuelles **Fz**. Sa pétrographie et sa minéralogie sont comparables à celles de la nappe **Fx**. Les conditions d'affleurement (phréatisme) ne permettent pas d'y mettre en évidence les apports de la Chaîne des Puys dont elle a logiquement bénéficié (Pastre, 1987).

Dans les coupes partielles observées par Pastre (1987), les galets de taille supérieure à 30 cm sont courants, marquant une macrogélivation et des capacités de transport encore importantes. Les alluvions **Fy** remanient des cendres et des scories fraîches provenant très probablement du cône strombolien de Montcineyre, daté d'environ 6 ka BP (Gewelt et Juvigné, 1988) et situé sur la carte de Besse-en-Chandesse où il est drainé par la Couze de Valbeleix, affluent en rive droite de la Couze Pavin.

1 Fz. Alluvions fluviales récentes à actuelles. Ces alluvions occupent les lits actuels des cours d'eau. Elles sont représentées par une alternance de lits de petits galets et des bancs de limons de débordement liés aux crues ou par des alluvions grossières remaniant la nappe **Fy**.

2- Fz/β. Alluvions fluviales récentes à actuelles sur des coulées de laves de la Chaîne des Puys. Les vulcanologues de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand ont introduit ce type de formation alluviale dans le cadre de la réalisation de la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000. Sur la présente carte à 1/50 000 nous avons reporté les polygones correspondants qui figurent sur la 5^e édition de cette carte volcanologique (Boivin *et al.*, 2009). Ces polygones constituent des chapelets de lambeaux discontinus, d'étendue variable, au fond des vallées de trois rivières qui sont des affluents de l'Allier en rive gauche.

Du Nord au Sud ces vallées sont celles les suivantes :

- la vallée de l'Auzon, qu'a empruntée une coulée de basalte s.s. probablement issue du cône strombolien du Puy de Pelat, sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1973) ;
- la vallée de la Veyre, qu'a suivie la coulée de trachybasalte issue des célèbres cônes stromboliens jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas ;
- la vallée de la Couze Chambon qu'a empruntée la coulée de trachybasalte issue du cône strombolien du Tartaret qui s'est étendue sur 22 km de longueur pour se terminer à Neschers, à 4 km seulement du confluent de la Couze Chambon avec l'Allier ; d'après une datation par la thermoluminescence des quartz chauffés par la lave à Neschers, cette coulée a un âge de $13\,700 \pm 1\,500$ ans (Pilleyre *et al.*, 1992), compatible avec celui proposé pour l'apparition du lac Chambon à partir d'une datation radiocarbone (Macaire *et al.*, 1992) : cf. discussion *supra* dans le chapitre consacré au volcanisme de la Chaîne des Puys.

Ce type d'alluvions récentes à actuelles ne fait l'objet d'aucune description dans les notices des cartes volcanologiques à 1/25 000 de la Chaîne des Puys. Il constitue probablement des placages de faible épaisseur.

Cônes de déjection

Jy-z. Cônes de déjection. De petits cônes de déjection se sont formés et continuent à se former en bordure des plaines alluviales au débouché de cours d'eau à régime torrentiel. Ces dépôts, rarement entamés par des coupes, peuvent être partiellement déblayés par les divagations récentes du cours d'eau qui leur a donné naissance. On les retrouve en bordure des vallées fluvio-glaciaires et alluviales, en partie occidentale de la carte et en Limagne.

Un cas particulier est celui d'un cône de déjection alimenté par des cônes de scories de la Chaîne des Puys. Sur sa maquette inédite à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, A. de Goër de Herve a distingué cette entité, représentée par un seul polygone, situé dans la partie la plus septentrionale de la moitié occidentale de la présente carte à 1/50 000. Ce cône de déjection se trouve au débouché d'un vallon de direction WSW-ENE, situé entre les cônes stromboliens des puys de Mercœur et de la Mey et

alimenté par les éboulis de scories (*cf. supra* formation **Es**) qui proviennent de ces appareils volcaniques de la Chaîne des Puys et se sont accumulés dans le vallon en amont du cône de déjection. Du côté aval – c'est à dire vers l'Est – ce cône déborde légèrement sur les coulées volcaniques issues des deux puys précités.

Formations glaciaires

par P. Chèvremont

Au Sud de Vernines, dans la partie la plus occidentale du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 l'altitude se situe fréquemment au-dessus de 1000 m avec – du Nord au Sud – les points hauts cotés suivants :

- 1311 m au Puy de la Védrine, sur le versant oriental du massif volcanique du Mont-Dore ;
- 1357 m au sommet de la montagne de Pouly et 1302 m à la montagne de la Plate, sur le versant nord-est du massif volcanique du Sancy.

Un peu plus à l'Ouest des points culminants se trouvent à z=1738 m au Puy de l'Angle et surtout à z=1885 m au Puy de Sancy, toit du Massif central, situé dans l'angle nord-est de la carte à 1/50 000 de la Tour-d'Auvergne (n°740, Brousse *et al.*, 1990) comme indiqué sur le schéma structural et plus loin sur la figure 385.

Ces altitudes relativement élevées ont été favorables au développement de formations glaciaires, notamment au cours de la glaciation du Weichsélien ou Würm. Plusieurs vallées fluvio-glaciaires à la morphologie en auge caractéristique sont bien identifiées et délimitées ; comme ces vallées sont empruntés par des cours d'eau actuels, qui y déposent des alluvions fluviales, nous leur attribuons la notation **FGy-Fz**. Des vestiges de dépôts glaciaires weichséliens de type moraines (**Gy**) se trouvent sur des plateaux au-dessus de ces vallées, sous forme de lambeaux de taille variable ; ils sont difficiles à mettre en évidence et surtout à cartographier en raison des formations de versant qui les masquent fréquemment, voire les remanient comme c'est le cas du glissement de terrain de Champsiaux (*cf. supra SM*) qui affecte le dépôt morainique situé sur le flanc sud-est de la montagne de la Garde, dans la partie sud-ouest de la présente carte.

Dans l'angle sud-ouest de cette carte se trouve la partie aval de la célèbre vallée fluvio-glaciaire de la Couze de Chaudefour, classée en Réserve Naturelle Nationale depuis 1991. Cette vallée et les placages morainiques de plateaux associés ont fait l'objet d'une étude détaillée dans le cadre du DEA de E. de Goër de Herve (1992) sur le lac Chambon ; nous reprenons ici de nombreux éléments de ce DEA.

Dans le cas des monts du Forez, qui culminent à z=1634 m à Pierre-sur-Haute et sont situés à environ 70 km plus à l'ENE sur le territoire de la carte d'Ambert (Hottin *et al.*, 1998), B. Etlicher (1986) a montré qu'ils ont été largement recouverts de glace au Weichsélien et probablement aussi aux plus intenses périodes froides du Quaternaire moyen. Il en est probablement de même pour les massifs du Mont-Dore et du Sancy, qui se situent à une latitude analogue et culminent à des altitudes encore plus élevées.

D'après P. Lavina sur <http://piece-jointe-carto.developpement-durable.gouv.fr/REG083B/Geologie/AUV0090> la période glaciaire qu'a connue la vallée de Chaudefour a débuté il y a 90 000 ans pour se terminer il y a 12 000 ans environ, et depuis la dernière glaciation c'est l'érosion essentiellement fluvio-torrentielle qui modèle le paysage.

Gy. Moraines indifférenciées du Weichsélien. Ces moraines, se trouvent – sous forme de lambeaux d'extension variable – dans la partie la plus occidentale de la présente carte, où elles sont étroitement liées aux vallées fluvio-glaciaires décrites plus loin (**FGy-Fz**), dans les secteurs suivants, en allant du Sud vers le Nord :

- dans l'angle sud-ouest de la carte, sur les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de Chaudefour,
- de part et d'autre de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau de Chadeyre, en amont de Beaune-le-Froid,
- en tête d'un petit affluent en rive gauche de la vallée fluvio-glaciaire de la Monne, en amont de Mareuge,
- au Nord de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau le Labadeau, à l'Ouest de Saulzet-le-Froid, où se situe un grand lambeau drainé vers l'ENE par le ruisseau de la Narse, affluent de la Veyre en rive gauche, et vers le Nord par les ruisseaux de Chevalard et de Randanne.

Moraines de l'angle sud-ouest de la carte. Le cas de ces moraines est particulièrement intéressant, car d'une part elles sont liées spatialement et génétiquement à la plus importante vallée fluvio-glaciaire de la région : celle de la Couze de Chaudefour, et, d'autre part, elles ont fait l'objet d'une étude détaillée par E. de Goër de Herve (1992). Sur le plan cartographique nous avons repris la plupart des contours de la maquette à 1/25 000 du quart sud-ouest de la feuille Veyre-Monton, maquette qu'a établie J.-C. Besson en 1977 dans le cadre de sa thèse (1978).

E. de Goër de Herve (1992) a décrit les placages morainiques situés en rive droite de la Couze de Chaudefour, dans un secteur allant de Montmie au plateau des Saousses (fig. 383).

Les moraines de Montmie se situent dans un contexte particulier : celui du verrou de Montmie–Monneaux, allongé SW-NE et situé dans un secteur à cheval sur les cartes à 1/50 000 de Bourg-Lastic (716) et de Veyre-Monton (717). Ce verrou est dû à un môle constitué par le granite mésocrate de Chambon-sur-Lac (**oy**²), localement armé de filons de leucogranite (**Ly**). La croupe de Montmie a une longueur de 1,5 km pour une largeur maximale de 250 m. Des placages morainiques la recouvrent entièrement à l'exception d'un îlot granitique (fig. 384a), qui est situé immédiatement au Nord du hameau de Montmie (z=1121 m) et sur lequel repose un spectaculaire bloc erratique de trachyandésite basaltique (doréite) porphyrique (fig. 384b).

D'après E. de Goër de Herve (1992) des rainures d'axe SW-NE sont visibles sur un dos rocheux poli et la croupe est parsemée de blocs erratiques trachyandésitiques – dont celui de la figure 384b – ce qui constitue autant de témoins du

passage des glaces. En outre, il attribue les indentations situées en bordure nord du verrou à des actions de *quarrying* à mettre en rapport avec l’alternance gel/ dégel sous le glacier décollé du verrou.

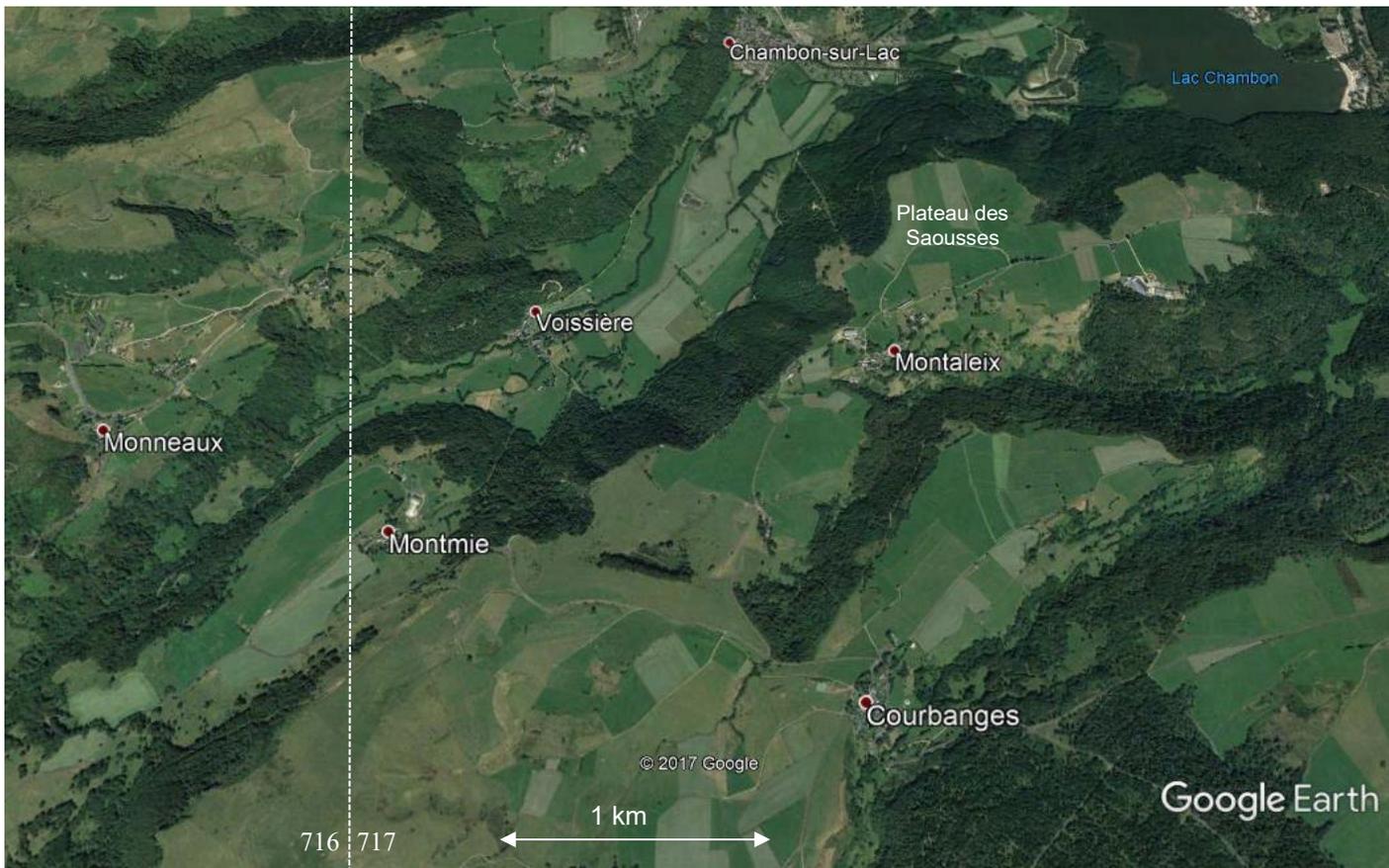


Fig. 383 - Image Google Earth 2017 du verrou de Montie-Monneaux et du plateau des Saousses.

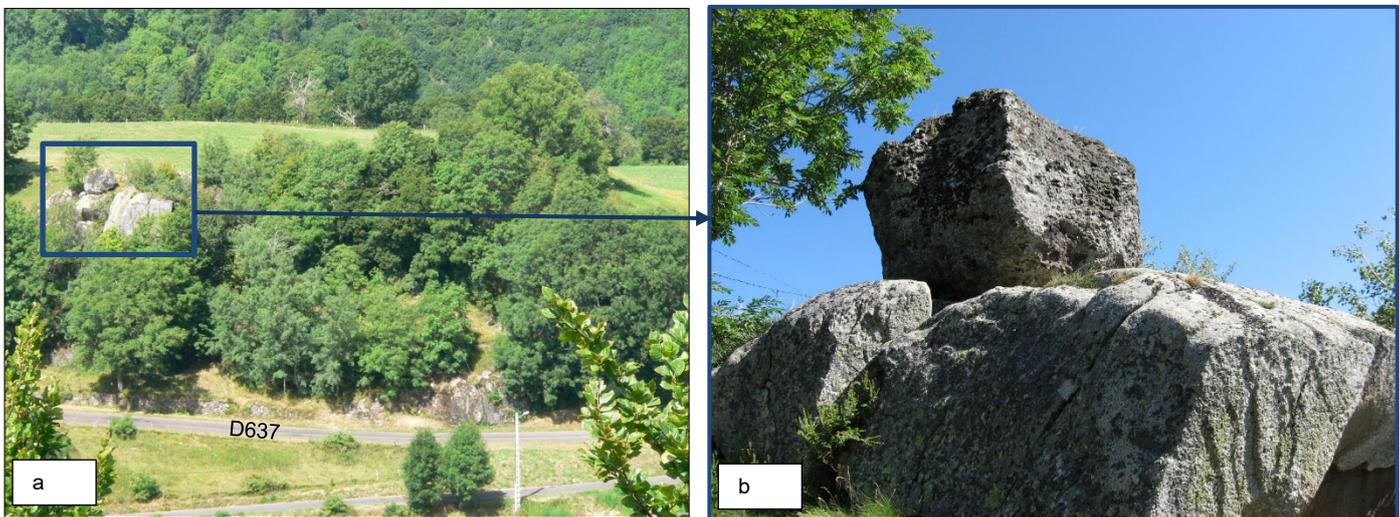


Fig. 384a - Ilot granitique au Nord du hameau de Montmie – photo PC 5C20a 07/08/2012.

Fig. 384b - Bloc erratique de doréite reposant sur le haut du chaos granitique – photo PC 5C20b 05/08/2012.

Par ailleurs, au SE de Montmie au pied du versant NE de la montagne de la Plate, constituée de doréites du massif du Sancy, se trouve un placage morainique, couvert de pâturages d’altitude et – dans les fonds de vallons – de minces dépôts tourbeux (fig. 385) décrits plus loin (**Ty-z**).



Fig. 385 - En arrière-plan la montagne de la Plate vue depuis le NE ; au premier plan placage morainique, avec des sols hydromorphes, couverts de prairies, et de minces dépôts tourbeux dans les fonds de vallons - photo PC 5C67 07/08/2012.

D'après E. de Goër de Herve (1992) la moraine-type est celle du replat granitique de Montmie. D'une épaisseur ne dépassant pas un mètre, elle est constituée d'une matrice sablo-argileuse à sableuse, emballant des éléments grossiers, subanguleux lorsqu'ils trachyandésitiques ou arrondis quand ils sont granitiques. La matrice n'est jamais compacte, de sorte qu'il s'agit toujours d'une moraine d'ablation.

Situé à 2 km au NE de Montmie et à une altitude de 1085 à 1109 m, le plateau des Saousses est limité vers l'Ouest et le Nord par des versants abrupts dominant la vallée fluvio-glaciaire de Chaudefour en amont du lac Chambon (fig. 383). Ces versants abrupts sont constitués de granite mésocrate de Chambon-sur-Lac, armé de filons de leucogranite de direction SW-NE. Comme le montre la carte géologique, la partie la plus haute du plateau est formée de granite arénisé couvert de deux placages morainiques dont le principal se situe autour du point coté $z=1109$ m, au lieu-dit Lachat, au Nord du hameau de Montmie. D'après E. de Goër de Herve (1992) :

- d'une épaisseur régulière, d'au moins 2 m à la base, le placage de Lachat est formé d'une matrice, sableuse ou localement argileuse, enserrant de petits blocs anguleux ou arrondis, de taille décimétrique, et quelques blocs erratiques ;
- les creux sont des zones d'accumulation d'argiles et localement de matière organique.

Autres moraines de la partie occidentale de la carte. Le lambeau de moraines de la montagne de la Garde est affecté, sur son versant sud-est, par le glissement en masse (**SM**) de Champsiaux, délimité sur la carte et décrit *supra* dans le chapitre « dépôts de pente », avec deux photos qui montrent une abondante matrice sablo-argileuse enserrant des blocs, arrondis à subanguleux, constitués de diverses roches volcaniques avec une prédominance de trachyandésites.

Le plus vaste des lambeaux de moraines délimité sur la présente carte est celui qui se trouve à l'Ouest de Saulzet-le-Froid (fig. 386) ; A. de Goër de Herve a cartographié la partie septentrionale de ce lambeau sur sa maquette à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, remise au BRGM en 1983, et F. Prognon a complété le lever en 2013. Ce lambeau se situe dans un secteur couvert de bois et de prairies plus ou moins humides, ce qui ne facilite pas l'observation géologique. L'existence de moraines se traduit surtout par la présence de gros blocs erratiques, comme c'est notamment le cas dans la zone elliptique délimitée sur la figure 386, où les blocs sont constitués de trachyandésite porphyrique de type sancyite provenant de la coulée montdorienne (**p2-q1 τ**) du bois de Pessade, située au SW.

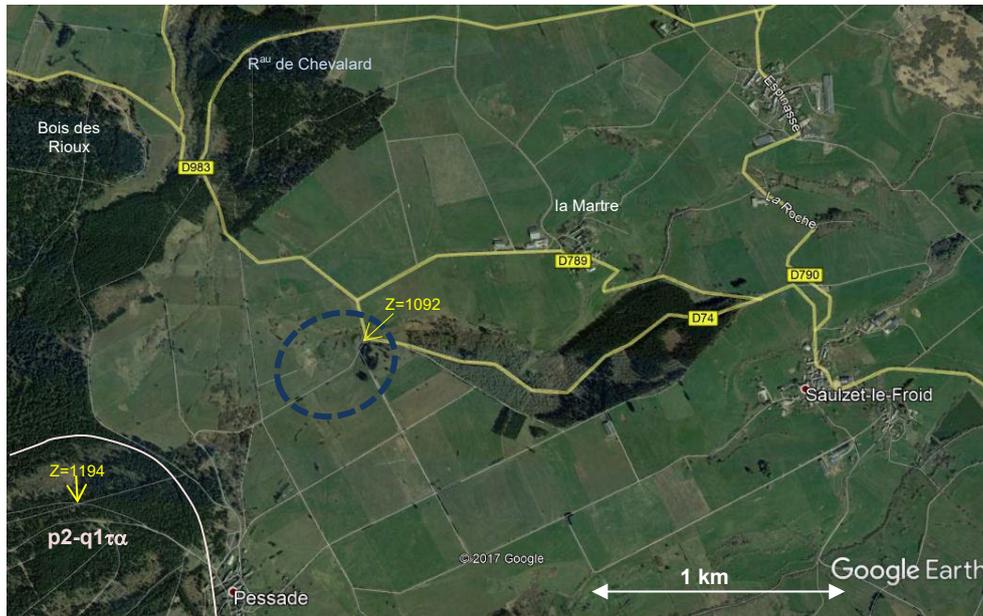


Fig. 386 - Image Google Earth 2017 du secteur de Saulzet-le-Froid
 ellipse bleue : limite de la zone à gros blocs erratiques de sancyite porphyrique (**p2-q1α**).

FGy-Fz. Dépôts fluvio-glaciaires weichséliens et alluvions fluviales récentes à actuelles. Ces formations se trouvent dans la partie la plus occidentale de la présente carte à 1/50 000, au fond de vallées situées sur le versant oriental du massif volcanique du Mont-Dore, à l'exception de la vallée de la Couze de Chaufour, qui se situe sur le flanc nord-est du massif volcanique du Sancy (fig. 387 et 388).

Vallée glaciaire de Chaufour, sur le versant nord-est du massif volcanique du Sancy. Comme le montre la figure 387, cette célèbre vallée, de direction SW-NE, concerne quatre feuilles de la carte géologique de la France à 1/50 000 : les feuilles 716, 717, 740 et 741 (cf. introduction pour les noms et les auteurs des feuilles 716, 740 et 741). En tête de la vallée se trouve un cirque glaciaire (fig. 389), situé immédiatement à l'Est du sommet du Puy de Sancy (fig. 389) au sein de trachyandésites diverses, puis – sur les territoires des cartes 716 et 717 – la vallée est encaissée dans le massif de granite orienté à deux micas et localement cordiérite ($\sigma\gamma^2$) de Chambon-sur-Lac et cela jusqu'au lac Chambon. Dans un secteur situé à cheval sur les cartes 716 et 717 la vallée est étroite à cause du verrou de Montmie (fig. 387 et 388), puis elle s'élargit pour avoir un profil en auge caractéristique et atteindre une largeur de 0,6 km entre Voissière et Chambon-sur-Lac (fig. 390) et même de 1 km à l'Est de cette localité, immédiatement en amont du lac Chambon. L'histoire polyphasée de ce lac est étudiée plus loin.

En aval du lac Chambon la Couze de Chaufour est relayée par celle de Chambon, dont la vallée a été suivie par la coulée trachybasaltique issue du cône strombolien du Tartaret. J. Varlet (1976) a démontré qu'au Pléni-Würm les glaces empruntaient cette Couze Chambon jusqu'à Sapchat – en plein centre de la feuille Veyre-Monton – en débordant largement sur les plateaux (*in* E. de Goër de Herve, 1992).

Au Nord de Montmie, de part et d'autre de la route D 637, la vallée de Chaufour est encombrée par de gros blocs de basalte s.l. puis plus en aval, à l'Ouest de Voissière, de gros blocs de granite ; le volume de ces blocs peut atteindre plusieurs m³. En aval du verrou de Montmie le fond plat de la vallée de Chaufour est cultivé, notamment entre Voissière et Chambon-sur-Lac (fig. 390) et les affleurements sont rares en dehors de quelques petites buttes, comme celle du point 5C52, qui montre une masse d'autobrèche basaltique (*cf. supra* fig. 363). Ces masses rocheuses ne sont pas considérées comme des moraines de fond mais comme des hummocks attribués au premier glissement en masse de l'amphithéâtre de la Plate, situé sur le versant nord de la montagne de la Plate et décrit *supra* dans le chapitre « dépôts gravitaires » - formation **SM**. Cependant, d'après E. de Goër de Herve (1992) ces blocs sont localement recouverts voire en partie entaillés par des moraines.

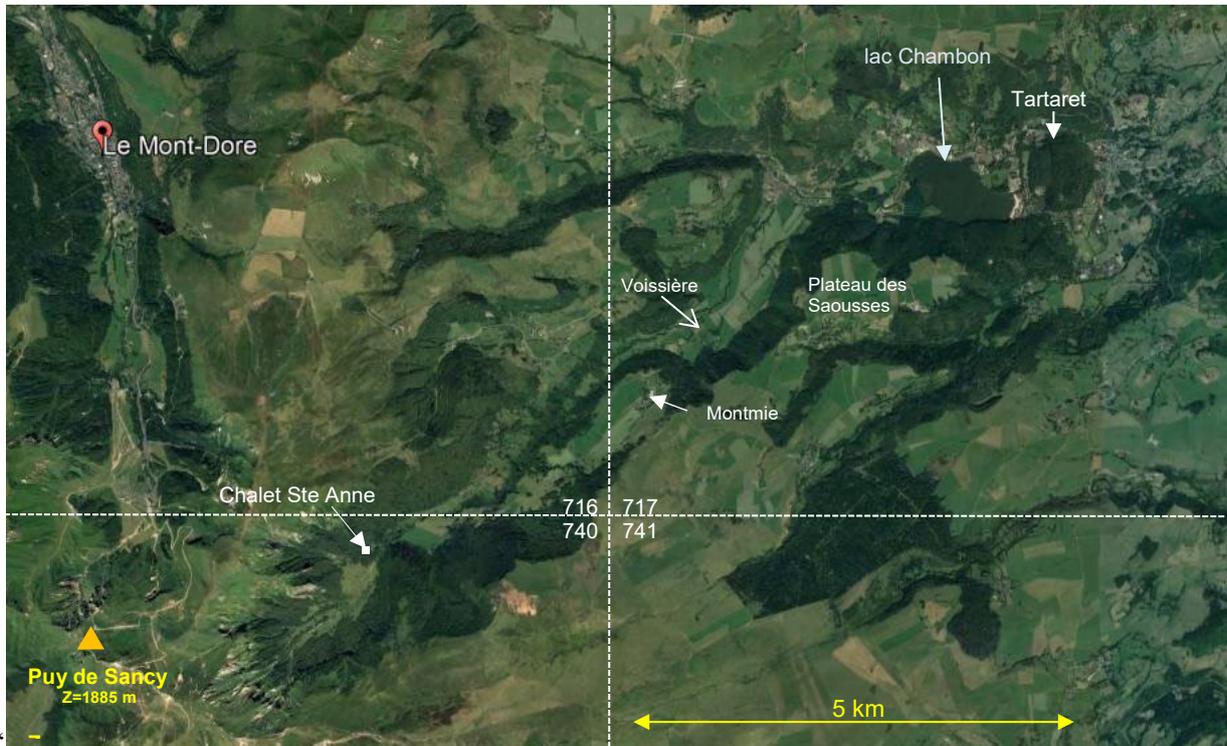


Fig. 387 - Image Google Earth 2017 de la vallée de Chaudefour.

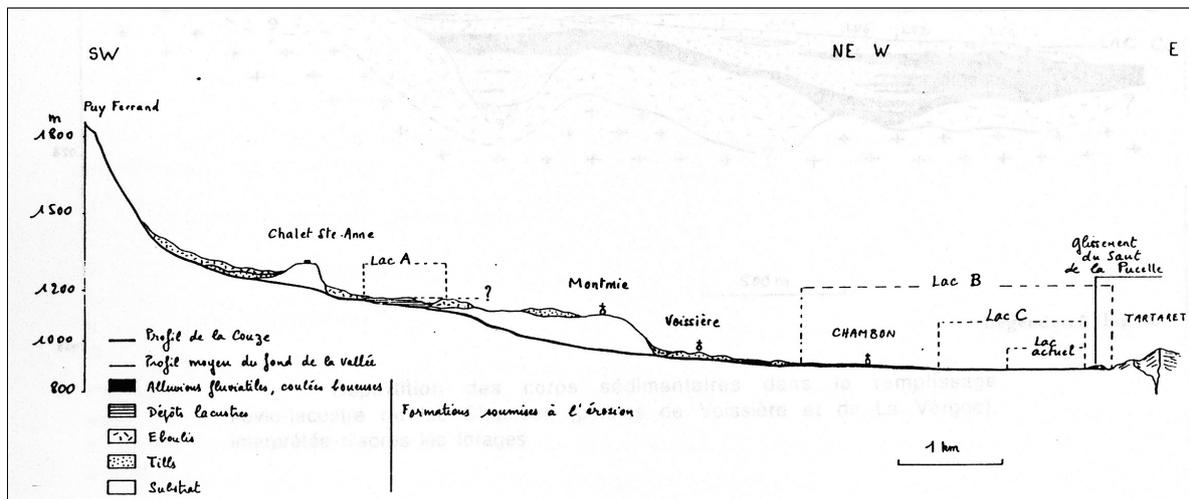


Fig. 388 - Coupe de la vallée de Chaudefour, extraite du DEA de E. de Goër de Herve (1992).

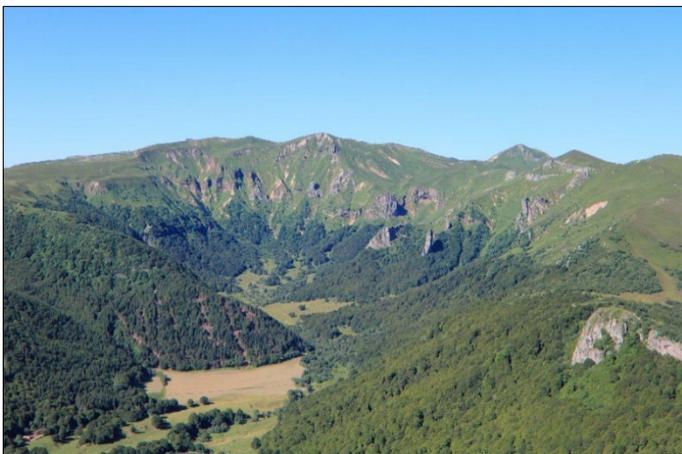


Fig. 389 - Cirque glaciaire en tête de la vallée de Chaudefour.

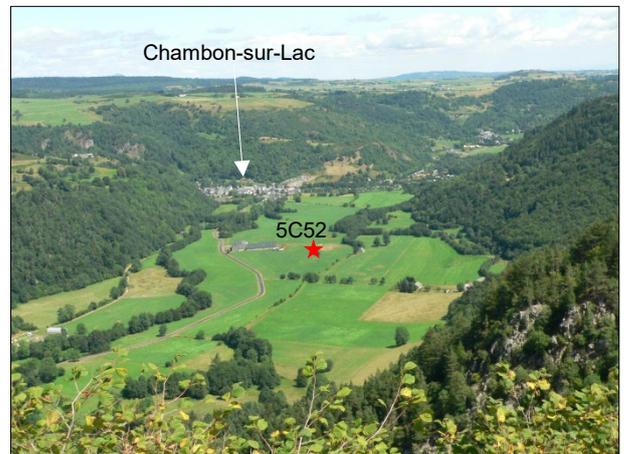


Fig. 390 - Vallée de Chaudefour entre Voissière et Chambon.

Source fig. 389 : <https://www.sancy.com/destination/toutes-les-communes/chambon-sur-lac/vallee-de-chaudefour/>
 Source fig. 390 : vue depuis le rocher de l'Aigle - photo PC 5C70 07/08/2012.

Histoire polyphasée, tardi- à postglaciaire, du lac Chambon et de ses paléodépôts fluvio-lacustres. Le lac Chambon se trouve dans la partie la plus aval de la vallée fluvio-glaciaire de la Couze de Chaudefour (fig. 383 et 387) et de ce fait nous décrivons ici son histoire et ses paléodépôts fluvio-lacustres, entièrement cachés en surface de nos jours. Il a fait l'objet d'une étude de J.-J. Macaire *et al.* (1992), qui s'appuie sur 13 forages et dont nous reprenons ici les principaux résultats. Le lac actuel (fig. 391) a une longueur de 1 km, une superficie de 50 ha, une profondeur moyenne de 4 m et un bassin versant de 35 km², et se trouve à la cote z=875 m au Sud de la localité de Varennes.



Fig. 391 - Le lac Chambon vu depuis l'Est, avec en arrière-plan le massif du Sancy enneigé - photo PC 24/03/2010.

Les 13 forages ont été réalisés, en 1990-91, entre le lac Chambon et Voissière (fig. 392) ; ils comprennent 12 forages à la tarière (LV1 à 7 et PV 1 à 5) et 1 forage carotté (LVC) (fig. 393). Les observations sédimentologiques et la datation ¹⁴C de 8 échantillons au laboratoire de l'université de Lyon I ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs épisodes lacustres, de préciser leurs origines, âges et évolutions, et de souligner le comportement différent des barrages d'origine volcanique et gravitaire.

Trois systèmes lacustres successifs ont été identifiés dans le bassin du lac Chambon :

- Le premier est dû au barrage formé par le cône strombolien du Tartaret, duquel est issue une coulée trachybasaltique dont l'âge le plus probable est celui de $13\,700 \pm 1\,500$ ans (Pilleyre *et al.*, 1992) donné par la thermoluminescence des quartz chauffés par la lave à Neschers (cf. *supra* §4.1.3). Ce lac a fonctionné de 12,4 à moins de 9,3 ka B.P. (Before Present). Sa mise en eau fut lente et fluctuante, atteignant au maximum la cote z=890 m, et sa vidange rapide.
- Le second, situé dans la partie amont du bassin, résulte du glissement de terrain de la montagne de la Plate. Il a fonctionné vers 8,3 ka B.P. et s'est rapidement comblé.
- Le troisième, le lac Chambon actuel, est barré par le glissement en masse de la Dent du Marais, daté à 2,58 ka B.P. (Vidal *et al.*, 1998) : cf. *supra* « dépôts gravitaires ». Son niveau est resté stable depuis sa formation, mais sa superficie s'est réduite de moitié.

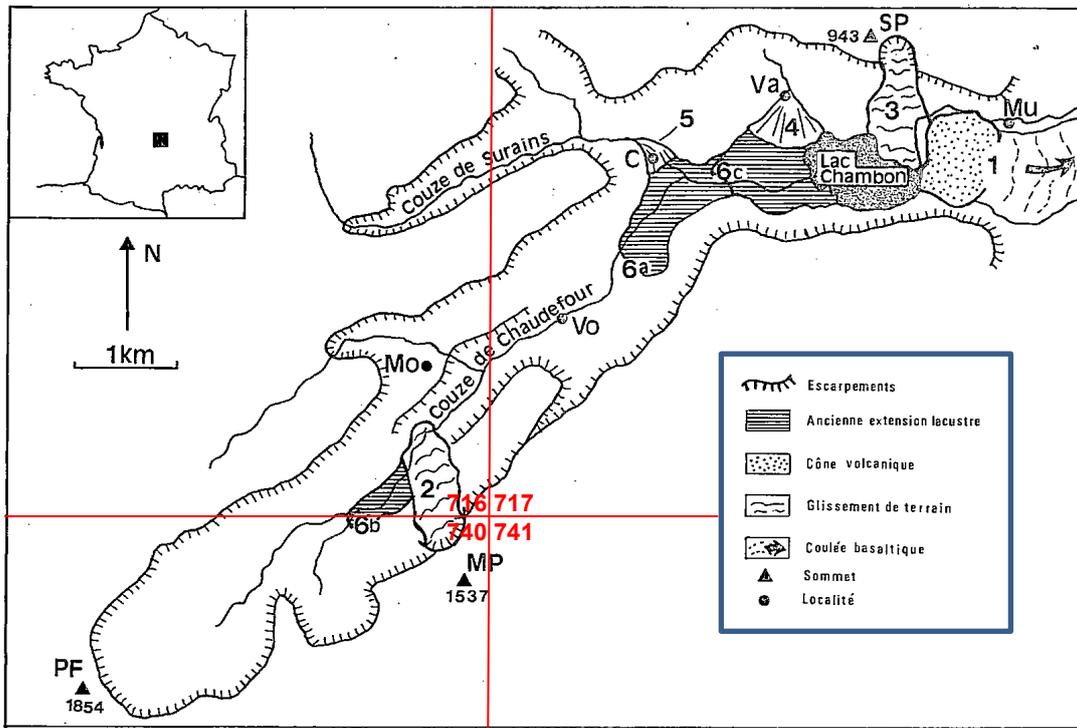


Fig. 1. — Schéma de situation. 1 : cône du Tartaret et coulée basaltique; 2 : glissement de la Montagne de la Plate; 3 : glissement du Saut de la Pucelle; 4 et 5 : éventails alluviaux; 6 : limites d'extension des lacs (6 a : lac du Tartaret, 6 b : lac de Monneaux, 6 c : lac Chambon). Mu : Murol; Va : Varenes; C. Chambon-sur-Lac; Vo : Voissière; Mo : Monneaux; SP : Saut de la Pucelle (ou Dent du Marais); PF : Puy Ferrand; MP : Montagne de la Plate.

Fig. 392 - Schéma de situation du lac Chambon, d'après Macaire *et al.*, 1992, fig. 1, avec en rouge ajout des limites de cartes à 1/50 000 et de leurs numéros.

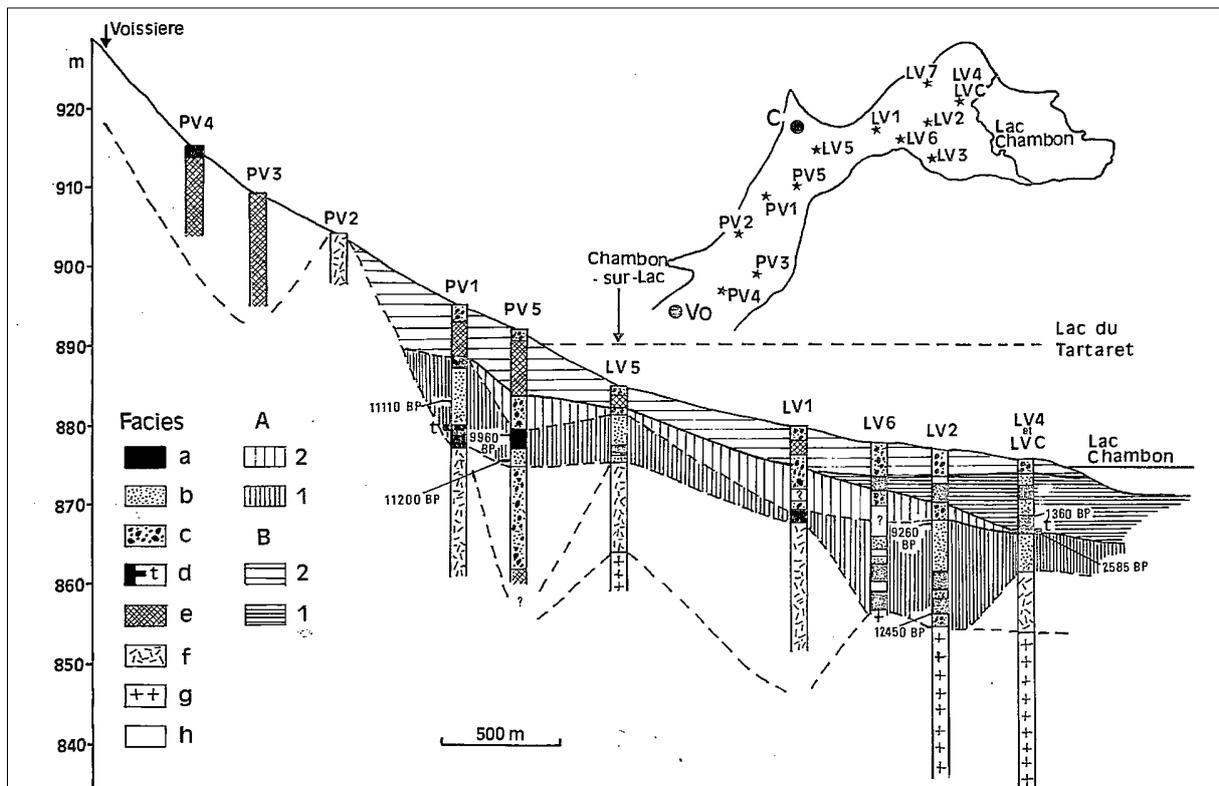


Fig. 2. — Situation des forages et géométrie des sédiments en amont du lac Chambon. Faciès a, b, c, d et e : voir texte; f : tills, g : granite, h : indéterminé. A : lac du Tartaret, B : lac Chambon; 1 : dépôts de bassin lacustre, 2 : dépôts deltaïques et fluviaux, 2585 B.P. : âge radiocarbone.

Fig. 393 - Situation des forages et géométrie des dépôts sédimentaires en amont du lac Chambon d'après Macaire *et al.*, 1992, fig. 2.

Les forages ont recoupé jusqu'à 23 m de sédiments fluvio-lacustres (LV7) présentant 5 faciès principaux :

- (a) des argiles et silts grisâtres généralement sans lamination, contenant de la matière organique, des diatomées, et de rares passées sableuses turbiditiques ; ils marquent la zone distale, généralement peu profonde, du bassin lacustre ;
- (b) une alternance de couches silto-argileuses, grisâtres à brunâtres, parfois riches en matière organique, et de couches sablo-graveleuses turbiditiques d'épaisseur centimétrique à décimétrique ; elles représentent la zone proximale du bassin lacustre. ;
- (c) des sables, graviers et galets à stratification horizontale ou faiblement oblique (visibles dans LVC), pauvres en fractions fines, d'origine deltaïque ou fluviale ;
- (d) des niveaux de tourbe autochtone, épais de 40 à 50 cm dans PV1, LV4 et LVC, marquant un épisode palustre ;
- (e) une argile grisâtre à fraction grossière hétérométrique (sables, graviers, blocs) correspondant à des coulées boueuses.

Les datations au ^{14}C de fragments de bois ou de sédiments riches en matière organique font apparaître deux complexes sédimentaires, formés chacun de dépôts fins de bassin surmontés de sédiments fluvio-deltaïques grossiers (fig. 391) : un complexe inférieur s'échelonnant de $12,45 \pm 0,10$ à moins de $9,26 \pm 0,08$ ka B.P. et un complexe supérieur essentiellement postérieur à $2,585 \pm 0,080$ ka B.P.

Vallées glaciaires sur le versant oriental du massif volcanique du Mont-Dore. Des dépôts fluvio-glaciaires se trouvent au fond des parties les plus en amont des rivières suivantes, du Sud au Nord :

- le ruisseau de Chadeyre, le Fredet et la Monne de direction oscillant autour d'W-E, le Labadeau de direction SW-NE et la Veyre, toutes ces rivières appartenant au bassin versant de l'Allier en rive gauche ;
- le ruisseau de Randanne, qui a un cours SW-NE et se termine au pied de la coulée de trachybasalte des Cheires Hautes, issue des célèbres cônes stromboliens égueulés des puys de la Vache et de Lassolas ;
- le Chevalard, qui se singularise par son cours Sud-Nord et par le fait qu'il appartient au bassin versant de la Sioule en rive droite.

Un cas particulièrement intéressant est celui de la tête de la vallée du Fredet, au lieu-dit Leyrenoux, situé en limite occidentale de la feuille Veyre-Monton.

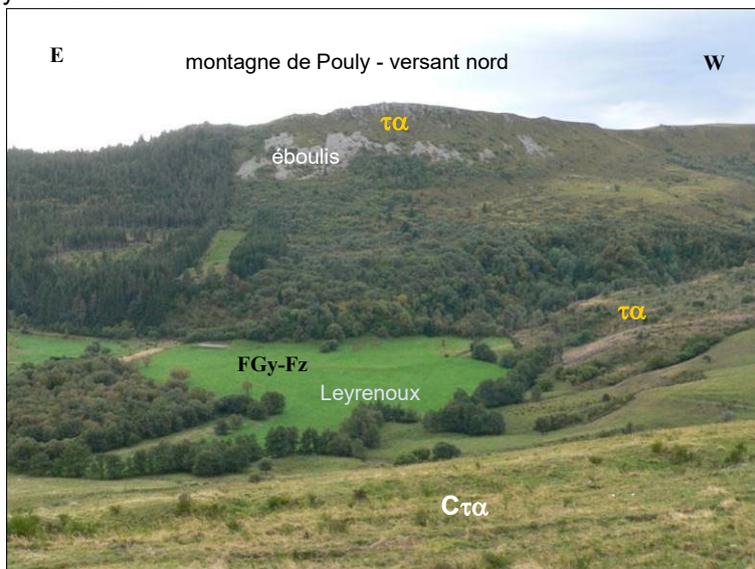


Fig. 394 - Versant nord de la montagne de Pouly et partie la plus amont de la vallée fluvio-glaciaire (FGy-Fz) du Fredet, à Leyrenoux, largeur = 400 m ; vue depuis le Nord – photo PC 5A28 26/09/2013.

Bien que cet endroit soit déjà décrit *supra* dans le chapitre consacré au volcanisme du Mont-Dore s.s., il est opportun de le reprendre ici l'illustration (fig. 394), qui montre une vallée à fond plat, couverte de prairies. Du côté sud se trouve le flanc nord de la montagne de Pouly, avec sa barre sommitale constituée d'une trachyandésite montdorienne de type sancyite ($\tau\alpha$) dont la gélifraction est à l'origine des blocs qui alimentent les éboulis. Du côté nord se trouvent d'une part des colluvions hétérométriques à blocs de trachyandésite ($C\tau\alpha$) et, d'autre part, des affleurements d'ankaramite : cf. fig. 378 dans le chapitre consacré aux dépôts gravitaires.

Plus au Nord la partie amont de la vallée fluvio-glaciaire de la Monne montre un fond plus bosselé, parcouru par une rivière au cours sinueux (figure fig. 395). Dans le bois de Maugue se trouvent des colluvions hétérométriques à blocs de trachyandésite dans la partie basse et à blocs de basalte demi-deuil ($q1d\beta$) provenant de la coulée du bois de Saignes, datée du Pléistocène inférieur, dans la partie haute.

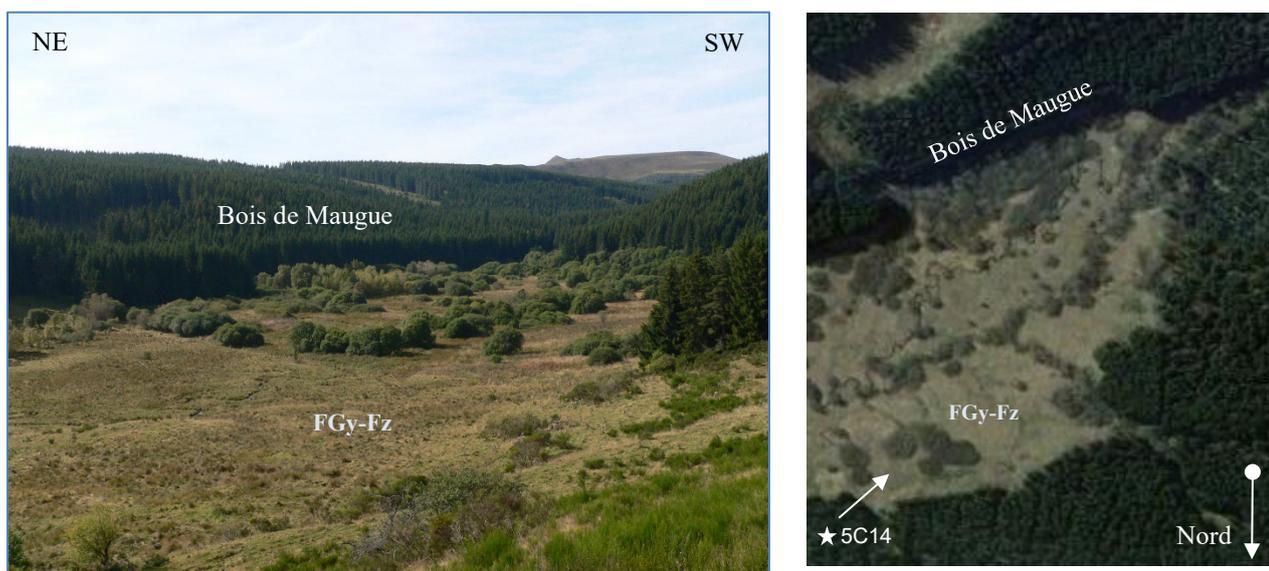


Fig. 395 - Vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) de la Monne, largeur ≤ 400 m à cet endroit à gauche photo PC 5C14 25/09/2013, vue depuis le point 5C14 à droite image Google Earth 2017 avec position du point 5C14.

La vallée fluvio-glaciaire la plus septentrionale se situe dans la partie amont du ruisseau de Chevalard, où A. de Goër de Herve l'a cartographiée en tant que telle sur sa maquette inédite, remise au BRGM en 1983, du quart nord-ouest de la feuille Veyre-Monton. Elle présente un fond plat, mais se singularise par sa direction Sud-Nord et par sa largeur qui ne dépasse pas 100 m (fig. 396). Le ruisseau de Chevalard prend sa source au sein du plus grand lambeau de moraines (**Gy**) délimité sur la carte et draine, avec ses petits affluents, la majeure partie de ce lambeau, sommairement décrit *supra*.

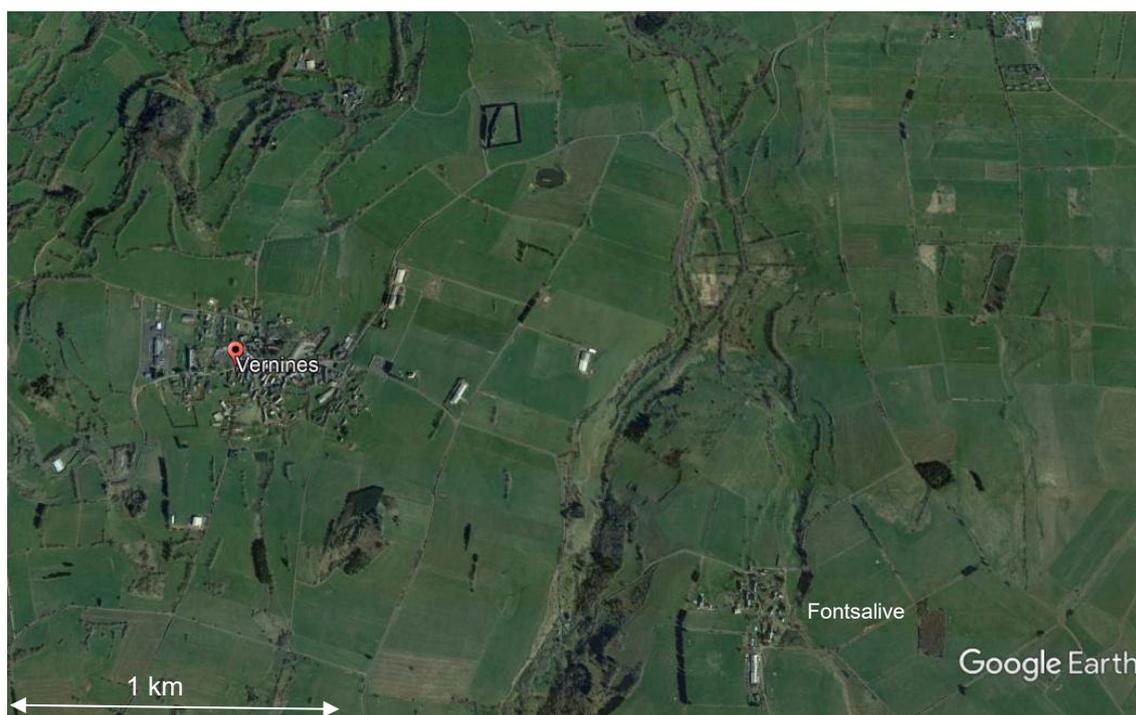


Fig. 396 - Image Google Earth 2017 de l'étroite vallée fluvio-glaciaire (**FGy-Fz**) S-N du ruisseau de Chevalard (au centre de l'image) entre Vernines et Fontsalive ; largeur ≤ 100 m.

Tourbières

Ty-z. Tourbières ;1 - sur cône strombolien caché. Plusieurs tourbières sont présentes dans la partie occidentale de la carte. Les plus méridionales se trouvent entre Montmie et Courbanges, dans l'angle sud-ouest de la carte. Il s'agit de minces dépôts tourbeux au fond de vallons, au sein de placages morainiques weichséliens, situés sur le versant nord-est de la montagne de la Plate entre 1 250 et 1 150 m d'altitude, et décrits *supra* (**Gy**).

Les trois autres tourbières se trouvent à des altitudes proches de 1 000 m, au sein de structures circulaires, liées à des maars de la Chaîne des Puys, aux endroits suivants du Sud au Nord :

- aux Luges au SE de Beaune-le-Froid en bordure sud de la vallée fluvio-glaciaire du ruisseau de Chadeyre ;
- à l'Est de Ludières ;
- au Nord de Saulzet-le-Froid : la tourbière de la Narse d'Espinasse.

La tourbière située au Nord de Saulzet-le-Froid se singularise par le fait qu'elle occupe le fond d'une dépression circulaire : la Narse d'Espinasse (fig. 397) qui a eu une histoire volcanique polyphasée au cours de l'édification de la Chaîne des Puys (voir *supra*).



Fig. 397 - La Narse d'Espinasse (vue du Sud) ; au fond le Puy de l'Enfer - photo PC 1D29 24/03/2011.

Le cœur de la dépression circulaire, situé entre 989 et 992 m d'altitude, est actuellement occupé par un marais, en partie asséché et boisé (fFig. 397 - La) traversé par une rivière : la Veyre. Le lac initialement installé au sein de la dépression circulaire d'Espinasse a été comblé progressivement par des apports de matériaux détritiques et de débris organiques, liés à la végétation, pour donner un marais tourbeux qui s'est ensuite asséché. On observe un remplissage d'environ 5 m de tourbe au centre de la Narse d'Espinasse (Boivin *et al.*, 2009).

1-Tourbière sur cône strombolien caché. Sur sa maquette inédite à 1/25 000 de Veyre-Monton 1-2, A. de Goër de Herve a distingué, dans la partie méridionale de la Narse d'Espinasse, une petite zone circulaire, située à l'aplomb du sommet du cône strombolien, révélé par une série de sondages, caché sous la tourbière et les dépôts lacustres. Nous avons reporté cette zone sur la présente carte à 1/50 000.

D'une manière générale il s'agit de tourbières d'altitude, mises en place après la dernière glaciation, au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

Travertins

par P. Chèvremont avec des ajouts proposés par V. Bouchot

Ux-y. Travertins anciens, de la vallée de l'Allier. Ces travertins 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. Contrairement aux travertins récents à actuels (**Uy-z**), décrits plus loin, ils ne sont pas associés à des sources récentes à actuelles et se trouvent toujours nettement au-dessus du cours actuel des rivières. R. Bouiller et M.-H. Ly les ont cartographiés – sur leurs maquettes inédites à 1/25 000 de Veyre-Monton 7-8 – mais ne les ont pas décrits.



Fig. 398 - Barre de travertin ancien stratifié, entre Coudes et Montpeyroux, en rive gauche de l'Allier - photo PC 8B05 22/09/2010.

Les deux travertins les plus volumineux se trouvent l'un au Nord de Coudes et au SSE de Montpeyroux, en rive gauche de l'Allier, l'autre au Sud de Coudes, dans l'angle sud du confluent de la Couze Chambon avec l'Allier.

Le premier est bien stratifié (fig. 398) et constitue une barre arquée, parallèle au cours actuel de l'Allier, de 450 m de longueur et d'une vingtaine de m de hauteur. Du côté ouest il repose sur les arkoses oligocènes de Montpeyroux (**g1KM**), tandis du côté oriental des alluvions et des formations de versant masquent son contact avec l'entité sous-jacente : arkoses ou granitoïde ? Il a fait l'objet d'un échantillonnage et d'une publication de S. Rhis *et al.* (2000).

Le travertin situé au Sud du confluent repose sur un massif de granitoïde à grain moyen de type Cournols–Saint-Nectaire, qui affleure notamment dans le talus sud de la RN 89. Il a été exploité dans une petite carrière, située au Sud du Champ Redon⁴¹ et indiquée sur la carte géologique. Ces travertins ont livré une faune du Pléistocène supérieur à *Rangifer tarandus* (A. Poxel, 1853 ; G. Dubois ; in Pastre 1987).

Les travertins de Coudes nord et sud ont fait l'objet d'une étude de A. Vedkamp *et al.* (2004). Trois datations radiométriques U/Th donnent les âges suivants :

Coudes sud	Travertin	65 000 ± 5 000 ans
	Travertin supérieur	93 000 ± 5 000 ans
	Travertin inférieur	119 000 ± 10 000 ans

En outre, les auteurs donnent, dans le résumé en français, les précisions suivantes :

Les travertins qui recouvrent et imprègnent les terrasses fluviatiles de l'Allier ont été datés par U/Th. Les résultats confirment les travaux antérieurs et montrent que ces dépôts ont enregistré l'activité des sources hydrothermales depuis environ 250 ka BP. Les nouvelles datations U/Th montrent que les travertins ne se sont pas formés uniquement pendant les périodes interglaciaires mais aussi au cours des épisodes interstadias. Malheureusement, la précision des âges déterminés par la méthode U/Th est trop faible pour permettre une reconstitution détaillée pour les cycles plus anciens.

Uy-z. Travertins récents à actuels. Ces travertins sont liés à des sources qui émergent à la faveur de fractures au sein de massifs de granitoïde mésocrate de type Cournols–Saint-Nectaire (γ^{3-4}), dans les vallées du Fredet, de la Couze Chambon, de la Couze Pavin et de l'Allier.

Travertins de la vallée de la Couze Pavin. Au centre de la partie la plus méridionale de la carte, le spectaculaire travertin de la Tête de Lion (fig. 399a-b), situé entre Saurier et Saint-Floret, en rive droite de la Couze Pavin, se singularise par le fait qu'il est « perché » à l'altitude $z=550$ m, soit à une hauteur d'environ 25 m au-dessus du cours actuel de la Couze, tandis que tous les autres travertins récents à actuels se trouvent en bordure immédiate des deux rivières précitées. La source, gazeuse, ferrugineuse et salée, se trouve immédiatement à l'Ouest de ce travertin. Ce dernier fait l'objet d'un panneau explicatif, implanté par le « Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne » à l'extrémité orientale d'une aire de pique-nique, située en bordure sud de la route D 26 ; à partir de cette aire un petit pont permet de franchir la couze, puis un chemin pédestre permet d'accéder facilement au griffon et au travertin. Le caractère salé de la source permet d'observer une flore et une faune spécifiques des bords de mer : *le Carex à épis distants*, et *l'Agrion élégant*, une espèce de libellule.

⁴¹ Toponyme qui ne figure que sur la carte IGN à 1/25 000
Notice carte 717 version numérique monographique novembre 2022

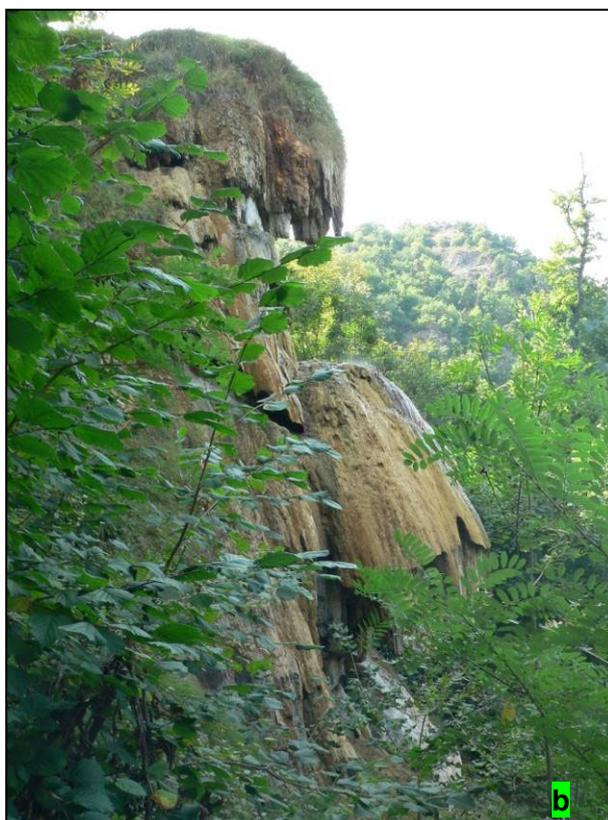


Fig. 399 - Travertin de la Tête de Lion, vu de face (a) et de profil (b) - photos PC 7C82a-b 21/09/2010.

Un autre travertin se trouve 900 m plus à l'Ouest, en rive gauche de la Couze Pavin et en bordure nord de la D 26 ; il présente une stratification subhorizontale (fig. 400). Toujours en rive gauche de la Couze Pavin, d'autres travertins se trouvent plus en amont, près de Saurier, sur le territoire de la carte Besse-en-Chandesse à 1/50 000 (Blein *et al.*, à paraître).



Fig. 400 - Travertin stratifié, en bordure nord de la D 26, en rive gauche de la Couze Pavin - photo PC 7C81 21/09/2010.

Travertins et sinter siliceux des vallées du Fredet et de la Couze Chambon à Saint-Nectaire. Dans la petite ville thermale de Saint-Nectaire de nombreuses sources, salées (2,7g NaCl par litre, en moyenne) et plus ou moins arséniées, se trouvent aux alentours du confluent du Fredet avec la Couze Chambon, sur les deux rives de ces rivières et au sein d'un horst de granitoïde à grain moyen. À ces sources sont associés des travertins de taille variable et localement une flore de marais salé, comme par exemple à 125 m au NNW des thermes, en rive droite du Fredet (fig. 401), où se trouvent deux panneaux explicatifs du « Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne ».



Fig. 401 - Travertin et marais salé associé, en rive droite du Fredet, à 125 m au NNW des thermes de Saint-Nectaire - photo PC 6C07 03/08/2010.

Les plantes halophiles de ce marais sont les suivantes : Glaux, Troscart et Plantain maritimes, Puccinelle à épis distants, Jonc de Gérard.

Le secteur dans lequel se trouvent les sources et les travertins est limité par deux failles de direction subméridienne, espacées de 1,1 km :

- à l'Ouest, la faille qui va du hameau des Granges au Sud à l'Ouest de Saint-Nectaire-le-Haut au Nord, en passant à l'Ouest du Puy d'Éraigne ;
- à l'Est, la faille de Saint-Nectaire-le-Bas, qui passe à l'Ouest des Puys de Conche et de Mazeyses.

P. Glangeaud (1924) a réalisé une description détaillée des sources et des dépôts hydrothermaux de Saint-Nectaire, dans un ouvrage de 40 pages. Il y distingue deux types de dépôts : (i) des sinters siliceux, d'âge récent mais indéterminé, (ii) des travertins carbonatés, d'âge récent à actuel.

Les anciens dépôts siliceux correspondent à deux expressions d'un même processus, lié à la précipitation de silice de type opale, en relation avec d'anciennes sources chaudes, aujourd'hui inactives :

- Un dépôt siliceux massif, gris noirâtre, constitué par de l'*opale résinite* renfermant d'abondants fragments de roseaux (*Arundo phragmites*), de noisetiers, etc. ainsi que des diatomées. D'après M. Lacroix (*in* Glangeaud, 1924) ce dépôt renferme en outre des cristaux de quartz et des granules d'orpiment (As_2S_3). Ces paléodépôts de silice, déjà signalés par Lecoq en 1831, sont quaternaires, localisés sur des alluvions du Fredet près des sources Papon moyennes.
- Des plaquages d'opale de type *forchérite*, englobant quelques diatomées et parfois accompagnée d'aragonite, et d'orpiment orangé dans des diaclases affectant le granite de St-Nectaire autour de la piscine de St-Nectaire.

Les paléofluides géothermaux riches en silice sont classiquement interprétés comme des fuites en surface de paléoréservoirs de haute température (> 175°C). À titre de comparaison de tels paléosinters siliceux sont bien connus en Martinique dans la plaine du Lamentin.

Aux sources bicarbonatées sodiques, les plus fréquentes, sont associés des travertins carbonatés ayant la constitution suivante : calcite prédominante en petits rhomboédres ; aragonite en petits prismes, aiguilles, fibres ou parfois en pisolites blanches ou jaunâtres (ctypéite) ; chlorures de sodium, magnésium, lithium... De la silice est fréquemment associée aux carbonates.

Il y a quelque 2000 ans l'homme a creusé dans le granite de St-Nectaire « les grottes du Cornadore », qui font l'objet d'une visite guidée. Ces grottes renferment des vestiges des bains et des thermes gallo-romains, qui ont utilisé dans la salle tiède – le *tepidarium* – une eau ayant une température naturelle de 25 à 30° C. Dans ces grottes se sont formées des stalagmites et des stalactites, constituées essentiellement de calcite et accessoirement d'aragonite ; ces concrétions carbonatées continuent toujours de croître actuellement. En outre, depuis plus de deux siècles l'homme y a installé des échelles en bois qui servent de cascades permettant, par éclaboussures, le recouvrement de divers objets et l'incrustation de moules en creux par dépôt d'une fine pellicule de calcite.

Travertin des Saladis dans la vallée de l'Allier. Au lieu-dit les Saladis, situé sur la commune des Martres-de-Veyres dans la partie nord-est de la présente carte, affleure un travertin qui entoure une source d'eau gazeuse et salée, qui

présente la particularité de se trouver en plein milieu de la plaine alluviale de l'Allier et à proximité immédiate d'une dalle de granitoïde à grain moyen de type Cournols–Saint-Nectaire (γ^{3-4}) (fig. 402). Là aussi se développent des plantes halophiles comme le Glaux maritime, le Plantain maritime ou la Spergulaire marginée.

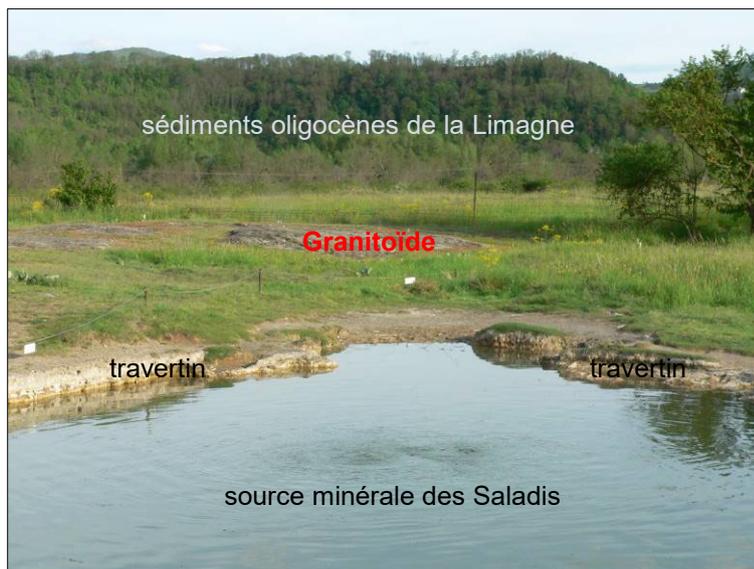


Fig. 402 - Source et travertin des Saladis, au milieu de la vallée de l'Allier - photo PC 4D09 05/10/2012.

Deux datations radiométriques U/Th donnent les âges du Pléistocène supérieur suivants : $58\ 000 \pm 12\ 000$ ans et $51\ 000 \pm 14\ 000$ ans (Veldkamp *et al.*, 2004).

Dépôts anthropiques

par P. Chèvremont

X. Dépôts anthropiques. Dans la partie méridionale de la carte figurent deux dépôts anthropiques, situés au sommet de collines constituées d'un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire (γ^{3-4}) :

- l'un en limite orientale de la carte, au Nord du Pougelet ;
- l'autre en limite nord de la commune de St-Diéry, au Nord du Puy de Murat.

Le premier consiste en un dépôt de matériaux divers, sans clôture.

Le second correspond au dépôt d'ordures ménagères du **SICTOM des Couzes** : Syndicat mixte de Collecte et de Traitement des Ordures Ménagères, créé en 1982 (fig. 403). D'après le site Internet www.sictomdescouzes.fr il s'agit d'un site isolé et sécurisé, entouré d'une zone de servitude d'utilité publique, consistant en une bande de 200 m de large où la construction et les activités non agricoles peuvent être réglementées afin de préserver la stabilité des ouvrages et la pérennité des installations. En outre, la zone d'exploitation opérationnelle est ceinturée d'une clôture afin d'éviter toute intrusion. L'aménagement est réalisé en fonction de la topographie du site afin de réduire au maximum l'impact paysager. L'exploitation par alvéoles de petite taille favorise une revégétalisation rapide du site.



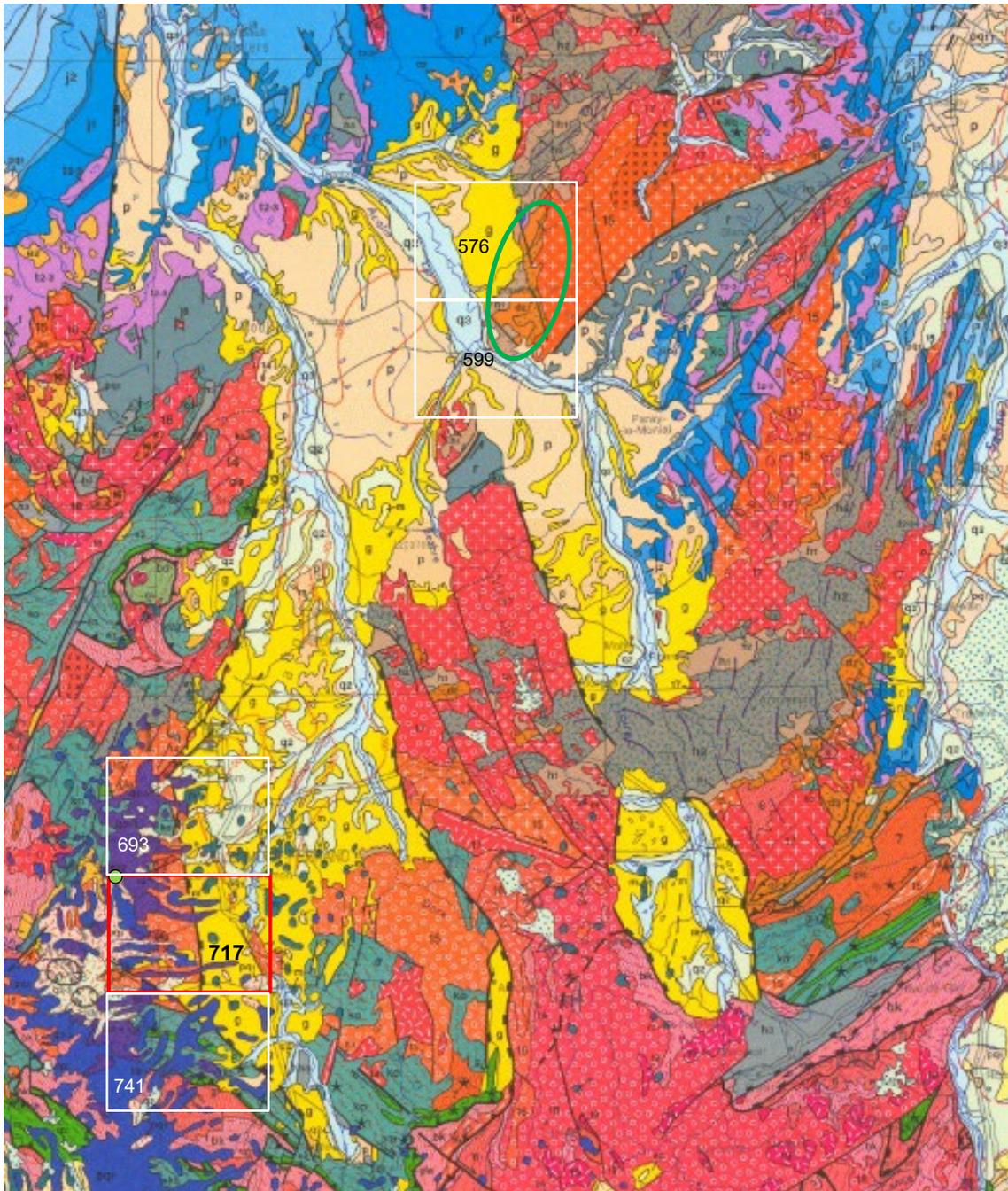
Fig. 403 - Dépôt d'ordures ménagères du SICTOM des Couzes. Source : www.sictomdescouzes.fr

En revanche, les déblais de carrières, comme ceux de la carrière du Cheix – sur la commune de St-Diéry – ne sont pas représentés, soit à cause de leur volume trop faible, soit pour ne pas masquer des contours géologiques.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

par P. Chèvremont, P. Nehlig, H. Tissoux, J. Bernard et M. Faure

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



rectangle rouge : limite de la feuille Veyre-Monton (717)
rectangles blancs : limites des feuilles Bourbon-Lancy (576), Dompierre-sur-Besbre (599), Clermont-Ferrand (693) et Besse-en-Chandesse (741) ; ellipse verte : enveloppe de la formation de Cressy-sur-Somme (d2), dans le Morvan.

Fig. 404 - Position de la carte géologique de la France à 1/50 000 – feuille Veyre-Monton (717) sur un extrait de la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003).

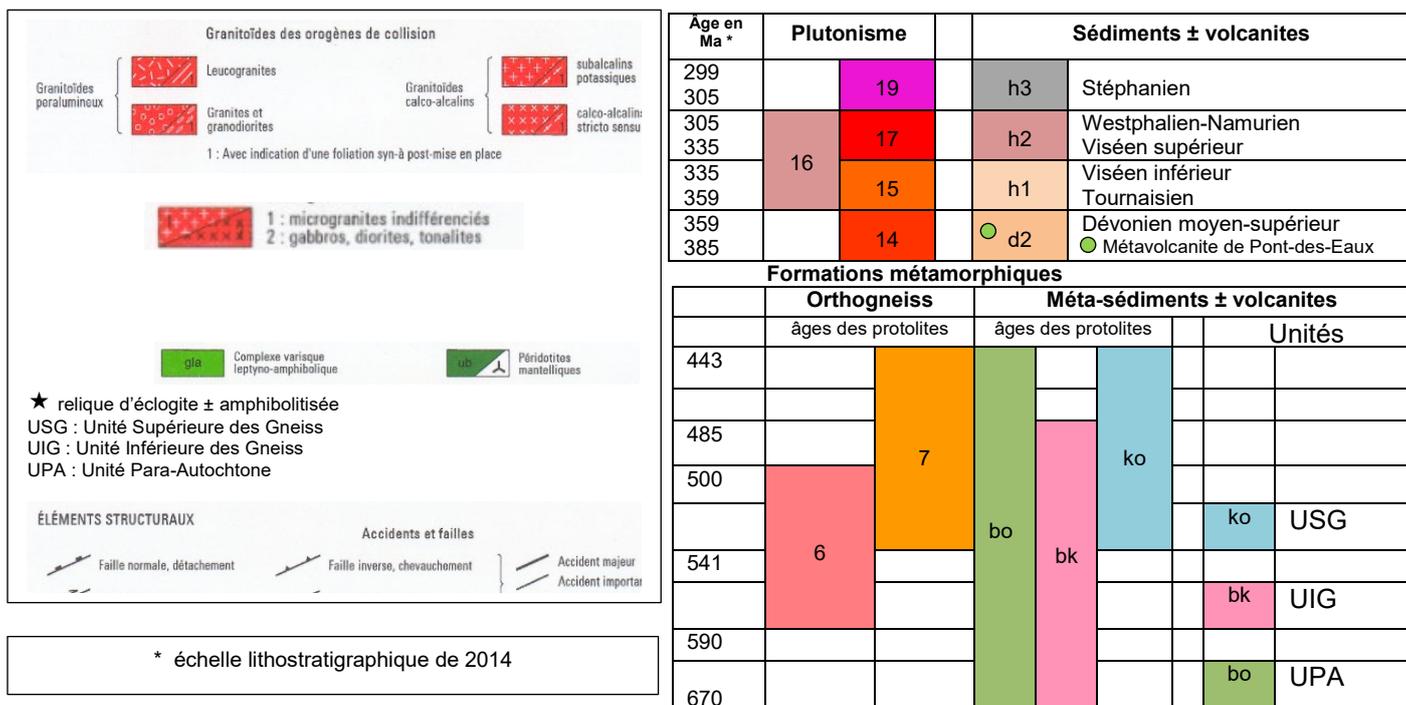


Fig. 405 - Légende de la figure 404 pour les formations du socle varisque.

Comme le montrent la figure 404 et le schéma structural, sur le territoire de la feuille de Veyre-Monton à 1/50 000 affleurent les trois principales entités géologiques suivantes :

- des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires cénozoïques, de contenus lithologiques variés et d'âge miocène (m) à quaternaire (q2-3 sur fig. 404) ;
- des formations sédimentaires, essentiellement oligocènes (g) de la Limagne d'Allier et de petits bassins annexes encastrés dans le socle varisque du plateau des Dômes ;
- le socle cristallin varisque (hercynien) constituant le substratum du plateau des Dômes et de petits horsts au sein de la Limagne de l'Allier : cf. fig. 405 pour la légende.

Dans le présent chapitre sont décrites les conditions de formation de ces entités, qui sont replacées dans leur cadre régional dans le chapitre suivant : « synthèse géodynamique régionale ».

SOCLE VARISQUE (HERCYNIEN)

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton, le substratum varisque affleurant est constitué d'une part de formations métamorphiques et d'autre part, en majeure partie, de massifs – de taille variable – et de filons de roches plutoniques appartenant à trois types d'associations magmatiques à subvolcaniques, intrusifs dans les formations métamorphiques. Ce socle renferme par ailleurs des filons de microgranitoïdes divers et de rares filons de lamprophyres et de quartz.

Les formations métamorphiques se subdivisent en deux principaux types :

- des formations métamorphiques méso- à catazonales, rattachées à l'Unité Supérieure des Gneiss du Massif central ;
- des formations sédimentaires et/ou localement volcaniques, d'âge dévonien à dinantien, métamorphisées dans le faciès schiste vert, plissées, schistosées et ayant fréquemment subi un métamorphisme thermique dû à des intrusions magmatiques.

D'une façon générale les formations métamorphiques méso- à catazonales du Massif central constituent un empilement de plusieurs unités lithostratigraphiques se distinguant par la nature et les âges de leurs protolites et par leur évolution tectono-métamorphique au cours de l'orogénèse varisque. Ces unités sont soit empilées tectoniquement, soit charriées les unes sur les autres et sont plissées et localement affectées par des failles ductiles ou cassantes dont les plus récentes sont liées à la tectonique en horsts et grabens du système des Limagnes.

Les trois principales unités métamorphiques méso- à catazonales du Massif central sont, de haut en bas, les suivantes :

- Unité Supérieure des Gneiss (USG),
- Unité Inférieure des Gneiss (UIG),
- Unité Para-autochtone (UPA) ou Unité des Micaschistes.

Sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003) ces unités sont distinguées par le biais de trois tranches d'âge différentes pour leurs protolites sédimentaires ou volcano-sédimentaires (fig. 405).

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

Comme le montre le schéma structural, sur le territoire de la carte Veyre-Monton à 1/50 000, seule l'Unité Supérieure des Gneiss apparaît à l'affleurement et cela uniquement dans la partie la plus sud-ouest de la carte, où elle est constituée de migmatites et de gneiss leptynitiques se rattachant à la partie la plus septentrionale de la série métamorphique du Cézallier, bien développée plus au Sud, sur les territoires des cartes de Besse-en-Chandesse (741, fig. 404) et de Massiac (Thonat *et al.*, 2006). Cette série est plissée, la structure régionale majeure étant l'antiforme de Massiac de sorte que l'UIG et l'USG apparaissent respectivement au cœur et en périphérie de cette antiforme. En outre, au sein de l'USG se trouvent localement des zones de cisaillement ductile dextre de direction N100-135°E, la principale zone se trouvant dans la partie sud-ouest de la présente carte et se prolongeant sur le territoire de la carte de Besse-en-Chandesse vers l'ESE, comme le montre le schéma structural. Enfin, par endroits des cataclasites tardives et froides apparaissent le long de certaines failles.

Nature et âges des protolithes. À l'échelle régionale, l'Unité Supérieure des Gneiss comprend les trois entités suivantes :

- des migmatites paradérivées à biotite, sillimanite, cordiérite, se singularisant par la présence locale de reliques de granulites acides, découvertes par M. Mathonnat (1983) ;
- un complexe ou "groupe"⁴² leptyno-amphibolique (gla sur fig. 404 et 405) constitué de divers gneiss acides, orthodérivés ou paradérivés, dans lesquels sont intercalées quelques lentilles d'amphibolites, localement à grenat ;
- des orthogneiss leucocrates dits « leptynitiques » à grain fin-moyen, à biotite et localement muscovite et/ou cordiérite pinitisée, ne faisant pas partie du complexe leptyno-amphibolique, présentant un faciès mylonitique à ultramylonitique et constituant un massif qui apparaît uniquement dans la partie la plus méridionale de la carte.

Le complexe leptyno-amphibolique n'affleure pas sur la carte de Veyre-Monton. D'après la notice de la carte de Massiac (Thonat *et al.*, 2006), il dérive d'une formation bimodale acide (tufs et laves rhyodacitiques) - basique (laves et tufs basaltiques tholéitiques) dont l'âge de mise en place se situe entre 500 et 480 Ma environ.

Les migmatites résultent de l'anatexie de paragneiss présentant des analogies avec ceux de l'UIG et dérivant d'une formation sédimentaire détritique ayant probablement une composante volcanogène : une formation gréso-pélite à intercalations de grauweekes.

Les orthogneiss leptynitiques à grain fin-moyen, à biotite et localement muscovite et/ou cordiérite pinitisée de la partie sud-ouest de la carte se trouvent structurellement au-dessus des migmatites et dans une zone de cisaillement dextre, ce qui fait qu'ils sont en grande partie mylonitiques à ultramylonitiques, avec un développement de mica blanc secondaire et, par endroits, de tourmaline. En outre, le long de la faille majeure qui limite le massif du côté sud, une cataclase se surimpose localement à la mylonitisation. Ces gneiss leptynitiques n'ont fait l'objet d'aucune analyse chimique. Par analogie pétrographique avec d'autres gneiss leptynitiques de l'USG du Massif central, ils dérivent probablement de roches magmatiques acides, plus probablement plutoniques que volcaniques.

Aucune datation radiométrique n'a été réalisée sur toutes ces roches métamorphiques attribuées à l'USG. Dans le Limousin, une datation par la méthode ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb sur monozircon (Ledru et Calvez, 1988) donne des âges de 488 ± 32 Ma et 499 ± 5 Ma pour des leptynites du complexe leptyno-amphibolique de Tulle-Vergonzac. Un âge similaire, Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur est donc probable pour les protolithes de l'USG de la feuille de Veyre-Monton.

Dans le cas de la série métamorphique du Cézallier, on observe les lithologies suivantes :

- Des reliques de leptynite granulitique à disthène, situées au sein de migmatites de l'USG, et l'éclogite plus ou moins amphibolitisée de Pérérol (carte de Besse-en-Chandesse). Cette roche apparaît en petits corps lenticulaires au sein de l'orthogneiss de St-Alyre-ès-Montagne, attribué à l'UIG et à la génération cambro-ordovicienne pour son protolithe (6 sur fig. 404 et 405). Ces reliques sont des témoins du métamorphisme HP-MT de la période éovarisque (430 à 400 Ma), tandis que l'amphibolitisation, partielle ou totale, de l'éclogite est due à une rétomorphose dans le faciès amphibolite lors de la phase D1⁴³ (400 à 375 Ma).
- Des paragneiss à biotite et sillimanite (UIG et USG) et dans une moindre mesure des orthogneiss à biotite et parfois muscovite (UIG), qui sont caractéristiques d'un métamorphisme synfolial MP-MT. Cependant, l'âge de 405 ± 15 Ma obtenu pour le métamorphisme de l'orthogneiss de St-Alyre-ès-Montagne (Mathonnat, 1983) est celui de la phase D1 du modèle de M. Faure *et al.* (2005, 2009), alors que ces derniers attribuent le métamorphisme MP-MT à leur phase D2 : cf. plus loin « synthèse géodynamique régionale ».

⁴² Le terme de groupe est employé sur la carte géologique de la France à 1/50 000- feuille Massiac (Thonat *et al.*, 2006) mais le terme de complexe est plus approprié.

⁴³ cf. plus loin chapitre « synthèse géodynamique régionale » pour les détails sur les différentes phases.

- Des migmatites et divers types de granitoïdes (*cf.* ci-dessous) dus à plusieurs phases d'anatexie. Les migmatites, développées aux dépens de paragneiss de l'USG et localement de divers gneiss de l'UG, restent non datées pour le moment.

Formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme thermique

Les formations dévono-dinantiennes de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 ne sont pas représentées sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (fig. 404 ; Chantraine *et al.*, 2003), bien que le principal massif – celui de la Monne – affleure sur une superficie d'environ 7,5 km².

Nature et âge des protolites. Les formations dévono-dinantiennes du plateau des Dômes dérivent d'une entité comprenant (i) des roches sédimentaires gréséo-pélitiques, à intercalations graphiteuses locales, ou plus rarement calcaréo-pélitiques, (ii) des roches volcano-détritiques de type grauwackes, et (iii) des roches volcaniques (laves et tufs) de chimisme intermédiaire (andésite) à acide (rhyolites) ou plus rarement basique (basaltes).

Sur les cartes de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1975) et de Pontgibaud (Hottin *et al.*, 1989), ces formations sont attribuées au Viséen (347 à 331 Ma). Cependant, certaines de ces formations ont subi un métamorphisme thermique lors de l'intrusion des massifs de roches plutoniques de type Aydat, datée à 365 ± 3 Ma par la méthode ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb sur zircon (Pin, 1989 ; *cf.* plus loin), ce qui permet de leur attribuer un âge famennien ou antérieur. C'est pourquoi par souci de simplification nous attribuons un âge dévono-dinantien aux protolithes des formations métamorphisées dans le faciès schiste vert et fréquemment affectées par un métamorphisme thermique.

Les « cornes vertes » sont des cornéennes calciques ou tactites, considérées comme dérivant de sédiments calcaréo-pélitiques.

Les amphibolites des petits corps lenticulaires de la vallée de la Monne dérivent de roches basiques dont le rapport isotopique initial du strontium varie entre 0,7036 et 0,7057 et de ce fait est plus dispersé que dans le massif plutonique d'Aydat, mais C. Pin (1989) considère que cela est dû à des perturbations liées à la petite taille des corps et à leur déformation, et conclut que le massif plutonique d'Aydat peut être considéré comme une racine du volcanisme basique à intermédiaire d'âge dévonien.

Un cas particulièrement intéressant est celui des métavolcanites de Pont-des-Eaux, situées dans l'angle nord-ouest de la carte de Veyre-Monton et se prolongeant vers le Nord dans l'angle sud-ouest de la carte de Clermont-Ferrand (fig. 404). Des analyses d'éléments en traces et d'isotopes du strontium et du néodyme dans deux échantillons permettent de faire une comparaison avec cinq échantillons représentatifs du massif « dioritique » d'Aydat, comparaison qui montre (Pin et Paquette, 2002) les caractères communs suivants :

- un fort enrichissement en TR légères et plus encore en Th ;
- un fractionnement des TR lourdes ;
- de fortes anomalies négatives en Nb et, à un degré moindre, en Ti et Zr.

Ces caractères, résumés par les valeurs très élevées des rapports Th/La (0,19-0,41) et Th/Nb (0,25-1,7), sont typiques des suites calco-alcalines. Ces données et l'âge dévonien supérieur du massif « dioritique » d'Aydat permettent de rattacher les métavolcanites de Pont-des-Eaux et la « diorite » d'Aydat au magmatisme calco-alcalin d'arc de la formation de Cressy-sur-Somme, située dans le Morvan sur les territoires des cartes 576 et 599 (fig. 404 et 405, caisson d2).

Évolution tectono-métamorphique. J.-B. Mboungou-Kongo (1987) propose l'évolution suivante pour ces formations dévono-dinantiennes :

- Une phase de déformation PD1 caractérisée par le développement de plis isoclinaux P1, et d'une « schistosité de flux » S1 parallèle à la stratification S0 contemporaine d'un métamorphisme régional dans le faciès schiste vert, caractérisé par l'association de mica blanc-chlorite-épidote.
- Un métamorphisme thermique se traduisant par une blastèse de cordiérite et/ou d'andalousite, due à la mise en place de dômes thermiques, liés à des intrusions plutoniques.
- Une phase PD2 "d'aplatissement" caractérisée par le développement de plis ptygmiques P2 et d'une schistosité de fracture ou de crénelation S2, contemporaine de la montée de magmas plutoniques induisant un métamorphisme de contact représenté par le développement tout d'abord de biotite, grenat, amphibole, diopside, épidote puis par l'apparition de biotite II dans les conditions suivantes : T=500-550°C, P=1,5-2 kb.

Massifs et filons de roches plutoniques à subvolcaniques

Trois types d'associations plutoniques sont présents sur la carte géologique de Veyre-Monton à 1/50 000 :

- **une association calco-alkaline *stricto sensu***, mésocrate à mélanocrate, 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 ;
- **une association calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline**, constituée d'un monzogranite porphyroïde à biotite et rare amphibole relictuelle, formant, dans la partie septentrionale de la carte, le massif de Theix qui vers le Nord se poursuit dans le secteur de Royat sur le territoire de la feuille Clermont-Ferrand à 1/50 000 ;
- **une association aluminopotassique**, mésocrate à leucocrate, comprenant :
 - une tonalite à grain fin-moyen à biotite abondante, muscovite et cordiérite pinitisée, sous forme de petits corps associés spatialement et génétiquement à des granitoïdes de type Cournols–Saint-Nectaire ;
 - un granite-granodiorite mésocrate à grain moyen à biotite et parfois muscovite ou cordiérite, de type Cournols–Saint-Nectaire, formant divers massifs dont celui de Cournols, intrusif dans les formations dévono-dinantiennes et dans le massif plutonique calco-alkalin d'Aydat ;
 - 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 ;
 - 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.

Pour le **massif d'Aydat** des datations par la méthode U/Pb sur zircons donnent un âge de 365 ± 3 Ma (fig. 406), proche de l'âge de 360 ± 1 Ma des diorites-gabbros du massif de Beaumont–Huriel dans le domaine de Boussac, dans la partie nord-ouest du Massif central (Pin et Paquette, 2002). L'étude isotopique de C. Pin (1989) donne en outre les résultats suivants :

- une valeur de ϵ_{Nd} comprise entre +1,4 et +5,0 ;
- un rapport isotopique initial du strontium [$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$] recalculé pour un âge de 370 Ma, compris entre 0,7041 et 07049.

Ces signatures isotopiques ainsi que les caractéristiques en éléments en traces incompatibles peu mobiles reflètent une origine mantellique et des analogies avec les exemples actuels de zones de subduction, associées à des marges actives (Pin et Paquette, 2002).

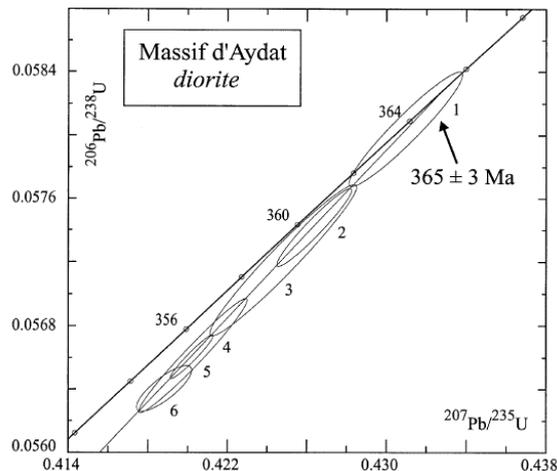


Fig. 406 - Diagramme Concordia pour les points représentatifs des analyses U/Pb sur des zircons extraits de la « diorite » d'Aydat (extrait de Pin et Paquette, 2002).

Le monzogranite porphyroïde à biotite de Theix n'est pas daté. Il est intrusif dans le massif calco-alkalin d'Aydat, mais ses relations avec les massifs de granitoïdes de type Cournols–Saint-Nectaire ne sont pas visibles à l'affleurement. À titre d'hypothèse, nous supposons qu'il est légèrement antérieur à ces granitoïdes.

Le granitoïde de type Cournols–Saint-Nectaire est analogue au granite de St-Dier-d'Auvergne, situé dans le Livradois, à l'Est de la Limagne de Clermont-Ferrand, et daté de façon peu précise à 330 ± 26 Ma par une isochrone Rb-Sr sur roches totales (Saint-Joanis, 1975).

Dans le cadre de la réalisation de la présente carte, une datation du granitoïde de Cournols par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite donne un âge de 352 ± 4 Ma (Cocherie, 2004). Cet âge est d'autant plus intéressant que le granitoïde de Cournols présente de nombreuses analogies pétrographiques et géochimiques avec :

- le granite de Peyrabout, situé au sein du complexe de Guéret dans la partie nord-ouest du Massif central, qui a un âge de 356 ± 10 Ma et un rapport isotopique initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de $0,7098 \pm 0,0004$, d'après une isochrone Rb-Sr sur roches totales (Berthier *et al.*, 1979).
- le granite de la Glane, situé dans le Limousin et daté à 352 ± 12 Ma par la même méthode (Duthou, 1977).

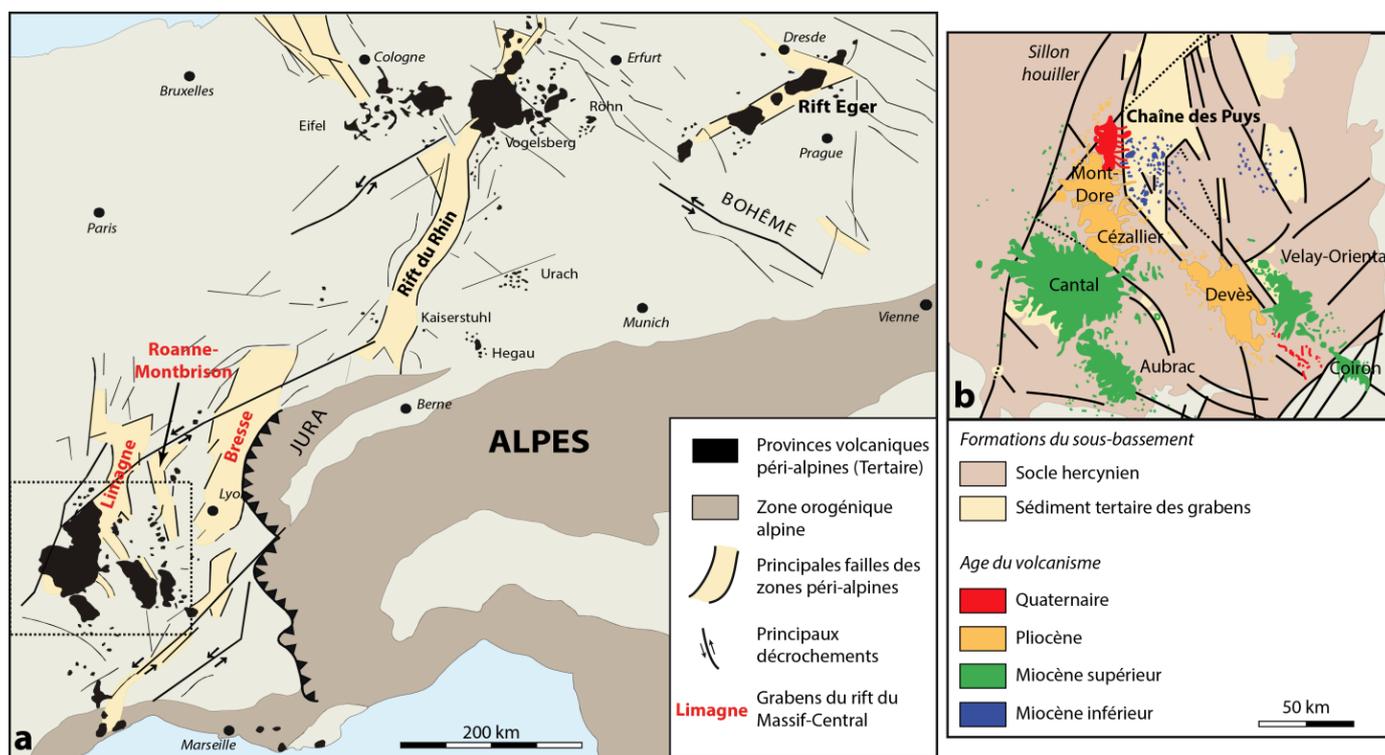
Nous retenons donc pour la mise en place magmatique des massifs de granitoïdes aluminopotassiques de type Cournols–Saint-Nectaire un âge de 352 ± 4 Ma, cohérent avec la tranche d'âge 15 (359 à 335 Ma) indiquée sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003 ; cf. fig. 404 et 405).

Les filons de leucogranites sont tardifs et peuvent être attribués au stade D3 de M. Faure *et al.* (2009), comme cela est le cas pour beaucoup de leucogranites tardifs du Massif central, avec un âge pouvant aller du Namurien au Stéphanien voire à l'Autunien⁴⁴ d'après les datations radiométriques réalisées jusqu'à présent. Par exemple, le leucogranite de Manson (carte de Clermont-Ferrand à 1/50 000) a un âge namuro-westphalien d'après deux isochrones Rb-Sr (Piel, 1966) : 321 ± 13 Ma en roche totale plus biotite, 317 ± 16 Ma en roche totale et muscovite.

Enfin, **les filons subvolcaniques de microgranites porphyriques et de lamprophyres** sont vraisemblablement liés au magmatisme bimodal acide-basique, stéphan-autunien, dans un contexte de distension NW-SE synorogénique (stade D4) puis NE-SW postorogénique (stade D5) : cf. plus loin, chapitre « synthèse géodynamique régionale ».

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES OLIGOCÈNES À MIOCÈNES

par H. Tissoux



Le dépôt de ces formations est étroitement lié à un épisode d'extension lithosphérique qui s'est produit de l'Éocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur et qui a une direction d'étirement maximum Est-Ouest, c'est à dire globalement perpendiculaire au front de la chaîne alpine (fig. 407). Cette extension a donné naissance aux fossés (grabens) limités par des failles normales cassantes développés dans l'avant-pays alpin : le graben de l'Eger, le graben du Rhin, le fossé de la Bresse et les fossés d'effondrement du Massif central (rift d'Europe de l'Ouest), dont les plus importants sont le fossé de la Limagne⁴⁵ et le fossé de Roanne-Montbrison (Michon et Merle, 2001).

⁴⁴ termes traditionnellement utilisés pour les formations carbonifères de l'Europe de l'Ouest

⁴⁵ ou Limagne de l'Allier : cf. fig. 402

Les données de sismique-réfraction et l'analyse des sondages profonds montrent que ce fossé d'effondrement est un demi-graben (fig. 408), caractérisé par le fonctionnement d'une faille bordière majeure – la faille de la Limagne – et un remplissage dissymétrique des dépôts sédimentaires. À l'aplomb de la faille de la Limagne, un peu au Nord de Clermont-Ferrand, au niveau de la ville de Riom, le socle varisque s'abaisse jusqu'à - 2 700 mètres, si bien que le jeu vertical de la faille de la Limagne avoisine 4 km (Merle et Michon, 2001).

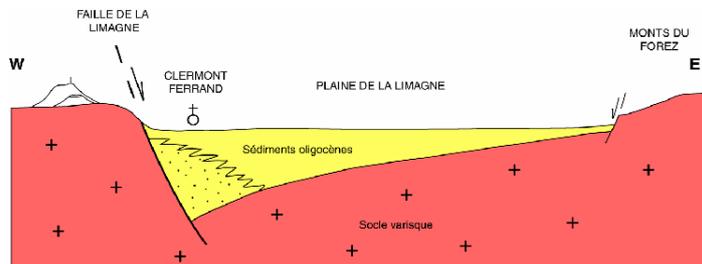


Fig. 408 - Le demi-graben de la Limagne (Merle et Michon, 2001).

Entre l'Éocène supérieur (Priabonien) et l'Oligocène moyen, ce demi-graben a fonctionné en symétrie de miroir avec un autre héli-graben latéral profond (Bresse), de part et d'autre d'un graben central symétrique (Roanne-Montbrison). À partir de l'Oligocène supérieur, la subsidence se concentre uniquement dans la partie occidentale du rift (demi-graben de la Limagne) (Merle *et al.*, 1998).

Le fossé de la Limagne de l'Allier est limité à l'Ouest par la faille bordière qui le sépare du plateau des Dômes, et à l'Est par les monts du Forez (fig. 408) ; il s'ouvre, dans sa partie nord, sur le Bassin parisien, tandis que vers le Sud il se ferme dans la région de Brioude, au sein de formations métamorphiques appartenant à l'Unité Supérieure des Gneiss et à la série du Cézallier. Il est constitué d'un ensemble de bassins d'orientation générale Nord-Sud. On y distingue la Limagne bourbonnaise au Nord, la grande Limagne ou Limagne centrale, et la Limagne méridionale au Sud. La feuille de Veyre-Monton à 1/50 000 se situe dans la partie méridionale de la Limagne centrale, dans la Limagne des buttes de J-F. Pastre (2005) ; en outre, de petits fossés oligocènes connexes se trouvent plus à l'Ouest, au sein du socle du plateau des Dômes et dans la partie méridionale de la feuille, tandis que dans l'angle nord-ouest de la feuille apparaît la partie sud-est du petit fossé oligocène d'Olby.

À l'Oligocène, la tectonique distensive a atteint son paroxysme. Pendant cette période et jusqu'au début du Miocène le bassin des Limagnes a enregistré une sédimentation sablo-argileuse terrigène et marno-calcaire lacustres à fluviolacustres qui s'accumule sur de grandes épaisseurs. Des calcaires concrétionnés et des récifs se sont développés dans des conditions lacustres chaudes peu profondes sous l'action d'organismes végétaux et animaux, au sein des sédiments marneux ou argilo-marneux.

L'évolution post-oligocène du Massif central a été caractérisée par une surrection généralisée. La tectonique miocène à pliocène se traduit par un rejeu de failles antérieures et les dépôts sédimentaires miocènes ne sont présents qu'en remplissage de maars-diatrèmes du plateau de Gergovie.

FORMATIONS VOLCANIQUES ET/OU SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

par P. Chèvremont, P. Nehlig et J. Bernard

Sur une grande partie du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 s'est mis en place un volcanisme cénozoïque, qui a débuté il y a environ 23 Ma, au Miocène inférieur, pour se prolonger jusqu'à l'Holocène il y a environ 7 000 ans, et qui n'est probablement pas encore terminé : cf. discussion plus loin.

L'origine de ce volcanisme reste encore débattue dans la littérature. Il apparaît comme acquis qu'une importante anomalie thermique se situe, en profondeur, au droit des formations volcaniques. Normalement située à environ 140 km de profondeur, la limite entre l'asthénosphère et la lithosphère, généralement représentée par l'isotherme 1 350°C, ne se trouve plus qu'à 55 km de profondeur dans cette zone du Massif central (Perrier et Ruegg, 1973). Cette remontée de matériel asthénosphérique, accommodée par une décompression adiabatique, a pour conséquence de permettre la fusion partielle des péridotites du manteau pour donner naissance aux magmas alimentant le volcanisme de la région, qui arrivent en surface après des processus plus ou moins complexes de migration, contamination et différenciation.

L'origine de cette anomalie asthénosphérique est encore mal comprise. Les premières hypothèses ont proposé la présence d'un ou plusieurs panache(s) mantellique(s) sous le Massif central, qui s'étalerai(en)t sous la croûte en se ramifiant : c'est la théorie du point chaud, confortée notamment par l'observation du bombement du socle varisque et la chimie alcaline des laves, proche de celles du magmatisme intraplaque (Chesworth, 1975 ; Nicolas *et al.*, 1987 ; Wilson et Downes, 1991 et références citées dans ces articles). Une autre hypothèse (Merle et Michon, 2001), basée sur une étude chronologique et spatiale du volcanisme du Massif central, propose que ce volcanisme est lié à la formation des Alpes. Après un épisode de rifting passif dû aux contraintes extensives imposées à la plaque européenne

subduite, le développement progressif d'une importante racine crustale à la base de la chaîne alpine aurait eu pour conséquence de chasser du matériel asthénosphérique chaud sous le Massif central. Ce flux asthénosphérique ascendant aurait provoqué, en cascade, une érosion thermique de la lithosphère (expliquant l'anomalie de chaleur), puis un bombement crustal (par isostasie), et enfin la mise en place des rifts actifs riches en volcanisme qui affectent l'ensemble de l'Europe de l'Ouest sur le pourtour des Alpes et dont font partie les volcans du Massif central (fig. 407). Ce modèle géodynamique est en accord avec des études récentes qui privilégient l'hypothèse d'un volcanisme en Europe de l'Ouest déconnecté de la présence de panaches mantelliques profonds de type « points chauds » (Meyer et Foulger, 2007). Cependant, il ne s'accorde pas avec la structure de l'arc alpin qui devient Est-Ouest des Savoies à l'Autriche, alors que les fossés volcano-tectoniques de l'Oligo-Miocène conservent une orientation subméridienne de la Méditerranée (Cap d'Agde) au graben des Pays Bas en passant par le rift rhénan (fig. 407).

Quelle qu'en soit l'origine, l'empreinte du volcanisme cénozoïque est très prononcée sur l'ensemble de la feuille de Veyre-Monton. Les buttes volcaniques de la Limagne sont pour la plupart les témoins d'un volcanisme ancien (Miocène), où les plateaux figurent généralement d'anciennes coulées de lave, aujourd'hui en inversion de relief. Ces pointements sont fréquemment associés aux restes de cheminées volcaniques connues sous le nom de diatrèmes, et correspondant à des cratères d'explosions, comblés de brèches où les éléments volcaniques sont intimement associés aux terrains sédimentaires dans lesquels se produisent les explosions, formant une roche appelée localement « pépérite » (littéralement la roche à grains de poivre). La feuille de Veyre-Monton comprend également les produits distaux de deux stratovolcans à la vie tumultueuse, édifiés par de nombreuses éruptions successives sur de longues périodes de temps. Proches l'un de l'autre dans l'espace et dans le temps, ces deux édifices sont celui du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma) et celui du Sancy (1,1 à 0,24 Ma). Cet ensemble « composite » Mont-Dore-Sancy, édifié directement sur le socle varisque, couvre une superficie d'environ 500 km² et a émis près de 220 km³ de produits (Brousse, 1971). La présence de roches grenues (gabbro et monzonites) affleurant à des altitudes élevées, et les distances importantes parcourues par les avalanches de débris associées à ces stratovolcans font supposer que ces édifices devaient culminer au maximum de leur croissance à au moins 2 500 m d'altitude (Cantagrel et Briot, 1990).

Enfin, le volcanisme récent de la Chaîne des Puys est, à l'inverse, monogénique et composé d'édifices qui se construisent généralement en quelques jours à quelques mois : des cônes de scories (dynamisme strombolien) y sont souvent accompagnés de la mise en place de coulées de lave, tandis que de rares cratères d'explosion connus sous le nom de maars (dynamisme phréato-magmatique) témoignent d'éruptions plus fortement explosives.

Des dépôts sédimentaires détritiques sont localement associés aux formations volcaniques.

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 (Cheguer, 1996) l'activité volcanique a débuté au Miocène inférieur, il y a environ 23 Ma, et a atteint son paroxysme il y a 16 Ma, c'est-à-dire à la limite entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen. Ce volcanisme comprend de nombreux maars-diatrèmes de pépérites, attribués à une dynamique explosive phréato-magmatique. 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. 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. Dans le cas particulier de la zone d'alimentation du Puy de Mardoux il y a probablement un mélange mécanique de deux liquides visqueux : l'un « basaltique », l'autre carbonaté.

En Limagne se trouve en outre une structure volcanique particulière : celle du Puy de Saint-Sandoux s.l., constituée de néphéline à olivine et analcime, de pegmatitoïde à rhönite et de 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. Il s'agit d'une part de basaltes ankaramitiques et, d'autre part, de mélanéphélinites et de 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. Ces formations sont peu développées et comportent (i) de petits pointements de basaltes s.l. ou de leucobasalte, 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 fluviales, 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 pliocène « prémondorien » 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 ; 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. en inversion de relief ; le cône

strombolien du Puy de la Vigeral et la coulée de trachybasalte de la montagne de la Serre, datée à 3,4 Ma et en inversion de relief.

Volcanisme et dépôts d'alluvions fluviales pliocènes « prémondoriens » 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, où il 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.

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 « prémondoriennes » et sous-jacentes aux coulées volcaniques de Pardines pour F1 et de Roca Neyra pour F2.

Volcanisme pliocène supérieur du Puy de Corent en Limagne (environ 3 Ma). Dans la partie orientale de la carte de Veyre-Monton se trouve une entité volcanique particulière : celle du Puy de Corent, comprenant un cône strombolien et 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. Malgré cet âge récent l'entité du Puy de Corent est en inversion de relief.

Volcanisme plio-quadernaire du Mont-Dore s.s. (3,1 à 1,8 Ma)

Le stratovolcan du Mont-Dore s.s. (ou de Guéry) a un âge pliocène supérieur à pléistocène inférieur : 3,1 à 1,8 Ma. Son flanc oriental se trouve sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000, où il est représenté par des formations volcaniques variées, ainsi que par des dépôts alluviaux fluviaux, parfois fossilifères, 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 fluviaux, mais encore de les caler dans le temps grâce à des datations radiométriques.

L'histoire du stratovolcan du Mont-Dore s.s. est surtout caractérisée par la mise en place d'une formation cendro-ponceuse rhyolitique à ponces fibreuses, appelée « Grande Nappe » dans la terminologie locale, dont on retrouve les témoins dans toutes les directions, jusqu'à plus de 30 km de la zone d'émission. Cette formation cendro-ponceuse a un volume estimé à quelques km³ et elle a recouvert plus de 100 km². Sa mise en place, rajeunie récemment à $2,77 \pm 0,02$ Ma par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Nomade *et al.*, 2017), est certainement contemporaine de la formation d'une importante caldeira dont les limites restent cependant imprécises. Après cette éruption plinienne, la caldeira aurait été comblée par des dépôts pyroclastiques et volcano-sédimentaires avant la mise en place d'intrusions, de dômes et de nuées ardentes trachytiques et rhyolitiques qui ont été canalisés vers le bas dans des paléovallées. Cette activité a également engendré la majorité des produits volcaniques trouvés au plateau de Perrier (30 km à l'Est du massif du Mont-Dore) où la séquence volcano-sédimentaire, qui atteint 120 m d'épaisseur au total, est liée à plusieurs effondrements de flanc provenant de la partie nord-est du stratovolcan du Mont-Dore et aux coulées de débris associées (Bernard *et al.*, 2009). D'après S. Nomade *et al.*, (2014a, échantillon PER 51) la première avalanche du plateau de Perrier est datée par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar à $2,60 \pm 0,02$ Ma – soit à la limite entre le Pliocène et le Pléistocène – et les autres ont suivi rapidement, l'ensemble de la séquence du plateau de Perrier ayant été mis en place en quelques dizaines de milliers d'années. D'après les travaux de B. Bernard *et al.* (2009), deux avalanches principales (unités U1 et U4) se seraient ainsi succédées, avec entre temps des épisodes importants de remobilisation du matériel volcanique sous la forme de coulées de débris (unités U2 et U3).

Après la formation du stratovolcan du Mont-Dore s.s. et une longue période d'arrêt de l'activité volcanique, celle-ci a repris il y a environ 1,2 Ma :

- de façon discrète, en Limagne, dans la partie nord-est de la carte de Veyre-Monton, avec des coulées basiques dont l'âge se situe probablement entre 1,2 et 0,8 Ma ;
- de façon spectaculaire, avec le stratovolcan du Sancy, dont le flanc nord-est se trouve sur la présente carte.

Volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne (1,2 à 0,8 Ma)

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

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 0,90 à 0,24 Ma d'après de nombreuses datations radiométriques par la méthode K/Ar (en particulier Cantagrel et Baubron, 1983), et, d'autre part, plusieurs générations de coulées de basaltes s.l., de ponces trachyandésitiques ou trachytiques et de dépôts d'avalanches de débris.

Comme pour le stratovolcan du Mont-Dore s.s., les produits volcaniques du Sancy appartiennent à deux séries : une série alcaline sous-saturée (basanites à phonolites) et une série saturée (basaltes à trachytes). Environ 75 % des laves et intrusions ont une composition intermédiaire (shoshonites et latites dans la classification de l'IUGS, Le Bas *et al.*, 1986) et sont regroupées sous l'appellation française de « trachyandésites » (Briot, 1988) qui comprennent des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites de la classification de l'IUGS, respectivement appelées « doréites » et « sancyites » dans la terminologie locale.

L'activité du Sancy (Julien, 1988 ; Pastre et Cantagrel, 2001) a cessé il y a environ 240 à 200 ka (Cantagrel et Baubron, 1983 ; Nomade *et al.*, 2012), juste avant le début de l'activité de la Chaîne des Puys. Les matériaux pyroclastiques, incluant les coulées de ponces, des ignimbrites, des coulées de cendres et blocs, et des retombées et déferlantes pliniennes, représentent environ 20-30 % des produits volcaniques émis (Brousse, 1963).

Une téphrostratigraphie du Sancy a été proposée en 2001 par J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel, qui distinguent, sur la base de données de terrain, minéralogiques et géochimiques, plus de trente unités pyroclastiques ponçueuses, de composition latitique à rhyolitique, qu'ils ont regroupées en deux phases pyroclastiques. Plus récemment, les travaux réalisés par S. Nomade *et al.* (2012) permettent de réévaluer entièrement la chronologie des éruptions explosives majeures du Sancy, qui sont regroupées, sur la base de nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en quatre cycles pyroclastiques principaux : **C.I** (début à 1,1 Ma et durée minimum de 91 ± 7 ka), **C.II** (début à 817 ka et durée minimum de 133 ± 8 ka), **C.III** (début à 642 ka et durée minimum de 105 ± 7 ka) et **C.IV** (plus difficile à évaluer, entre 400 et 200 ka ?). Au moins 5 éruptions explosives majeures ont été datées au sein des cycles C.I, C.II et C.III ; deux seulement en l'état pour C. IV (Nomade *et al.*, 2012).

Le cycle C. I (Phase Pyroclastique 1 de Pastre et Cantagrel, 2001) a vraisemblablement été associé à la formation d'une caldeira dont l'existence et la taille sont débattues (Lavina, 1985 ; Pastre, 1987 ; Julien, 1988 ; Féraud *et al.*, 1990 ; Pastre et Cantagrel, 2001 ; Nomade *et al.*, 2012). À cette phase se rattachent les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma), qui subsistent sur une longueur de 35 km sous forme de lambeaux en inversion de relief, depuis l'Ouest de Besse-en-Chandesse jusqu'à l'Est de Longues, comme le montre le schéma structural. Cette phase 1 est associée à au moins 5 éruptions explosives majeures (Nomade *et al.*, 2012).

La Phase Pyroclastique 2 de J.-F. Pastre et J.-M. Cantagrel (2001), qui rassemble les unités pyroclastiques de type Neschers datées par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre $0,58 \pm 0,02$ Ma et $0,554 \pm 0,003$ ka (Lo Bello *et al.*, 1987 ; Pastre *et al.*, 2007) correspond au cycle C. III de S. Nomade *et al.* (2012). La dernière activité du Sancy est essentiellement composée d'intrusions trachyandésitiques (e.g. Puy de Sancy) et des coulées de basaltes s.l. (e.g. Roc de Cuzeau) associés à des lahars, et à des unités pyroclastiques de petits volumes. L'activité pyroclastique plinienne la plus récente correspond à une couche de cendres trouvée dans les maars du Bouchet et de Praclaux dans le SW du Velay qui a donné un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 279 ± 5 ka (Roger *et al.*, 1999 ; Nomade *et al.*, 2012).

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).

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 sont donc holocènes.

La particularité de la Chaîne des Puys par rapport aux stratovolcans du Cantal, du Mont-Dore s.s. et du Sancy est de montrer une juxtaposition d'édifices dits « monogéniques », de petite taille, résultant chacun d'une éruption brève à l'échelle des temps géologiques : de quelques jours à quelques mois. Ils permettent donc une compréhension aisée des mécanismes volcanologiques mis en jeu. Parmi ces mécanismes, des travaux récents (Vidal, 1994) ont mis en évidence la fréquence d'un phénomène jusque-là rarement signalé à l'échelle mondiale : des édifices de faible volume, pour des causes variées, peuvent connaître des déstabilisations sectorielles, de la même façon que les grands

stratovolcans, pouvant aller jusqu'à la destruction complète du cône, et dans un cas extrême engendrer des avalanches de débris importantes, comme ce fut le cas à Gravenoire aux portes de Clermont (Goër de *et al.*, 1993).

Les analyses chimiques compilées dans le cadre du DEA de Rosseel (1996) ont permis de distinguer quatre classes pétrochimiques : basalte, trachybasalte, trachyandésite (basaltique ou différenciée) et trachyte (fig. 409), les trois premières étant présentes sur le territoire de la carte de Veyre-Monton. Sur ce territoire 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.

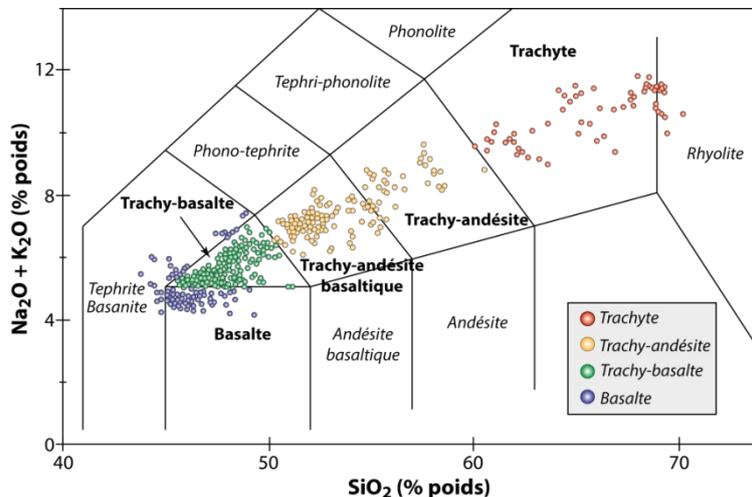


Fig. 409 - Diagramme TAS (Total Alkali vs Silica, Le Bas *et al.*, 1986) pour les roches volcaniques de la Chaîne des Puys - Source : Portal, 2015 d'après des données de Rosseel (1996) et Boivin *et al.* (2009).

Des travaux de synthèses géochimiques et géochronologiques (Maury *et al.*, 1980 ; Villemant *et al.*, 1981 ; Rosseel, 1996) ont permis de cerner plus précisément les mécanismes d'évolution géochimiques des produits magmatiques et de confirmer le rôle majeur du fractionnement de l'amphibole dans ces processus. L'intégration des données géochimiques et géochronologiques a permis de montrer une évolution globale de la série avec le temps, en quatre époques éruptives, caractérisées par des laves de plus en plus différenciées, et séparées par des périodes de repos (Boivin *et al.*, 2009). La mise en évidence de cette évolution chimique des produits émis avec le temps n'a pas que des incidences scientifiques de nature académique. Les dernières éruptions de la Chaîne des Puys proprement dite (8 600 ans cal BP), qui ont édifié les cônes trachybasaltiques jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas, impliquent logiquement que nous sommes entrés dans un nouveau cycle magmatique qui pourra se traduire dans l'avenir par des éruptions de laves de plus en plus différenciées et donc potentiellement de plus en plus dangereuses. La chronologie des différentes phases de l'éruption ayant mené à la formation des volcans des puys de la Vache et de Lassolas a récemment été décrite par Jordan *et al.* (2016) et donne une idée détaillée de ce que pourrait être une nouvelle éruption de ce type dans la Chaîne des Puys.

Dans « Volcans d'Auvergne : la menace d'une éruption ? » Alain de Goër de Herve (1997) argumente les réponses à cette question et répond sans équivoque « **il se produira un jour une nouvelle éruption** ». Aux questions quand ? où ? comment ? et avec quels risques ? les connaissances actuelles ne permettent pas de répondre avec précision. Il ne s'agit pas là d'un manque de connaissances mais d'une limite de la méthode, comme peuvent l'être les prévisions météorologiques à long terme. Des études récentes se concentrent ainsi sur des approches statistiques, rassemblées au sein d'un système d'information géographique (SIG) combinant différents paramètres naturels et modèles numériques afin d'établir des scénarii d'éruptions crédibles (ici dans le cas de coulées de lave affectant la zone urbaine de Clermont-Ferrand) et d'en estimer les impacts (Latutrie *et al.*, 2016). Ainsi, bien que très faible, il n'empêche que le risque volcanique autour de la Chaîne des Puys est réel. Des calculs thermodynamiques montrent que de par leur âge récent, les réservoirs magmatiques ayant alimenté des volcans tels que le Puy de Dôme sont encore probablement en partie remplis par du magma fondu (Martel *et al.*, 2013).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

par P. Chèvremont et M. Faure

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

Les datations radiométriques les plus fiables concernent les protolithes d'orthogneiss dérivant de roches plutoniques. Elles montrent que ces protolithes se répartissent en deux tranches d'âges, se recouvrant en partie :

- une tranche du Protérozoïque terminal – Cambrien moyen (-590 à -500 Ma), très probablement liée au cycle orogénique cadomien (tranche 6 sur fig. 404 et 405) ;
- une tranche cambro-ordovicienne (-541 à -443 Ma ; tranche 7 sur fig. 404 et 405).

En Auvergne, l'orthogneiss de Saint-Alyre-ès-Montagne – Anzat-le-Luguet, situé au sein de l'UIG sur le territoire des cartes géologiques à 1/50 000 de Massiac (Thonat *et al.*, 2006) et de Besse-en-Chandesse (Blein *et al.*, à paraître), dérive d'un granitoïde de composition granodioritique à monzogranitique, daté de façon peu précise à 535 ± 26 Ma par une isochrone Rb/Sr en roches totales, avec un rapport isotopique initial du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = $0,7066 \pm 0,0011$ (Mathonnat, 1983). Il est rattaché à la tranche 6 sur la carte géologique de la France à 1/1M – 6^e édition révisée (Chantraine *et al.*, 2003).

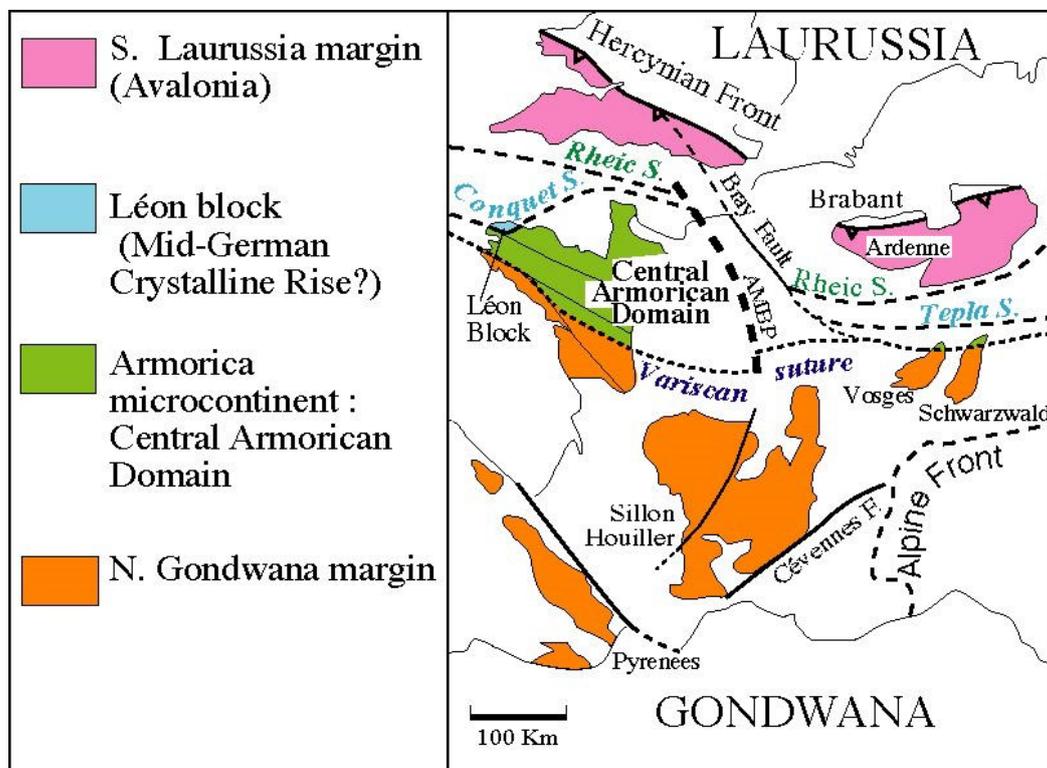


Fig. 410 - dispositif général de la Chaîne varisque en France (d'après M. Faure, 2011).

Dans le Limousin, une datation par la méthode $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur monozircon (Ledru et Calvez, 1988) donne des âges de 488 ± 32 Ma et 499 ± 5 Ma pour des leptynites du « Groupe » leptyno-amphibolique de Tulle-Vergonzac.

L'Ordovicien inférieur (485,4 à 470 Ma) est la période pendant laquelle se produit un rifting continental du Gondwana qui conduit à la séparation du microcontinent Armorica du Gondwana (fig. 410). Ce rifting évolue jusqu'à une océanisation responsable de l'ouverture de l'océan Médio-européen.

OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)

par P. Chèvremont et M. Faure

Au cours de l'orogénèse varisque les protolithes antérieurs ont subi un métamorphisme régional polyphasé pour lequel nous nous référons aux publications de M. Faure *et al.* (2005, 2009, 2017) et à un diaporama inédit de Michel Faure (2011), ainsi qu'à la thèse de C. Leloix (1998) concernant le Nord-est du Massif central.

En France, on reconnaît quatre domaines paléogéographiques et tectoniques (fig. 408) :

- 1 : la zone externe Nord de l'Ardenne forme la marge d'Avalonia ou plus généralement du continent Laurussia
- 2 : le Léon est un microcontinent dérivé du Gondwana, corréléable à la zone Saxo-thuringienne, encore appelée Mid-German Crystalline Rise (MGCR)
- 3 : l'Armorica est un autre microcontinent dérivé du Gondwana
- 4 : la marge nord-gondwanienne : Massif central, Sud du Massif armoricain, Vosges, Pyrénées.

L'architecture du Massif central consiste en un empilement de nappes synmétamorphes et une succession d'intrusions magmatiques. Elle résulte de six phases ou événements tectono-métamorphiques, qualifiés de D0 à D5 qui peuvent être subdivisées en trois grandes étapes, i) le cycle éovarisque : phases D0 et D1 ; ii) le cycle varisque *stricto sensu* : phases D2 et D3 ; iii) la période tardivarisque : phases D4 et D5 (Faure *et al.*, 2009 ; Faure, 2011).

Évènement D0 (430 à 400 Ma) (fig. 411 et 412). Au Silurien, la fermeture de l'océan Médio-européen ou « ligérien » puis la collision Armorica–Gondwana sont contrôlées par une subduction vers le Nord sous le microcontinent Armorica (fig. 411). Cela s'accompagne d'un métamorphisme de haute pression (≤ 20 kb) et de moyenne à haute température ($\leq 800^\circ\text{C}$) à l'origine d'éclogites et de granulites de HP, situées dans la partie basale de l'USG pour l'essentiel. L'éclogitisation est datée par la méthode U-Pb sur zircons à 432 ± 20 Ma dans le Haut-Allier (Ducrot *et al.*, 1983), à 415 ± 6 Ma dans la région de Marvejols (Pin *et al.*, 1982) et à 408 ± 7 Ma près de Decazeville (Paquette *et al.*, 1995). Les structures associées restent très mal connues, la suture éovarisque n'étant observée qu'à la faveur des failles de Nort-sur-Erdre dans le Massif armoricain et de Lalaye–Lubine dans les Vosges (fig. 412), failles qui ont joué en décrochement.

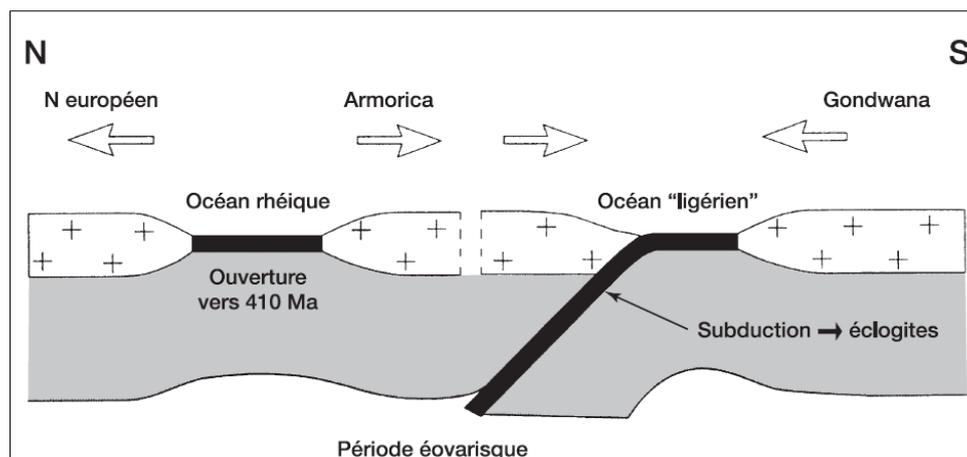


Fig. 411 - Coupe schématique de la tectonique des plaques au Silurien-Dévonien inférieur (d'après C. Leloix, 1998).

Évènement D1 (400 à 375 Ma) (fig. 412 et 413). Il y a exhumation de la croûte continentale profondément subductée et fusion crustale. Cet événement est responsable de la mise en place du charriage de l'Unité supérieure des Gneiss sur l'Unité inférieure des Gneiss avec un mouvement vers le Sud-ouest. Il commence par un premier épisode d'anatexie, lié à la diminution de pression due à l'exhumation concernant l'UIG et l'USG et donnant naissance aux migmatites précoces, datées entre 385 et 375 Ma, dans un contexte de déformations synmétamorphes. Ces migmatites renferment localement des blocs d'éclogites rétro-morphosées en amphibolites.

Dans le Nord-est du Massif central, l'USG est recouverte par des séries volcano-sédimentaires d'âge dévonien moyen à supérieur, non ou peu métamorphosées, comme dans le cas de la série de Cressy-sur-Somme, sur les territoires des cartes géologiques à 1/50 000 de Bourbon-Lancy (576, Delfour *et al.*, 1990) et de Dompierre-sur-Besbre (599, Delfour *et al.*, 1988) dans le Morvan (*cf. supra* fig. 406). Cette série correspond à un volcanisme calco-alcalin d'arc en milieu marin, lié à la fermeture de l'océan Rhéique par subduction vers le Sud sous le microcontinent Armorica alors recollé au Gondwana (fig. 413). En Auvergne, des témoins de ce magmatisme calco-alcalin d'arc se trouvent sur les territoires des cartes de Veyre-Monton (717) et de Clermont-Ferrand (693) (*cf. supra* fig. 404) : il s'agit des massifs plutoniques « dioritiques » de type Aydat et des métavolcanites de Pont-des-Eaux. Le bassin marginal de Brévenne–Violay–Beaujolais est lié à un rifting en arrière de cet arc, au sein du continent Gondwana (fig. 413).

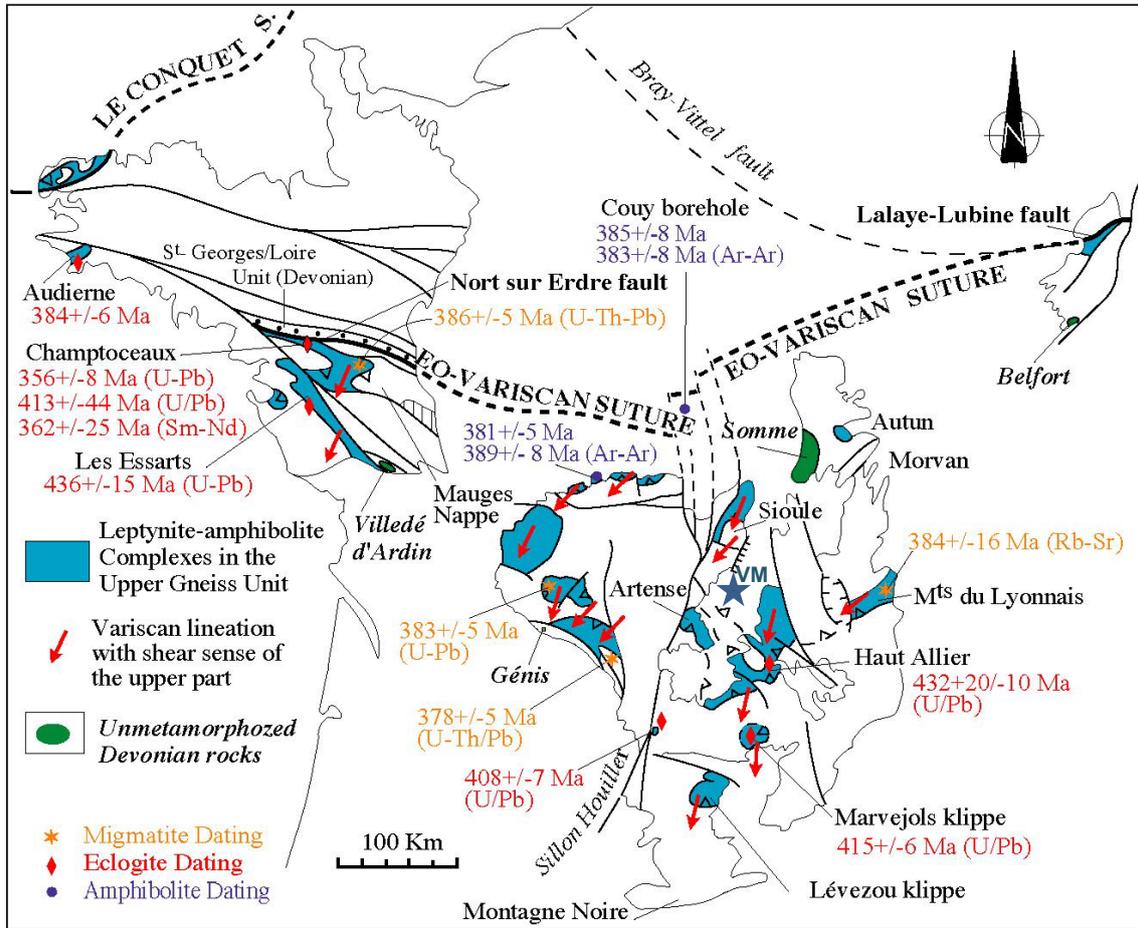


Fig. 412 - Événements D0 et D1 dans la Chaîne varisque française (d'après M. Faure, 2011).

★ VM position de la ville de Veyre-Monton

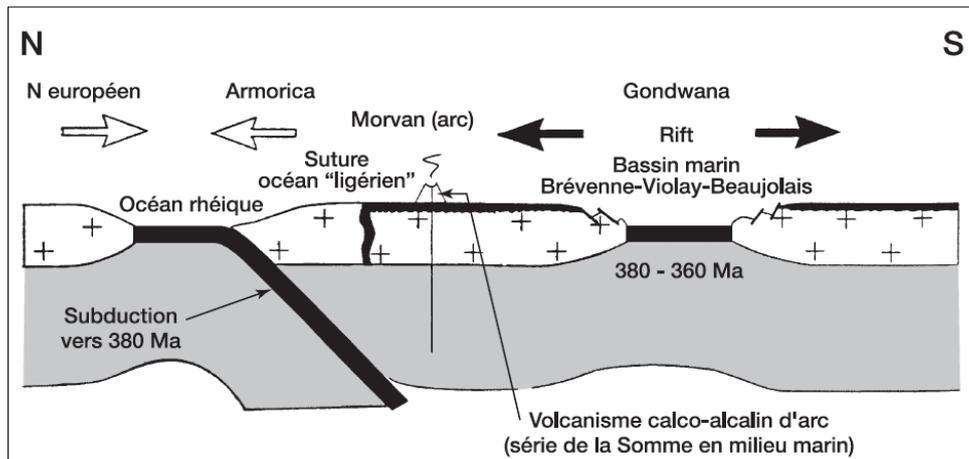


Fig. 413 - Coupe schématique de la tectonique des plaques dans le Nord-est du Massif central au Dévonien moyen à supérieur (d'après C. Leloux, 1998).

Événement D2 (360 à 350 Ma) (fig. 414 à 416). C'est l'évènement tectono-métamorphique principal, lié à la collision varisque s.s. (fig. 414) et caractérisé par un cisaillement ductile vers le Nord-ouest (fig. 415), avec un métamorphisme régional synfolial MP-MT à biotite-grenat-staurotide.

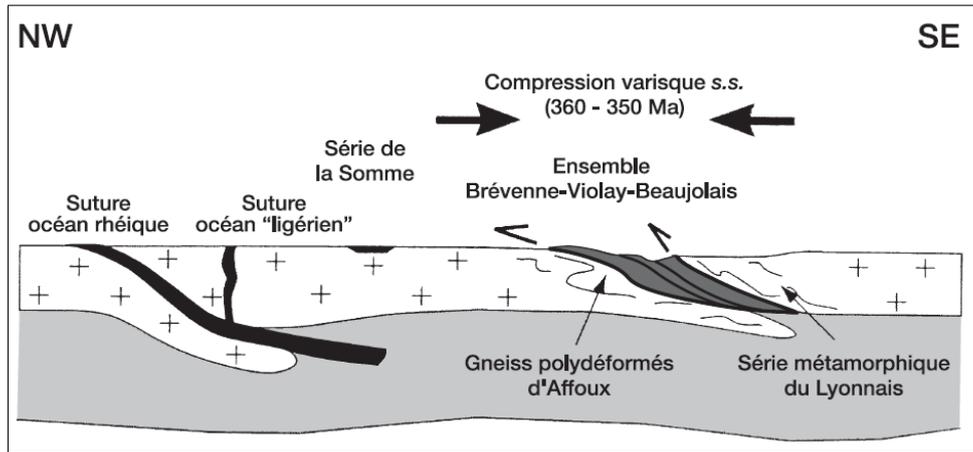


Fig. 414 - Coupe schématique de la tectonique des plaques dans le Nord-est du Massif central au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998).

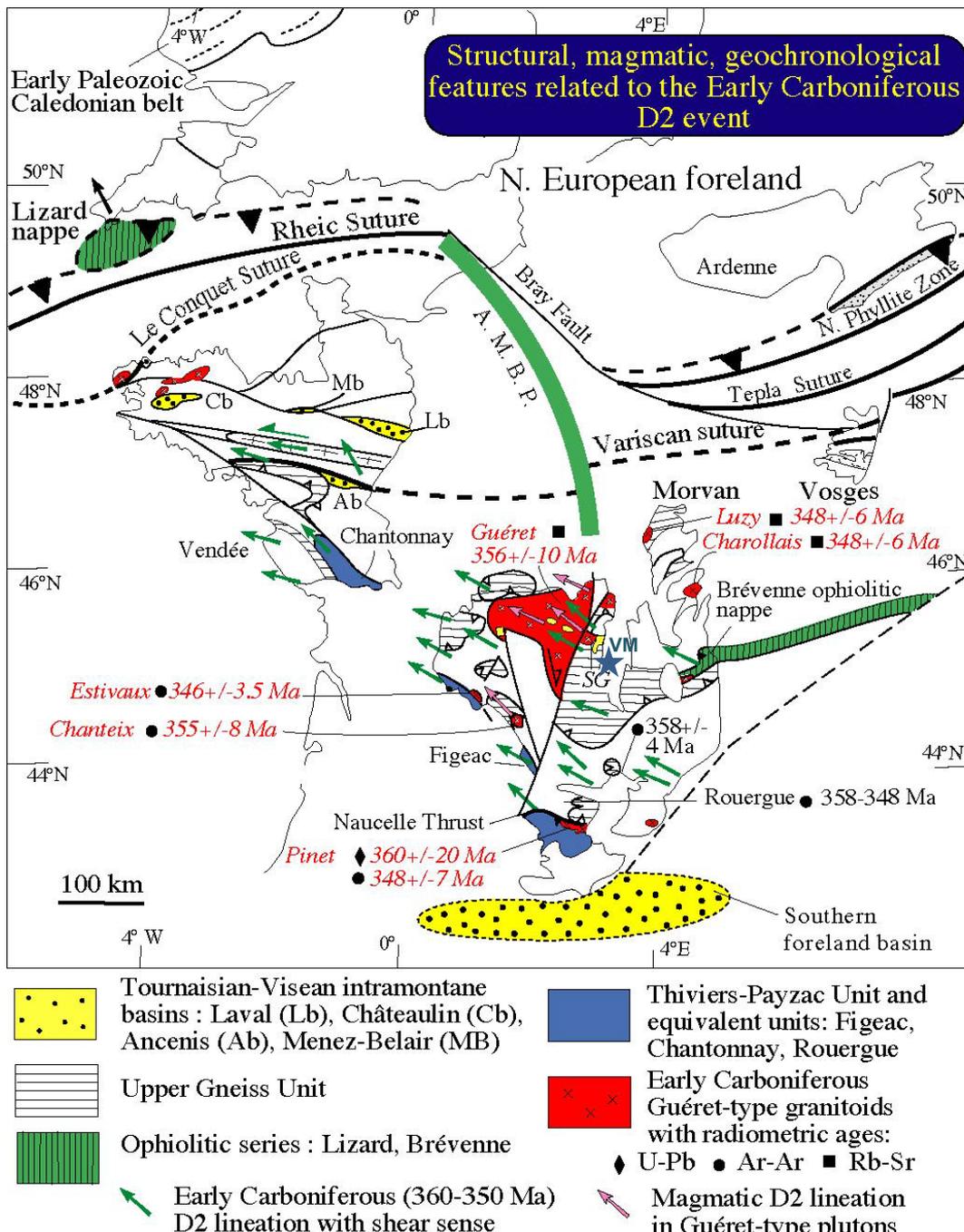


Fig. 415 - Événement D2 dans la Chaîne varisque française (d'après M. Faure, 2011).

Il s'achève par la mise en place de plutons de granitoïdes aluminopotassiques mésochrates à deux micas de type Guéret (fig. 415), auxquels se rattache le massif de Cournois–Saint-Nectaire, situé sur le territoire de la carte de Veyre-Monton (cf. schéma structural) et daté à 352 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite (Cocherie, 2004) : cf. *supra* description des terrains du socle et conditions de formation des entités géologiques de ce socle.

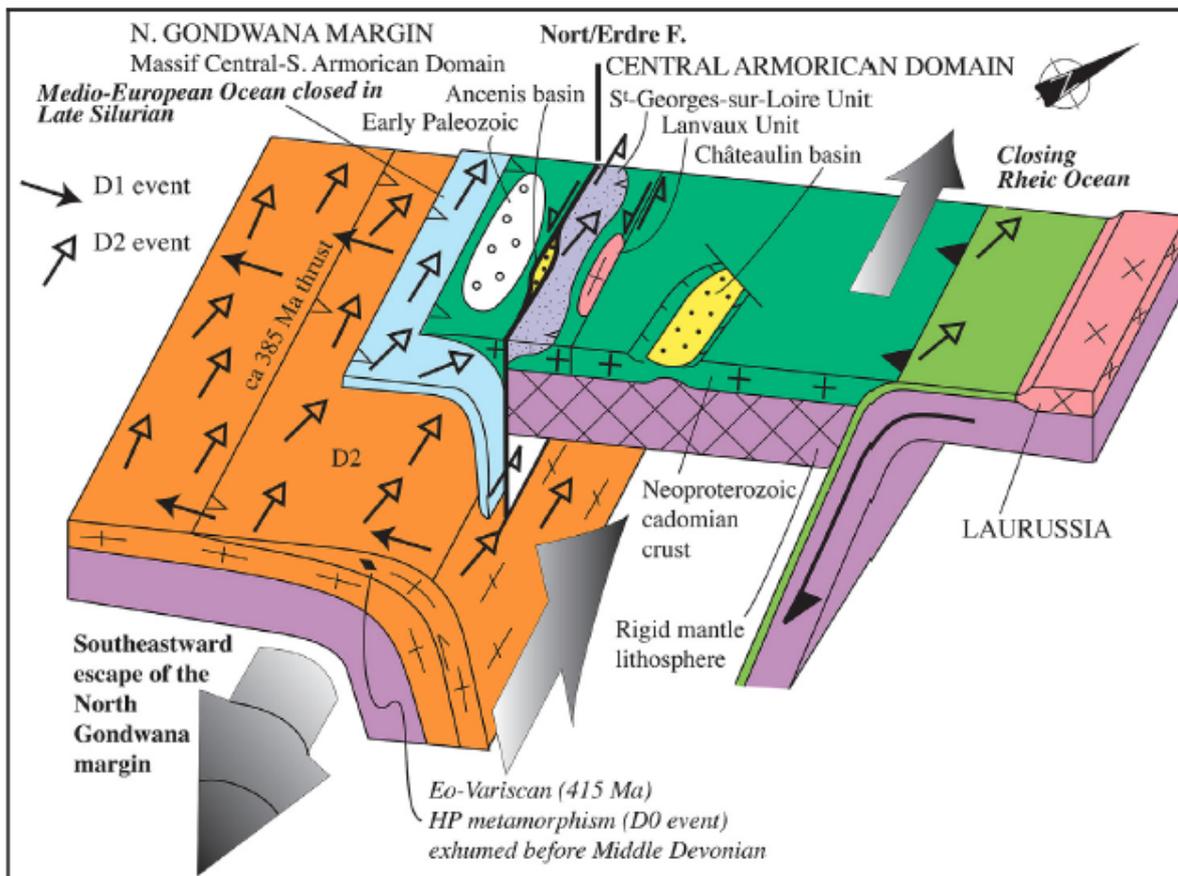


Fig. 416 - Interprétation de l'événement D2 dans la Chaîne varisque française (d'après Faure *et al.*, 2017).

Événement D3 (340 à 325 Ma) (fig. 417). À l'échelle de la Chaîne varisque française, la tectonique du Viséen supérieur-Namurien (Serpukhovien) est contrastée :

- la compression domine dans la zone externe méridionale, des Cévennes à la Montagne Noire et dans la zone externe septentrionale, en Ardenne ;
- l'extension et la transtension caractérisent la zone septentrionale du Massif central et le Massif armoricain.

Dans le Sud du Massif central, l'événement D3 produit un empilement de nappes dans les Cévennes, l'Albigeois et la Montagne Noire.

Dans le Nord du Massif central, à la fin du Viséen – il y a environ 331 Ma – débute l'extension synorogénique, contemporaine du magmatisme des Tufs anthracifères et d'une anatexie intense, qui perdurera jusqu'à la fin du Carbonifère (299 Ma dans l'échelle donnée dans Foucault *et al.*, 2014, annexe 2).

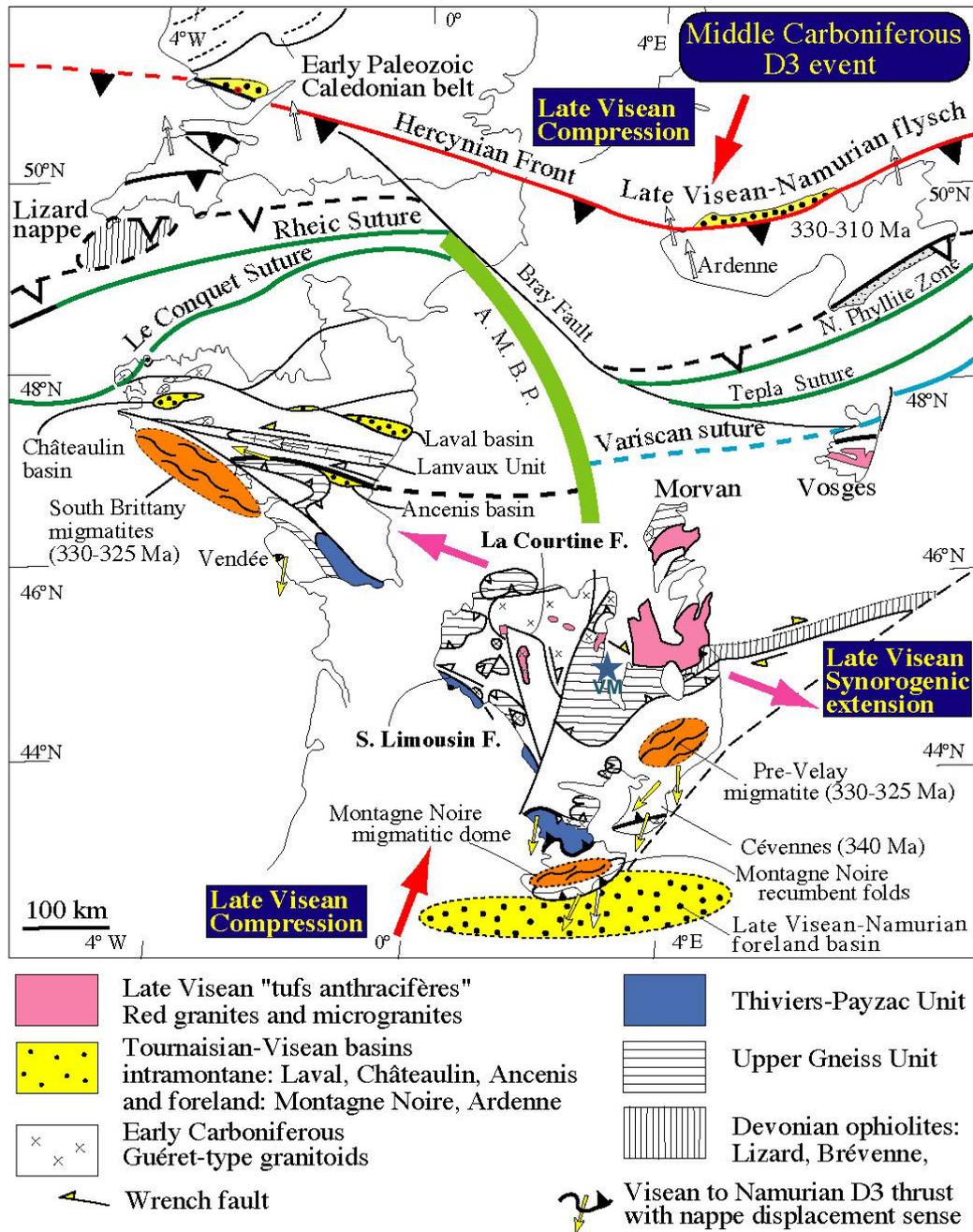


Fig. 417 - Événement D3 dans la Chaîne varisque française (d'après M. Faure, 2011).

Événements D4 (325 à 315 Ma) et D5 (305 à 275 Ma) (fig. 418). Ils correspondent à des phases de désépaississement crustal dans un contexte de distension NW-SE synorogénique (D4) puis NE-SW postorogénique (D5).

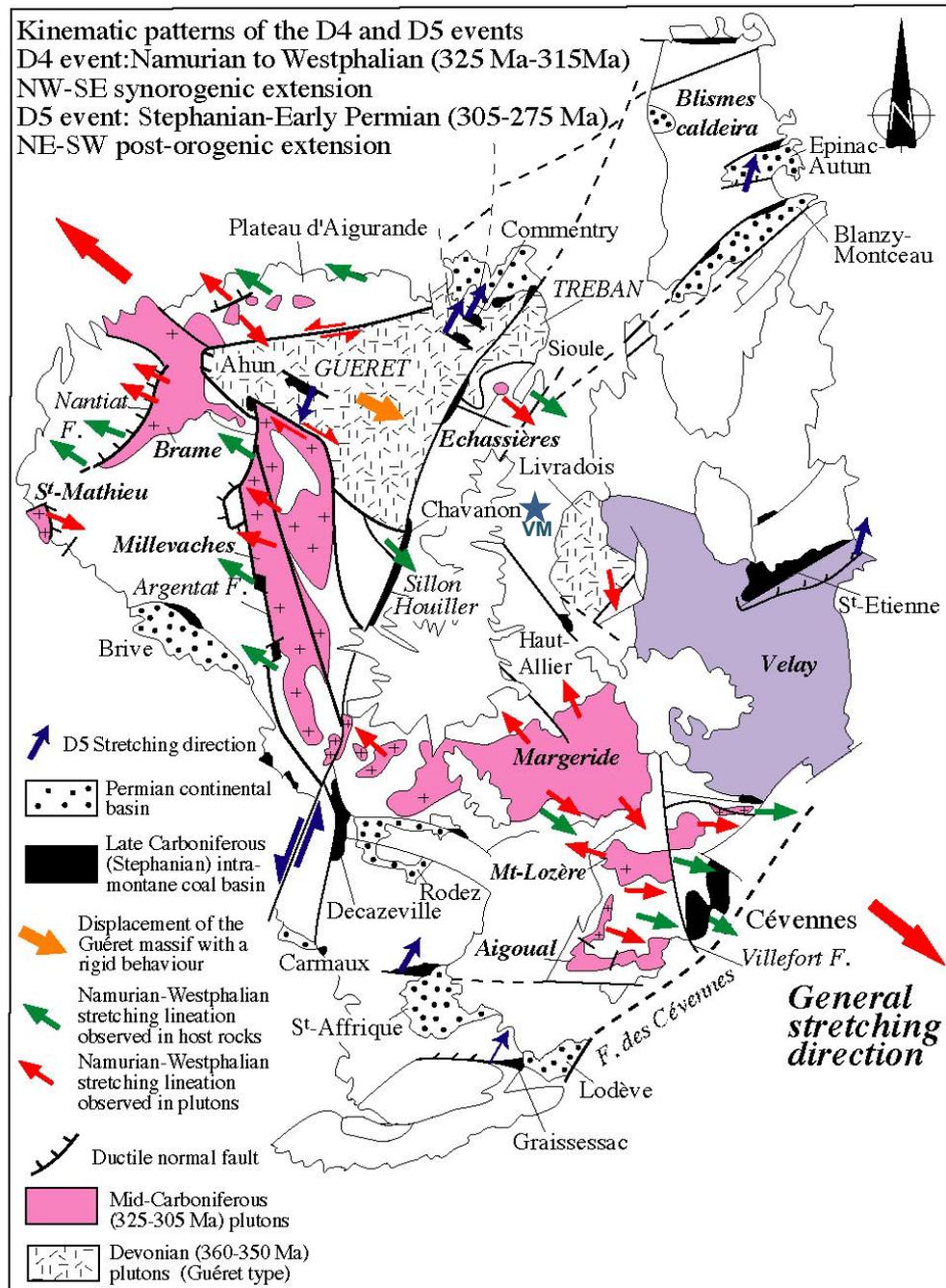


Fig. 418 - Événements D4 et D5 dans la Chaîne varisque française (d'après M. Faure, 2011).

Cela s'accompagne d'une anatexie intense, se traduisant par :

- La mise en place vers 325 à 305 Ma d'abondants plutons de granitoïdes, se divisant en deux groupes principaux :
 - des monzogranites à granodiorites, porphyroïdes ou non, calco-alkalins s.s., subalkalins⁴⁶ ou alumino-potassiques comme dans le cas du vaste massif de granite porphyroïde de la Margeride à biotite ± muscovite ± cordiérite, selon les faciès ;
 - des leucogranites peralumineux à deux micas, présents essentiellement la partie nord-ouest du Massif central : Limousin et plateau d'Aigurande.

- Le développement de migmatites dont la manifestation la plus spectaculaire est le vaste dôme anatectique du Velay-Forez, issu de plusieurs phases de migmatitisation dont les deux dernières se situeraient entre 305 et 290 Ma.

Par ailleurs, au Stéphanien (307 à 299 Ma) se mettent en place des bassins houillers intramontagneux et tardi-orogéniques. Dans la plupart de ces bassins se trouvent des coulées volcaniques bimodales : acides et basiques, ces

⁴⁶⁴⁶ subalkalin = calco-alkalin magnésio-potassique

dernières indiquant que le manteau supérieur est impliqué dans l'épisode extensif. Ce magmatisme bimodal se traduit également par la mise en place subvolcanique de filons de microgranites divers et de lamprophyres. Ce magmatisme bimodal se poursuit au cours de l'Autunien inférieur. Dans le Limousin, les filons de lamprophyre sont datés à 290-295 Ma par la méthode Rb-Sr (Leroy et Sonnet, 1976 ; Chalié, 1993).

Cependant, l'évolution dévono-carbonifère est encore discutée. Nous avons privilégié le scénario de la subduction de l'océan Rhéique vers le Sud, sous le microcontinent Armorica, à l'origine de la formation d'un arc magmatique, puis de la collision Gondwana–Laurussia au Carbonifère inférieur se traduisant par les événements D2 et D3. Un autre modèle envisage la possibilité d'une seule convergence avec une subduction vers le Nord, du Silurien au Carbonifère. Dans les deux modèles, les événements D4 et D5 représentent les stades extensifs syn- à post-collisionnels.

MÉSOZOÏQUE

par H. Tissoux

Des datations relativement homogènes Jurassique supérieur–Crétacé inférieur ont été obtenues sur les formations « sidérolithiques » du Massif central, classiquement attribuées au Tertiaire auparavant. Elles sont cohérentes avec les datations obtenues à Châteaumeillant dans le Nord du Massif central où le sommet du profil de Loze a pu être daté à 130 ± 10 Ma par paléomagnétisme (*in* Quesnel *et al.*, 2009).

Dans le Massif central, les formations rouges du « Sidérolithique » reposent directement sur les socles albitisés jalonnant la paléosurface triasique. Ainsi, sur une grande partie du Massif central, les paléosurfaces triasique et crétacé inférieur sont confondues. Deux cas de figure peuvent être envisagés : (1) la paléosurface triasique a été recouverte par les dépôts jurassiques, puis exhumée par altération et érosion de ces dépôts au cours du Crétacé inférieur ; (2) la paléosurface triasique n'a jamais été recouverte et il y a eu évolution continentale du Trias au Crétacé supérieur sans érosion ou abaissement majeur. L'absence de chailles dans les formations rouges du centre du Massif central tend à montrer qu'il n'y a jamais eu de couverture jurassique notable sur le cœur du Massif. Entre le Trias et le Crétacé inférieur le socle n'a guère été érodé, ou en tout cas d'une épaisseur inférieure à l'épaisseur des profils d'albitisation triasiques.

L'absence de couverture au Crétacé inférieur limite fortement l'épaisseur totale de couverture qu'a pu supporter le Massif central. En effet, la présence de paléosols datés du Crétacé inférieur et l'absence de couverture sédimentaire à cette époque excluent une évolution géodynamique saccadée avec un épisode de subsidence importante (1 500 m), suivi d'une surrection encore plus importante au Crétacé supérieur, dans un temps très court, avec remise du socle à nu dès l'Éocène comme le propose le scénario basé sur l'interprétation des traces de fission dans les apatites (Barbarand *et al.*, 2001 ; Peyaud *et al.*, 2005).

La datation des paléosurfaces du Trias, du Crétacé inférieur et leurs relations mutuelles, ainsi que les datations tertiaires obtenues dans le Massif central soulignent une grande stabilité géodynamique au cours du Mésozoïque. La formation de paléosurfaces matures et évoluées suppose des périodes relativement longues (10-50 Ma) de stabilité tectonique et climatique ou du moins sans fluctuations majeures.

CÉNOZOÏQUE

par P. Nehlig J. Benard

L'origine des manifestations volcaniques dans le Massif central reste l'objet d'un débat ouvert entre deux hypothèses apparemment antagonistes qui impliquent soit un rifting actif, soit un rifting passif pour expliquer l'existence du rift ouest-européen dont les témoins sont notamment les grands fossés d'effondrement du Massif central : Limagne, Roanne–Montbrison, Bresse : cf. supra « conditions de formation des entités géologiques », fig. 405.

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

Le modèle actif invoque l'existence d'un point chaud sous le Massif central, enraciné profondément (Granet *et al.*, 1995 ; Barruol *et al.*, 2002). Cependant, des modèles récents issus de la tomographie sismique (Berger *et al.*, 2001) montrent que les anomalies de vitesse sont localisées au-dessus de la discontinuité des 410 km, profondeur insuffisante pour invoquer un mécanisme de point chaud classique.

Le modèle tectonique proposé par Merle et Michon (2001) fournit une vision alternative qui semble satisfaire l'ensemble des données disponibles sur le Massif central. Il considère la formation de la chaîne alpine et la subduction de la plaque lithosphérique européenne comme cause unique de l'évolution tectonique du Massif central et de l'ensemble des manifestations volcaniques associées, depuis 65 Ma. Ce modèle combine amincissement crustal par extension et effondrements dans la partie nord (rifting passif), et érosion thermique par remontée du manteau supérieur chaud déplacé par la chaîne alpine et soulèvement dans la partie sud. Toutefois, la simulation analogique de ce modèle indiquerait que la présence d'une discontinuité verticale jusqu'à quelques centaines de kilomètres de profondeur est indispensable à son fonctionnement. Une telle discontinuité semble visible sur les profils sismiques à l'aplomb du Sillon Houiller jusqu'à près de 250 km de profondeur, mais sa nature reste aujourd'hui hypothétique.

Quelles que soient leurs origines, les bassins d'effondrement des Limagnes reçoivent à l'Oligocène et à la base du Miocène, des sédiments sablo-argileux terrigènes et marno-calcaires lacustres à fluvio-lacustres. La subsidence successive des bassins, en héli-graben pour celui de la Limagne, y entraîne l'accumulation de grandes épaisseurs de sédiments. Des calcaires concrétionnés et des récifs se développent dans des conditions lacustres chaudes peu profondes, sous l'action d'organismes végétaux et animaux. Le caractère « saumâtre » de certains niveaux devra être précisé pour savoir s'il pourrait s'agir d'incursions marines, même de courte durée (Wattine, 2004).

Enfin, la dynamique quaternaire modèle le relief du territoire de la feuille Veyre-Monton (plaines alluviales, vallées glaciaires, mises en inversion de relief d'édifices ou de dépôts volcaniques anciens...), tandis que la mise en place des volcans récents de la Chaîne des Puys – principalement représentés sur la présente carte par des cônes de scories stromboliens et des coulées associées– finit d'en façonner le paysage.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

par Clotilde Bertin avec des ajouts de Philippe Chèvremont

Ressources en eau des alluvions

Le territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 est drainé pour l'essentiel par l'**Allier**, qui traverse la partie la plus orientale de la carte en coulant du Sud vers le Nord, et par ses affluents, situés en rive gauche (ouest) en grande majorité. 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 également une direction S-N sur le territoire de la feuille et qui se jette dans la Sioule à Pont-des-Eaux, à l'extrémité nord-ouest de la carte.

Bien que peu représentées sur la feuille de Veyre-Monton, les alluvions de l'Allier constituent un réservoir aquifère important pour l'alimentation en eau potable (AEP).

Au Sud du horst de Saint-Yvoine, les terrasses alluviales sont constituées d'alluvions anciennes, plutôt argileuses, et sont peu productives. Le horst de Saint-Yvoine constitue une coupure dans le val d'Allier, entraînant – entre Issoire et Coudes – une quasi disparition des alluvions et donc de la nappe alluviale.

Au Nord de Saint-Yvoine (feuille Isoire), la puissance des alluvions est de l'ordre de 5 à 7 m, et croît en direction du Nord où elles forment des terrasses de 1,5 km de largeur sur 10 à 12 m d'épaisseur. Dans ce secteur, les formations alluviales reposent sur des sédiments tertiaires qui constituent le substratum de la nappe. Cette dernière est drainée par la rivière en l'absence de pompage.

Au niveau de Vic-le-Comte, la zone saturée a une épaisseur de 5 m environ, elle atteint 10 m vers La Roche Noire. La profondeur de l'eau par rapport au sol est relativement faible : environ 2-3 m dans les alluvions récentes et jusqu'à 6 m dans les alluvions anciennes, ce qui confère une vulnérabilité certaine à la nappe du fait de l'absence de couverture imperméable.

Les valeurs de perméabilité recensées en littérature sont comprises entre $0,2 \cdot 10^{-3}$ m/s et $3,8 \cdot 10^{-3}$ m/s. Le gradient de la nappe est de 0,11 % dans le secteur Mirefleurs – la Roche-Noire.

De faciès bicarbonaté calcique, la nappe alluviale de l'Allier présente une minéralisation moyenne et un pH neutre. Elle est actuellement exploitée pour des usages domestiques, pour l'irrigation et pour l'alimentation en eau potable (AEP).

Les prélèvements les plus conséquents se font au niveau du champ captant des « Puits du Cendre » implanté sur la rive gauche de l'Allier, sur les communes des Martres-de-Veyre et de La Roche Noire. Exploité pour l'AEP par le SIVOM de la région d'Issoire, le champ captant peut fournir près de 400 m³/h.

Les autres principaux cours d'eau, affluents de l'Allier en rive gauche, prennent naissance sur les reliefs occidentaux de la carte, au sein du plateau des Dômes. Ils ne développent de réelles plaines alluviales qu'à leur arrivée dans la Limagne. De taille modeste, leur largeur est au maximum de 500 m pour l'**Auzon** et la **couze Chambon** et, 700 à 800 m pour la **couze Pavin** et la **Monne** près de sa confluence avec la **Veyre**.

La puissance des alluvions est réduite, de l'ordre de quelques mètres. Les nappes sont libres et sont en général situées à faible profondeur : de 1 à 4 m par rapport à la surface du sol.

Ressources en eau des formations volcaniques

Constituant les reliefs de la zone étudiée, les formations volcaniques reçoivent l'essentiel des précipitations météoriques. La présence de très nombreux captages utilisés pour l'alimentation en eau potable témoigne de l'importance de ces ressources en eaux souterraines.

Structure des aquifères volcaniques. Les formations volcaniques présentent une structure géologique souvent complexe, liée à des hétérogénéités à toutes les échelles, ce qui conditionne leurs propriétés hydrogéologiques :

- à l'échelle cartographique du 50 000^{ème}, la dynamique active de mise en place de ces formations concourt à une forte variabilité spatiale, latérale et verticale ; des formations perméables et imperméables peuvent coexister à cette échelle ;
- à l'échelle d'une formation donnée : au sein des laves par exemple, les différentes coulées peuvent être séparées par des paléosols isolant les différents niveaux perméables ;

- à l'échelle d'un même ensemble lithologique coexistent des niveaux très perméables et d'autres quasiment imperméables ; c'est en particulier le cas des coulées basaltiques dont les faciès en gratons, scoriacés et fissurés sont susceptibles d'être très perméables tandis que les parties internes et massives des coulées sont « sèches ».

Ces niveaux ou formations peu perméables, ainsi que les pendages originels parfois forts des coulées, peuvent générer une structure en « tuiles ».

La présence d'intrusions (dykes en particulier) peut contribuer à une compartimentation des aquifères ou, dans certains cas, peut conférer une certaine perméabilité à des ensembles peu perméables.

Au sein des aquifères volcaniques, coexistent des formations affectées d'une perméabilité de fissures et des formations présentant une perméabilité d'interstices.

La perméabilité d'interstices s'exprime dans différents contextes :

- au sein des coulées de laves basaltiques scoriacées (toit et base de coulée par exemple) ;
- au sein des formations pyroclastiques lorsqu'elles ne sont pas soudées à chaud (hyaloclastites, tuffites, certains niveaux de ponces...) ;
- au sein des formations alluviales associées aux laves, en particulier dans les paléovallées.

La perméabilité de fissures se rencontre au sein des laves. Dans le cas des laves basiques, elle est présente essentiellement sous la forme de fissures de refroidissement, bien connues lorsque la fissuration se traduit par un débit en orgues. L'ouverture des fissures peut dans certains cas atteindre plusieurs décimètres.

À ces hétérogénéités dépendant de la lithologie des formations volcaniques, se conjugue localement une variabilité de leurs propriétés hydrodynamiques liée à la présence de fractures d'origine tectonique.

Les processus d'altération (météoritique et hydrothermale) contribuent également à l'hétérogénéité de ces milieux en participant à la diminution de la perméabilité des roches, principalement du fait de leur argilisation et de la précipitation de minéraux secondaires. L'altération météorique est particulièrement marquée lors des phases prolongées d'exposition des formations volcaniques en surface.

Les formations alluviales intercalées entre les épanchements basaltiques qui marquent des stades de recréusement des vallées lors des périodes d'accalmie de l'activité volcanique, peuvent aussi présenter des niveaux aquifères. Bien que d'épaisseurs modestes, ces formations ont un rôle important dans le drainage et le fonctionnement des eaux souterraines.

Circulation de l'eau dans les formations volcaniques. Le modèle d'écoulement des eaux souterraines à travers les empilements de produits volcaniques suit grossièrement le schéma suivant :

1. Les précipitations d'origine météorique s'infiltrent en profondeur dans les matériaux volcaniques via les fractures des coulées de laves, les projections scoriacées, etc. Selon les matériaux, la lame d'eau qui s'infiltré est plus ou moins importante.
2. Les eaux météoriques poursuivent leur trajet jusqu'à ce qu'elles atteignent un horizon géologique de plus faible perméabilité qui va constituer le substratum de la nappe. Plusieurs formations géologiques peuvent jouer le rôle de niveau « imperméable » : une coulée de basalte compacte, un paléosol qui s'est développé entre deux épanchements laviques, une formation argileuse (surface ou semelle de coulée altérée, formations sédimentaires), le socle cristallin non altéré.
3. Les eaux souterraines vont ensuite se déplacer de manière subhorizontale jusqu'aux exutoires naturels : fronts de coulées, ruptures de pente, fractures... Les nappes s'écoulent dans le sens de la direction empruntée par l'épanchement volcanique.

Plusieurs horizons aquifères peuvent exister sur une même verticale. Dans un tel système, les nappes inférieures sont captives et parfois même artésiennes. Des liaisons hydrodynamiques peuvent exister entre nappes d'un même réservoir aquifère multicouche, du fait notamment de l'existence de variations latérales d'épaisseur des coulées, ou de phénomènes de drainance verticale via des niveaux peu perméables ou des fractures.

Aquifères de la Chaîne des Puys

Dix bassins versant hydrogéologiques ont été définis dans la Chaîne des Puys. Parmi eux, deux sont compris entièrement ou pour partie sur la feuille de Veyre-Monton. La taille importante de ces bassins permet la constitution de nappes conséquentes, utilisées par plusieurs grosses communes et syndicats intercommunaux. Les prélèvements se font par pompage dans des puits ou de façon gravitaire : captage de sources, pouvant parfois être amélioré par le creusement de galeries.

Les Puys de la Vache et de Lassolas constituent la partie sommitale du **bassin de la Veyre**. Son exutoire principal se situe aux sources de Pagnat (BSS001UJRL) sur la commune de Saint-Saturnin. L'aquifère se forme à la base du remplissage volcanique, au contact du socle qui constitue le substratum de la nappe. Un ouvrage d'observation des fluctuations piézométriques implanté sur la commune d'Aydat (BSS001UJPL) montre que la nappe atteint dans ce secteur une épaisseur de 47 m. Elle est semi-captive et son marnage est d'environ 5 m entre les hautes eaux et les basses eaux.

Selon le bilan hydrogéologique réalisé en 2008 ⁴⁷, la ressource totale du bassin de la Veyre s'élève à 1 915 m³/h. Deux collectivités (SIVOM de la région d'Issoire et commune de Saint-Amant-Tallende) exploitent cette ressource à hauteur de 216 m³/h.



Fig. 419 - Château de la Batisse, dans la vallée de l'Auzon, à l'Ouest de Chanonat, implanté sur une coulée de basalte s.s. en grande partie masquée par des alluvions récentes - vue depuis l'Ouest, photo PC 3A21 01/10/2010.

Le **bassin de l'Auzon** (fig. 419) n'est que partiellement représenté sur la feuille de Veyre-Monton et se singularise par le fait qu'il concerne trois coulées successives, différant par leur âge et leur lithologie. La coulée la plus ancienne est constituée d'un basalte s.s. dont le point d'émission pourrait être le cône du Puy Pelat, situé sur la carte de Clermont-Ferrand (Jeambrun *et al.*, 1975). Elle s'étend jusqu'à l'Ouest de la Roche Blanche, en Limagne, et est recouverte à l'Est de Fontfreyde par la coulée de trachybasalte issue du cône du Puy de Mercœur, elle-même recouverte à l'Ouest de Fontfreyde par la coulée de trachyandésite issue du cône du Puy Mey. Le bilan hydrogéologique total du bassin en 2008 est de 659 m³/h (étude CETE/BRGM). Trois collectivités prélèvent dans ce bassin à hauteur de 68 m³/h.

Aquifères des formations volcaniques des massifs du Mont-Dore, du Sancy et du Cézallier

Ces aquifères, moins connus que ceux de la Chaîne des Puys, sont utilisés pour l'AEP des communes de la partie occidentale de la carte. Ils captent généralement de manière gravitaire, des lignes de sources qui affleurent à la base des coulées de laves les plus récentes. Les débits soutirés sont généralement de quelques m³/h.

Les eaux souterraines ont des pH légèrement acides. La conductivité électrique est souvent comprise entre 70 et 90 μ S/cm, illustrant le caractère plutôt superficiel des nappes. Ces aquifères sont assez vulnérables et très sensibles aux contaminations anthropiques.

Aquifères des formations volcaniques miocènes

Dans la Limagne d'Allier, les formations volcaniques miocènes sont généralement perméables mais les ressources en eau sont assez faibles du fait de leur extension géographique réduite. Les sources apparaissent dans les éboulis « basaltiques » ou au contact des sédiments oligocènes à miocènes qui forment le substratum imperméable des nappes. Localement, les émergences sous-basaltiques peuvent se réinfiltrer dans les formations sédimentaires. Les nappes qui se créent ainsi, généralement assez superficielles ont une composition chimique qui reflète la mixité des faciès géologiques traversés.

Les anciens captages d'AEP de la commune de Saint-Sandoux « Marie-Paule » (BSS001UJSA) et « Cheire » (BSS001UJSB) exploitaient ce type de ressource en eau.

⁴⁷ Bilan de la ressource hydrogéologique des bassins de la Chaîne des Puys (2009). CETE LYON/LRPC 63/07/19728 – BRGM RP-57092-FR

Ressources en eau des formations sédimentaires

Les formations sédimentaires de la feuille de Veyre-Monton sont en majorité constituées par les dépôts oligocènes à miocènes de la Limagne d'Allier.

Les séquences sédimentaires telles que les sables, grès, conglomérats, calcaires et marnes fracturées constituent des aquifères potentiels. Ces dépôts sont de type lagunaire et fluvial ce qui peut engendrer des petites lentilles aquifères plus ou moins connectées entre elles ou prisonnières de niveaux plus imperméables.

Les nappes sont libres ou captives et toujours de faible extension. Plusieurs captages d'AEP, à présents abandonnés, interceptaient de petites nappes situées à faible profondeur : captages des Prats (BSS001SYHF) sur la commune de la Roche-Blanche par exemple.

Quelques forages témoignent de l'existence de niveaux aquifères plus profonds : le forage du stade municipal de Plauzat (BSS001UKYV) a, par exemple, recoupé sur 53 m une alternance de calcaires et marnes grises présentant plusieurs petits niveaux aquifères. Le débit estimé au soufflage est faible, de l'ordre de quelques m³/h. Le forage BSS001UKJP sur la commune d'Authezat a quant à lui rencontré un niveau aquifère à 32 m de profondeur, également dans des formations marno-calcaires.

Ressources en eau des formations du socle varisque

Différents phénomènes (tectonique, altération) ont affecté les formations de socle postérieurement à leur mise en place permettant ainsi la constitution de niveaux aquifères. Les horizons altérés meubles, dont l'importance dépend de plusieurs facteurs (relief, climat...), peuvent en particulier emmagasiner les précipitations d'eau météorique et permettre la mise en place de nappes peu profondes.

La perméabilité de ces formations géologiques est relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse ; elles présentent cependant d'importantes capacités d'emmagasinement d'eau souterraine. L'existence de failles ou fractures drainantes au droit du réservoir altéré permet d'obtenir localement des débits plus conséquents par augmentation du bassin d'alimentation.

La puissance de ces nappes dépend des conditions locales : précipitations, épaisseur de la couche altérée, étendue du bassin versant. Elles sont généralement peu étendues et s'écoulent naturellement par de multiples sources, de débit souvent irréguliers et peu importants pouvant même se tarir lors d'étiages sévères. Les sources exutoires des nappes qui se mettent en place dans les horizons superficiels du socle sont usuellement captées pour des usages domestiques et parfois pour l'AEP : captage de Prés clos (BSS001UJNN) sur la commune de St-Genès-Champanelle par exemple.

Ces eaux souterraines sont peu minéralisées, agressives car de pH légèrement acide. L'absence de couverture imperméable et la faible profondeur des aquifères rendent ces ressources relativement vulnérables aux pollutions anthropiques. Les épisodes pluvieux peuvent également provoquer une dégradation de la qualité de l'eau captée : turbidité, contaminations bactériologiques...

Le gonflement des minéraux lors de l'altération peut engendrer la formation d'un réseau de fissures qui décroît avec la profondeur. Cet horizon fissuré se développe entre l'horizon altéré et le socle « sain ». Lorsqu'elles sont interconnectées, ces fissures permettent le stockage de l'eau souterraine.

Le socle non altéré peut présenter localement des perméabilités élevées au droit des fractures d'origine tectonique.

Ces fractures jouent un rôle très important dans la circulation des eaux souterraines car elles permettent aux eaux météoriques soit de s'infiltrer en profondeur soit de remonter vers la surface après un temps de transit plus ou moins long selon la profondeur atteinte. Les capacités de stockage d'eau souterraine profonde du socle non altéré sont néanmoins plutôt faibles à l'échelle d'un massif. Les eaux qui circulent au sein des fractures présentent habituellement une minéralisation plus importante que celles de l'horizon altéré superficiel. Elles peuvent également contenir des concentrations non négligeables en éléments indésirables.

Les eaux minérales

La carte de Veyre-Monton comporte plusieurs secteurs où émergent des eaux minérales. Les sources sont visibles dans les vallées de l'Allier, du Fredet ainsi qu'au niveau de la couze Pavin. Elles utilisent les failles et diaclases affectant les formations du socle comme zones de circulation préférentielle et émergent après avoir traversé l'ensemble des terrains de couverture quand ils sont présents.

Dans **la vallée de l'Allier**, des sources d'eau minérale apparaissent de part et d'autre de la rivière sur les communes des Martres-de-Veyre, de Coudes et de Saint-Maurice.

En rive gauche, au Sud-est des Martres-de-Veyre, se trouvent les sources de Saladis. Elles ont été utilisées au siècle dernier pour le traitement des maladies de la peau. Elles sont à présent mises en valeur et protégées par le

Conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne. Il est possible d'observer, outre les émergences d'eau minérale, des dépôts de travertins ainsi qu'une végétation halophile, comme cela est signalé *supra* dans la description du caisson **Uy-z**.

À Coudes une source se trouve immédiatement au Nord du confluent avec la couze Chambon. Une fontaine, abritée dans un petit bâtiment, permet d'y recueillir une eau minérale utilisée pour le traitement des affections de l'estomac, de la goutte et des rhumatismes, comme indiqué sur un petit panneau circulaire (fig. 420).



Fig. 420 - Petit panneau indiquant les vertus thérapeutiques de l'eau minérale de Coudes - photo PC 8B32 24/10/2010.

Les nombreuses sources de la rive droite de l'Allier (la Chapelle, Héron, Valois, Brissac, de l'île, César) ont été exploitées de façon plus rationnelle pour des usages thérapeutiques et pour l'embouteillage. Un établissement thermal comportant une trentaine de chambres, a été érigé dès 1867 et modernisé par la suite avant d'être abandonné. Actuellement le site comporte un petit établissement thermal abandonné dont la particularité est de présenter une allure en poue de navire afin de résister aux crues de l'Allier. Subsistent également les anciennes buvettes ainsi que les vestiges d'une usine d'embouteillage.

Cette dernière activité a été déplacée au Sud de la zone d'émergence des sources. L'eau de la source de la Chapelle est embouteillée et commercialisée sous l'appellation Sainte-Marguerite.

À proximité de l'ancien établissement thermal, il est possible d'observer le jaillissement régulier, à la manière d'un geyser, de la source Brissac. Ce phénomène est également visible pour la source de l'île, mais il est moins spectaculaire. Des dépôts de travertins, non figurés sur la carte à 1/50 000, sont présents notamment à proximité de l'ancienne usine d'embouteillage.

Qu'elles soient situées en rive gauche ou en rive droite de l'Allier, les eaux minérales appartiennent au même gisement hydrothermal. Elles empruntent les fractures du socle et émergent en surface après avoir traversé les sédiments tertiaires surmontés par les alluvions de l'Allier. Les eaux sont de type bicarbonaté, sodique et calcique. Les plus minéralisées étant les sources Héron, Saladis et Valois. Les températures d'émergence sont comprises entre 16° et 25°C. Les eaux sont carbogazeuses. D'un point de vue réglementaire, seules les sources de la Chapelle, du Héron et Valois ont fait l'objet d'un Arrêté Ministériel d'autorisation d'exploiter à l'émergence et peuvent donc bénéficier de l'appellation « eau minérale ».

L'ancienne station thermale de Saint-Nectaire est située dans **la vallée du Fredet**. Une cinquantaine de sources ont été recensées, mais moins d'une dizaine bénéficient d'une autorisation administrative d'exploitation. Les sources, connues depuis l'époque romaine, ont à partir du XIX^{ème} siècle été captées et utilisées pour des soins dispensés dans des établissements thermaux (bains, cures de boisson...) et pour l'embouteillage. Une activité touristique de pétrification d'objets avec l'eau minérale perdure sur la commune.

Les venues d'eau s'observent au droit de fractures intragranitiques de direction subméridienne qui sont colmatées progressivement par des dépôts de travertins. L'eau minérale du gisement de Saint-Nectaire est de type bicarbonaté chloruré sodique. Elle comporte des concentrations importantes d'arsenic (jusqu'à 1,4 mg/L), de bore (20 mg/l) et

d'éléments radioactifs. Le CO₂ est le gaz prépondérant (95 %). La température de l'eau peut atteindre 65°C lorsque l'eau minérale est captée par forage.

Il est à noter que la foration de nouveaux puits en 1981 a été marquée par l'apparition d'un geyser de 50 m de hauteur. Le jaillissement d'une eau chaude (57°C) se produisait toutes les 10 minutes pendant une minute trente. Le geyser (fig. 421) a disparu au bout de quelques jours quand le forage s'est remblayé par effondrement. Ce fait est relaté dans le rapport BRGM 82-SGN-44 de M. Bourgeois et F. Mercier-Batard (1982) disponible en pdf sur le site Infoterre :

infoterre.brgm.fr/rapports/82-SGN-444-AUV.pdf



Fig. 421- Geyser de Saint-Nectaire ; à gauche l'église de Saint-Nectaire qui fait partie des cinq églises romanes majeures d'Auvergne - photo de F. Mercier BRGM 05/11/1981.

La **vallée de la couze Pavin** comporte également des émergences d'eau minérale. Sur le territoire de la commune de Saint-Floret, des sources sont présentes de chaque côté de la rivière. En rive droite de la couze Pavin se trouve une source carbogazeuse et ferrugineuse (fig. 422) associée au célèbre travertin de la Tête de lion, décrit *supra* dans le paragraphe sur les travertins **Uy-z**.



Fig. 422 - Source carbogazeuse et ferrugineuse associée au travertin de la Tête de lion - photo PC 7C82 21/09/2010.
Notice carte 717 version numérique monographique novembre 2022

Plus en amont, le conservatoire des espaces et paysages d'Auvergne entretient un sentier pédestre dont le départ se situe dans le bourg de Saurier. Il permet d'observer plusieurs sources d'eaux minérales carbogazeuses situées sur le territoire de la feuille voisine de Besse-en-Chandesse.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

par P. Chèvremont avec des ajouts de J. Bernard

La grande variété lithologique présente sur le territoire de la carte de Veyre-Monton à 1/50 000 se traduit par une forte diversité de substances utiles, exploitées de façon artisanale ou industrielle, dans des carrières de taille variable dont certaines étaient encore en activité en 2014, au moment de la fin des levers de la carte.

Les « gîtes et indices minéraux » recensés dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) font l'objet du chapitre suivant.

Pour la construction des bâtiments et/ou l'empierrement des chemins et des routes, des roches variées ont été ramassées dans les champs et/ou extraites dans des carrières et autres grattages superficiels dont les principaux sont indiqués sur la carte.

Roches cristallines du socle varisque

Le socle varisque comprend ici une grande variété de formations cristallines : métamorphiques, plutoniques et subvolcaniques.

Les formations dévono-dinantiennes, métamorphisées dans le faciès schiste vert et plus ou moins affectées par un métamorphisme de contact, **comportent notamment une Série schisto-gréseuse (dhS)** présentant un débit en plaques ou en dalles (fig. 6 *supra*). Présentes uniquement dans la partie nord-ouest de la carte, elles ont fait l'objet – pour un usage local – d'exploitations dans de petites carrières situées :

- d'une part, dans l'angle nord-ouest de la carte, dans le secteur Olmont–Nébouzat–Recoleine ;
- d'autre part, pour l'essentiel, au centre de la moitié occidentale de la carte, dans le secteur Monne–Prades–Fohet, le long des vallées de la Monne et de son affluent en rive gauche qu'est le ruisseau de Prades.

Les formations plutoniques sont variées et présentes non seulement sur le plateau des Dômes, mais également en Limagne où elles affleurent le long des vallées de l'Allier et de deux de ses affluents en rive gauche : la Couze Pavin et la Couze Chambon.

Des roches plutoniques furent utilisées au Néolithique pour la confection de monuments mégalithiques, comme par exemples :

- le dolmen du mont Cornadore (fig. 423) ou le menhir de Freydefont (fig. 424) constitués de granite-granodiorite à biotite et situés sur la commune de Saint-Nectaire,
- ou le menhir de Pierre Longue (h=4,75 m ; fig. 425), constitué de tonalite à amphibole et biotite, situé sur la commune d'Aydat et redressé en 1991.



Fig. 423 - Dolmen du mont Cornadore à Saint-Nectaire
photo PC 6C10 22/03/2010.



Fig. 424 - Menhir de Freydefont, commune de Saint-Nectaire
photo PC 28/09/2010.



Fig. 425 - Menhir de Pierre Longue, sur la commune d'Aydat - photo PC 21/03/2011.

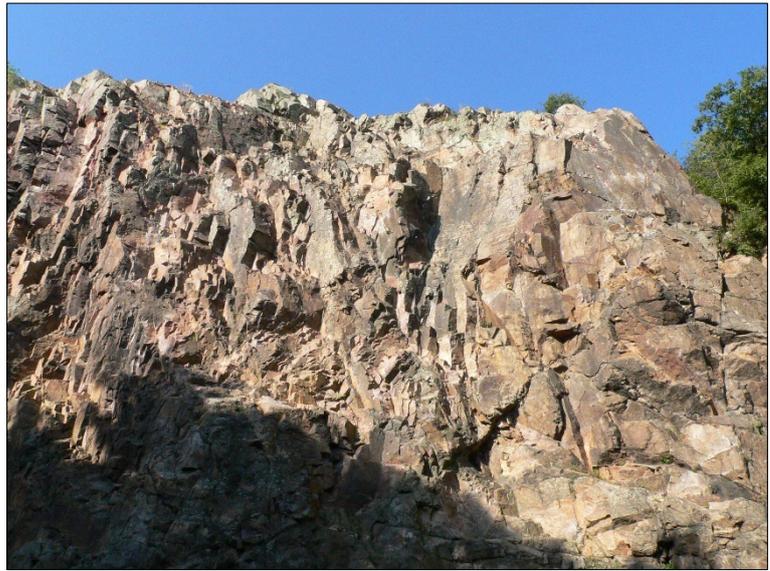


Fig. 426 - « Falaise » granitique du site d'escalade de la Roche de Gournier en rive gauche de l'Allier - photo PC 4D06b 21/09/2010.

Les formations plutoniques ont été exploitées non seulement pour les roches, mais parfois aussi pour les altérites développées à leurs dépens, comme c'est notamment le cas dans la partie la plus septentrionale de la carte, en bordure de la route N 89 entre Theix et Saulzet-le-Chaud ou à 1,5 km au Sud du centre de cette dernière localité où une carrière abandonnée montre un monzogranite porphyroïde de type Royat–Theix ($\text{p}\gamma^3$), plus ou moins arénisé, recoupé par un filon de leucogranite (fig. 31, *supra*).

L'association spatiale d'un granitoïde mésocrate et d'un leucogranite est fréquente, le site le plus remarquable étant celui de la Roche de Gournier, situé ($x=668,25$; $y=2070,70$) en rive gauche de l'Allier, au NNE de Montpeyroux, dans la partie la plus orientale de la carte. Ce site correspond à une « falaise » d'une trentaine de mètres de dénivelée, constituée d'un granitoïde mésocrate de type γ^{3-4} recoupé par un réseau de filons de leucogranite à grain moyen, le principal filon ayant une direction $\text{N}165^\circ\text{E}$, parallèle au cours de l'Allier à cet endroit (fig. 426), où l'exploitation a probablement consisté pour l'essentiel en une « récupération » des blocs tombés de la « falaise ».

La « diorite » d'Aydat n'a fait l'objet que d'une petite exploitation dans une carrière encore visible, située à 750 m au SSE d'Aydat, en bordure sud de la D 788 (point 2C37, $x=649,95$; $y=2072,78$). À cet endroit une petite carrière abandonnée est implantée dans un filon de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère porphyrique à amphibole ($\mu\eta$), de plusieurs mètres de puissance, qui montre à son toit (éponte NW) une isaltérite à grosses boules résiduelles constituées d'une tonalite à fabrique planaire avec des prismes d'amphibole de longueur pouvant atteindre 1 cm.

Les formations subvolcaniques sont relativement variées, mais peu abondantes de sorte qu'elles n'ont fait l'objet que de rares petites exploitations artisanales.

Les filons de microdiorite à micromonzodiorite quartzifère porphyrique à amphibole ($\mu\eta$) ont fait l'objet de petites exploitations par grattages superficiels, notamment dans deux petites carrières abandonnées situées au SSE d'Aydat, à l'ESE du hameau de Saint-Julien-sur-Aydat, en bordure sud de la D 788 : l'une au point 2C37 (cf. ci-dessus), l'autre plus près du hameau (point 2C41, $x=649,80$; $y=2072,80$).

Les filons de microgranitoïdes sont subdivisés en trois types lithologiques :

- ◆ $\text{c}\mu\gamma$: microgranite-granodiorite très porphyrique à biotite, cisailé, de la vallée de la Monne ;
- ◆ $\mu\text{p}\gamma$: microgranite porphyrique à biotite ;
- ◆ $\mu^{\text{L}}\gamma$: microleucogranite porphyrique à biotite altérée, dont le principal filon se trouve au Sud du Pougelet, dans la partie la plus orientale de la carte.

Ces filons de roches acides n'ont fait l'objet que de petits grattages superficiels.

Formations sédimentaires tertiaires, oligocènes à miocènes

Elles sont variées et abondantes, notamment en Limagne, dans la moitié orientale de la carte, où elles ont été exploitées dans de nombreuses carrières, de taille variable, dont nous donnons ici quelques exemples.

La formation g1ka regroupe des marnes et des argiles bariolées associées, dans lesquelles sont intercalés des bancs de grès, d'arkose ou localement de calcaires. Une grande carrière y a été implantée au Nord de Neschers, en rive gauche de la Couze Chambon (fig. 427). À 1,2 km à l'ESE de Champeix, en bordure sud de la D 996, une tranchée de direction NE-SW recoupe la même formation et permet entre autres d'observer des bancs d'arkoses à ciment calcaire surmontant des marnes vertes (fig. 428).



Fig. 427 - Grande carrière abandonnée dans la formation **g1ka** au Nord de Neschers - photo PC 8A06 22/09/2010.



Fig. 428 - Détail de la formation **g1ka** : bancs d'arkoses à ciment calcaire sur des marnes gris vert à 1,2 km ESE de Champeix photo PC 7D08 08/04/2014.

La formation g1kM correspond aux « arkoses de Montpeyroux », exploitées notamment dans de petits carrières (fig. 429) proches du pittoresque bourg de Montpeyroux (fig. 430), construit avec ces arkoses et classé parmi « les plus villages de France ».



Fig. 429 - Petite carrière abandonnée dans les arkoses de Montpeyroux (**g1kM**) - photo PC 8B06 22/09/2010.



Fig. 430 - Vue du bourg de Montpeyroux depuis le Sud photo PC 08/04/2014.

La formation g2M est composée de marnes vertes et calcaire argileux à Cypris. Elle est bien exposée à La Roche Blanche⁴⁸, au Sud du plateau de Gergovie, où elle constitue une falaise d'environ 90 m de hauteur visible, qui a été exploitée pour la construction des bâtiments et dans laquelle ont été creusés des habitats troglodytes (fig. 431 et 432), occupés du milieu du XV^{ème} jusqu'à la fin du XVII^{ème} siècle.

⁴⁸ Ainsi nommée par opposition à La Roche Noire, située à environ 9 km plus à l'Est au pied d'une coulée d'ankaramite
Notice carte 717 version numérique monographique novembre 2022



Fig. 431 - Falaise de La Roche Blanche
photo PC 3B23 07/04/2014.



Fig. 432 - Vue de détail du bourg de La Roche Blanche avec en arrière-plan la falaise et au-dessus la tour en ruine de la cote 558
photo PC 24/09/2013.

Formations volcaniques cénozoïques

Le volcanisme cénozoïque a débuté au Miocène il y a environ 23 Ma, a persisté jusqu'au Quaternaire récent et pourrait même donner lieu à de nouvelles éruptions au niveau de la Chaîne des Puys.

Les formations sont très variées et réparties sur toute l'étendue du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000, de sorte qu'elles ont été et sont encore utilisées pour la construction dans la plupart des localités de ce territoire. Cependant, pour des problèmes environnementaux, les exploitations en carrières se font de plus en rares au fil des années qui passent.

En dehors des différents types de laves, basiques, intermédiaires ou acides, et de différents types de brèches, il existe deux substances particulières : les ponces et les pouzzolanes, qui font l'objet du memento BRGM R 36447 (Rocher, 1992), disponible en pdf sur Internet :

http://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/upload/documents/Mementos_RMI/memento_ponces-pouzzosrr-36447-fr.pdf

Formations volcaniques tertiaires

Les pépérites et brèches de maar du Miocène inférieur (m1-2brβ) constituent des matériaux hétérogènes, exploités uniquement par grattages superficiels, pour des besoins locaux, comme par exemple dans l'excavation des Goules au Sud du plateau de Gergovie, implantée dans une isaltérite de pépérites stratifiées (fig. 433), « grattée » épisodiquement pour les besoins de la ferme située à côté (x=660,76 ; y= 2079,30).



Fig. 433 - Excavation des Goules dans une isaltérite de pépérites stratifiées – photo PC 3B02 09/05/2012.



Fig. 434 - Au Nord du bourg de Gergovie, mur construit avec des blocs de basalte s.l. et de calcaires - photo PC 3B19 23/09/2013.

En revanche **les basaltes s.l. du Miocène inférieur à moyen (m1-4β)** ont fait l'objet de nombreuses exploitations dans de petites carrières et cela que leur débit naturel soit en dalles, comme sur le rebord sud du plateau de Gergovie (fig. 103 *supra*), ou en prismes, comme dans une carrière abandonnée, située à l'Ouest du bourg de Jussat (fig. 105 *supra*). Cependant, ces basaltes s.l. ont servi pour l'essentiel à des constructions proches de leur lieu d'extraction, comme c'est par exemple le cas pour le bourg de Gergovie ou pour un mur (fig. 434) situé en bordure de chemin au Nord de ce bourg, ou encore pour le château-fort de Murol, construit sur un piton basaltique (fig. 115a-b *supra*).

Les basaltes s.l. du Miocène supérieur (m5-6) et du Mio-pliocène (m6-p1) sont moins abondants que les précédents et cantonnés dans la moitié occidentale de la carte. Ils ont fait l'objet de petites exploitations, comme par exemples dans le cas de l'ankaratrite de la planèze inférieure 2 d'Aurières (fig. 129 *supra*) ou dans le cas du trachybasalte à nodules de péridotite du suc de Teirilloux (fig. 134 *supra*).

Le volcanisme pliocène (p1-2) prémondorien du plateau des Dômes a donné des roches variées :

- ♦ tufs et brèches phréatomagmatiques de type Farges ;
- ♦ trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie ;
- ♦ basaltes de types série intermédiaire et supérieure des plateaux, mélabasalte ;
- ♦ scories, projections scoriacées, restes de cônes très démantelés ou argilisés ;
- ♦ trachybasalte du dôme du Puy d'Alou et de la montagne de la Serre.

Le trachyte porphyrique à sanidine des dômes de Voissière et de Montmie, dans l'angle sud-ouest de la carte, est une roche claire, qui se taille facilement pour fabriquer des linteaux de portes ou de fenêtres (fig. 143 *supra* et fig. 435 ci-dessous). Le petit dôme de Montmie a fait l'objet d'une exploitation dans une petite carrière, aujourd'hui abandonnée, située en bordure sud de la route D 36. Le dôme de Voissière a vraisemblablement été exploité par récupération des abondants blocs éboulés de la « falaise » située en rive droite de la Couze de Chaudesfour (fig. 436).

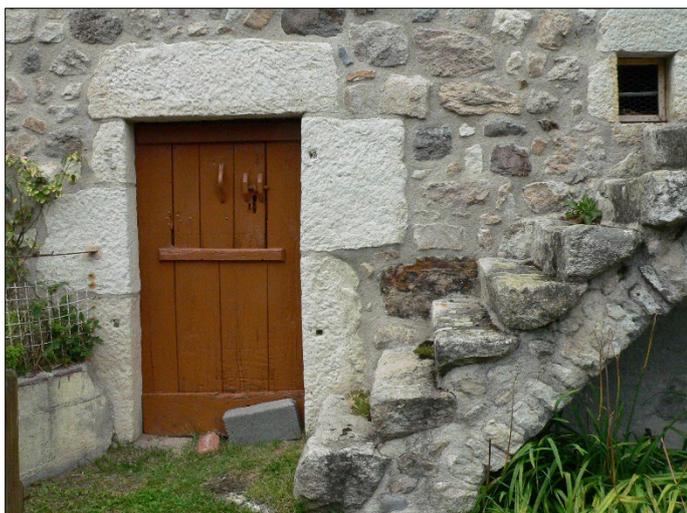


Fig. 435 - Linteaux de trachyte dans une maison du hameau de Voissière - photo PC 07/08/2012.



Fig. 436 - Dôme de trachyte de Voissière, en rive droite de la Couze de Chaudesfour - photo PC 5C79 05/08/2009.

Des grattages ont été réalisés au sein des vestiges de cônes stromboliens pliocènes (**p1-2Sβc**) de la colline de Rajat (fig. 150 *supra*).

Le trachybasalte de la montagne de la Serre (**p2τβ**) constitue – dans la partie septentrionale de la carte – une longue coulée, d'orientation Ouest-Est, qui s'étend depuis le Puy de la Vigerol sur le plateau des Dômes jusqu'au village du Crest en Limagne. Du fait de sa position en forte inversion de relief cette coulée a alimenté d'abondants éboulis sur ses deux flancs. Le village du Crest se trouve sur le promontoire situé à son extrémité orientale et est construit en grande partie avec des blocs de trachybasalte provenant de la coulée (fig. 437a-b).



Fig. 437 - Partie haute du village du Crest en Limagne
 a - murs et bâtiments en blocs de trachybasalte construits sur la coulée de trachybasalte ; b - tour en blocs de trachybasalte, en arrière-plan à gauche : le Puy de Dôme

photos PC 3B22 24/09/2013.

Le volcanisme pliocène (p1-2) « prémontdorien » du Cézallier nord a engendré, dans la partie sud-est de la carte, au sein de la Limagne :

- ◆ les coulées de basanites (**p1β⁷**) d'Orphange, de Creste - partie inférieure, et de type Pardines ;
- ◆ la brèche hyaloclastique du maar de Prady (**p1phβP**) ;
- ◆ les coulées de basalte doléritique de type Roca Neyra ou Prady (**p1-2dβ**).

Deux des lambeaux de basanite de Pardines étaient encore en exploitation (fig. 438) en 2014. Dans la carrière qui était déjà abandonnée en 2010, la basanite présente un débit en dalles subhorizontales sur environ 2 m d'épaisseur puis un débit en prismes subverticaux sur le reste de la hauteur du front de taille (fig. 170 *supra*).



Fig. 438 - Carrières de basanite de Pardines sur l'image Google Earth du 23/09/2011

Dans la carrière abandonnée de Prady, située (x=658,7 ; y=2062,1) à environ 1 km au SE de Reignat, ont été exploitées à la fois la brèche hyaloclastique du maar de Prady, dans la partie inférieure, et une coulée de basalte doléritique dans la partie supérieure (fig. 180 *supra*).

Le volcanisme pliocène supérieur (p2) est en outre à l'origine de **la structure du Puy de Corent en Limagne**, constituée (fig. 182 *supra*) d'un cône strombolien, exploité dans la carrière abandonnée du Roc Rouge (fig. 183 et 184 *supra*) et d'une coulée de basalte *s.l.* en inversion de relief.

Formations volcaniques tertiaires à quaternaires du Mont-Dore s.s.

Le volcan du Mont-Dore a engendré des formations variées dont l'âge s'étale entre 3,1 et 1,8 Ma et dont certaines s'étendent sur de grandes surfaces.

Les tufs cendro-ponceux rhyolitiques (p2tp) de type "Grande Nappe" (2,77 Ma) constituent la formation volcanique la plus emblématique et **une unité indurée de type Farges (p2tpF)** leur est associée. Cependant, cette formation est en majeure partie masquée par les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) (**p2-q1Av1**), de sorte qu'elle n'affleure que localement, là où ces dépôts sont érodés.

Les ponces sont utilisées dans des domaines où sont recherchés des matériaux à structure alvéolaire : viabilité, bâtiment, agriculture, sols sportifs, délavage des textiles, charges minérales, filtration des eaux...

En Auvergne la principale source en a été « Grande Nappe » et la principale carrière a été celle de Rochefort-Montagne, située sur la carte géologique de la France à 1/50 000 – feuille Bourg-Lastic (n° 716, Brousse *et al.*, 1981).

Cette « Grande Nappe » se trouve de façon dispersée sur une grande partie de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000, où elle a fait l'objet de petits grattages, comme par exemple à 1 km au NNW de Saint-Nectaire-le-Haut comme cela est décrit *supra* (**p2tp**, fig. 187a-b *supra*). À 500 m au NNW de Mareuge se trouve une autre carrière abandonnée, implantée dans des tufs cendro-ponceux dégradés par l'altération supergène (fig. 439).



Fig. 439 - Carrière abandonnée dans des tufs cendro-ponceux rhyolitiques altérés, à 500 m au NNW de Mareuge - photo PC 5B03 25/03/2011.

Par ailleurs, ces tufs constituent un matériau favorable au creusement de galeries et de caves pour l'affinage du célèbre fromage d'appellation Saint-Nectaire.

Le faciès induré de type Farges (fig. 190a-b *supra*) est encore bien visible dans une petite carrière abandonnée, qui est située (x=652,6 ; y=2065,95) à 250 m à l'WNW du hameau de Farges et présente un front de taille d'une dizaine de mètres de hauteur. Ce faciès induré constitue notamment des moellons dans des maisons de Saint-Nectaire-Haut.

Ce faciès induré a été également employé pour la confection de sarcophages, et ce dès le Moyen-Âge ; des traces d'exploitations semblent même remonter jusqu'à l'Antiquité (Allios, 2005). Les caves d'affinages actuelles (XIX-XX^{ème} siècle) du secteur seraient d'anciennes habitations troglodytes (XV^{ème} ?), sans doute elles-mêmes au moins pour partie installées dans d'anciennes carrières souterraines du Haut Moyen-Âge (Allios, 2005). Les sarcophages mérovingiens des Farges semblent avoir voyagé jusqu'à Brioude, en Haute-Loire (Arbaret et Gauthier, 2009).

Les dépôts d'avalanches de débris de la génération de Perrier (2,6 Ma) (p2-q1Av1) constituent un matériau très hétérogène et hétérométrique, non exploité en carrière.

En revanche, **les différents types de trachyandésites porphyriques** sont plus favorables pour la construction, que ces trachyandésites soient basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites). Une doréite à phénocristaux de clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase (**p2-q1 τ α β**) a, par exemple, fait l'objet d'une exploitation dans une carrière relativement grande (fig. 222 *supra*) située à 1,5 km à l'Ouest du hameau de Mareuge.

En dehors de barres rocheuses sommitales – comme celle de la montagne de Pouly (fig. 238-239 *supra*) – les sancyites apparaissent surtout sous forme de blocs hétérométriques, dispersés dans des zones boisées, comme celle du bois des Bruyères ou du bois de Maugue, par suite d'éboulements et/ou de colluvionnements.

Le trachybasalte porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine de type Olmont (q1 τ β O) se trouve dans la partie la plus occidentale du quart nord-ouest de la carte. Il a été exploité dans une carrière abandonnée située (x=642,5 ; y=2073,8) sur le flanc sud-ouest du Puy de la Garde, au SE de Vernines (fig. 251 *supra*).

Les brèches et tufs basaltiques de type diatrème de la Dent du Marais (q1br β), au NW de Murol, sont des roches très hétérogènes sur les plans lithologique et granulométrique et n'ont de ce fait été exploités qu'en blocs éboulés de la célèbre « falaise » du Saut de la Pucelle (fig. 257-260 *supra*).

Formations volcaniques quaternaires

En dehors des dernières manifestations du Mont-Dore s.s. le volcanisme quaternaire comprend :

- ♦ le volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne ;
- ♦ le volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy (1,1 à 0,24 Ma) ;
- ♦ le volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma).

Le volcanisme pléistocène inférieur de la Limagne est représenté dans l'angle nord-est de la carte :

- ♦ à La Roche Noire, où une coulée d'ankaramite – en inversion de relief – domine le bourg et a alimenté et alimente encore parfois des éboulis (fig. 268 et 269 *supra*);
- ♦ à Mirefleurs, où la majeure partie du bourg et le château sont bâtis sur le vestige d'une coulée de trachybasalte à téphrite porphyrique.

Dans les deux cas les roches volcaniques basiques ont servi pour la construction des bâtiments (cf. par ex. fig. 271 *supra*).

Le volcanisme pléistocène inférieur à moyen du Sancy a, comme celui du Mont-Dore s.s., engendré des formations variées dont l'âge s'étale entre 1,1 et 0,24 Ma et dont certaines s'étendent à travers toute la partie méridionale du territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000. Ces formations comprennent divers types de basaltes et de trachyandésites porphyriques, basaltiques (doréites) ou différenciées (sancyites), ainsi que les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Fontenille (environ 1 Ma) et enfin des ponces et cendres trachytiques.

Le basalte de la planèze de Courbanges (q1 β) a fait l'objet d'un petit grattage en bordure ouest de la D 618, à l'Ouest du hameau du Cheix de Courbanges (x=643,7 ; y=2061,35).

Les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Fontenille (q1-2Av2) ont été exploités dans la partie inférieure de la grande carrière en gradins du Cheix, sur la commune de Saint-Diéry, encore en activité en 2014. Ils sont encore sporadiquement exploités dans une carrière située à 500 m WSW de la ferme du GAEC de l'Oiseau, au lieu-dit Coudert Grand (fig. 310 à 318 *supra*) sur la commune de Chambon-sur-Lac (x=644,95 ; y=2062,2).

Les trachybasaltes sont les roches les plus exploitées. Dans la grande carrière en gradins du Cheix (x=651,5 à 651,95 ; y=2060,8 à 2061,1) ils sont extraits de plusieurs coulées, séparées par une lentille de ponces trachytiques (fig. 322 et 323 *supra*). La coulée inférieure (**q1 τ β**) a une puissance de 30 à 40 m et présente une prismation extrêmement confuse (Besson, 1978). La partie supérieure (**q2 τ β**) de la carrière montre une coulée bien prismée (fig. 327 *supra*) surmontée d'une coulée disloquée en blocs de taille variable et en grande partie transformée en une isaltérite brunâtre (fig. 328 *supra*).

Par ailleurs de petites carrières abandonnées se trouvent au sein de la coulée inférieure à l'ESE du bourg de Saint-Diéry (x=653,7 ; y=2060,5 ; fig. 324 *supra*) et au sein de la coulée supérieure au Sud-Est du hameau de Courbanges, dans le talus sud de la route D 635 (x=644,35 ; y=2060,55).

Les basaltes s.l. porphyriques de type Chapelle d'Anciat (q2 β o) n'ont fait l'objet que de petits grattages.

Les ponces et cendres trachytiques de type carrières du Cheix et de Neschers (q1-2pc τ) ont été exploités dans la grande carrière du Cheix de Saint-Diéry (cf. fig. 323, 325 et 326 *supra*) et surtout dans les deux carrières contiguës (fig. 440) situées en rive gauche de la Couze Chambon, au NE de Neschers (x=664,75 à 665,20 ; y=2066,40 à 2067,00).

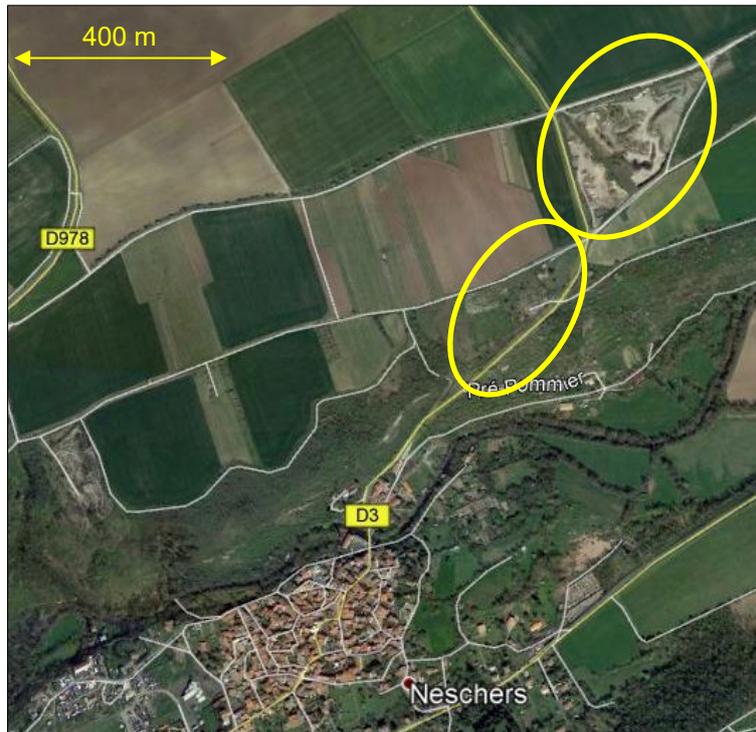


Fig. 440 - Carrières abandonnées de Neschers sur l'image Google Earth du 08/04/2017.

Les doréites (q1-2 $\alpha\beta$) et les sancyites (q1-2 α) issues du volcan du Sancy n'ont fait l'objet que de grattages à proximité de localités comme Bessoles, les Angles, Montaleix, etc. ou de fermes comme celle du GAEC de l'Aigle ou le buron de la Plate.

Le volcanisme pléistocène supérieur à holocène de la Chaîne des Puys (<0,1 Ma) a dans le cadre de la présente carte engendré des cônes stromboliens et des coulées de laves de chimisme basaltique, trachybasaltique ou trachyandésitique, ainsi que des projections phréatomagmatiques, des projections mixtes et des pyroclastites de recouvrement.

D'après P. Boivin *et al.* (2017) :

Sur l'ensemble de la Chaîne des Puys les volumes d'extraction des laves et surtout des projections ont été importants au cours des cinquante dernières années. Cette phase ayant pris fin, les rares exploitations restantes sont dédiées à la production de matériaux haut de gamme en quantités limitées. L'enjeu est clairement identifié : il s'agit de veiller à conserver la production de matériaux spécifiques tels que la pouzzolane et les pierres ornementales tout en minimisant de façon drastique l'impact des exploitations sur l'environnement et le patrimoine (Préfecture du Puy-de-Dôme, 2014).

Il est aujourd'hui prévu, suite au classement UNESCO obtenu par le site en 2018, que les exploitations situées à l'intérieur de l'emprise du bien soient progressivement arrêtées.

Les laves basiques à intermédiaires. Sur le territoire de la présente carte les exploitations en carrière ont été rares. Seules deux anciennes carrières pour pierres de taille et de construction figurent sur la carte volcanologique de la Chaîne des Puys à 1/25 000 - 5^e édition (Boivin *et al.*, 2009) :

- ♦ l'une au SW de Fonfreyde, sur la coulée de trachyandésite issue du cône du Puy de la Mey ;
- ♦ l'autre au Nord du lac d'Aydat, sur la coulée de trachybasalte issue des cratères jumeaux des puys de la Vache et de Lassolas.

Cette dernière coulée se termine à Saint-Amant-Tallende après un passage par le village de Saint-Saturnin, qui a fait partie des « plus beaux villages de France » mais n'est plus labellisé à ce jour. Ce village est construit sur la coulée et en grande partie avec des blocs de trachybasalte (fig. 441) provenant de cette coulée.

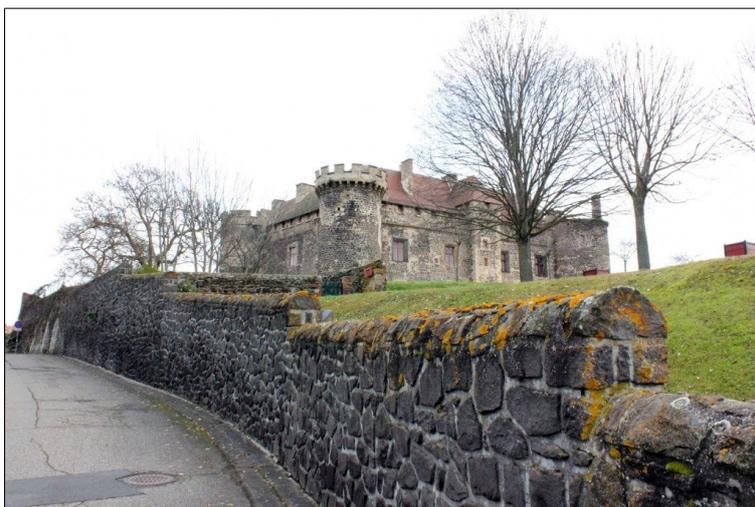


Fig. 441 - Mur en blocs de trachybasalte autour du château de Saint-Saturnin - source : <https://www.saint-saturnin63.fr/>

À Murol le château-fort est construit sur un piton basaltique miocène (fig. 115a-b *supra*), alors que le bourg se trouve en majeure partie au fond de la vallée de la Couze Chambon, sur la coulée de trachybasalte holocène issue du cône strombolien du Tartaret, comme c'est également le cas pour un village situé en Limagne à la terminaison de la même coulée : celui de Neschers, le « nez de la cheire ».

Les pouzzolanes. Le terme de pouzzolane s.s. provient de Puzzuoli, une ville italienne de la région de Naples, et désigne un matériau volcanique cendreux de composition trachytique, de couleur claire et friable, utilisé pour la fabrication de mortier et de ciment. En France il s'applique à des projections volcaniques scoriacées, essentiellement stromboliennes et basiques. Il s'agit de granulats légers utilisés dans différents secteurs industriels du fait de leur composition essentiellement vitreuse, de leur faible densité et de leur forte porosité due à leur structure alvéolaire. En 1991 la consommation française de pouzzolanes était répartie de la façon suivante (Rocher, 1992) :

- viabilité	: 42,1%
- bâtiment	: 23,0%
- agriculture	: 17,5%
- assainissement	: 11,5%
- sols sportifs	: 4,5%
- industrie	: 1,2%
- autres utilisations	: 0,2%

Les réserves françaises sont importantes, estimées à 700 Mt pour la seule Chaîne des Puys.

Les gisements du département du Puy-de-Dôme (Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier) se situent à l'intérieur du Parc Naturel des Volcans d'Auvergne et sont de ce fait strictement contrôlés pour des questions de protection de l'environnement, et va progressivement disparaître du périmètre du bien récemment classé à l'UNESCO (2018) .

D'après P. Boivin *et al.* (2017) :

La pouzzolanité des projections stromboliennes de la Chaîne des Puys est relativement faible mais bien présente. De nombreuses structures archéologiques gallo-romaines de la région clermontoise montrent l'utilisation habituelle du matériau pouzzolane-chaux.

Au début des années 1970, près de 500 000 tonnes de grave pouzzolane-chaux ont été utilisées en couche de fondation routière dans le Puy-de-Dôme et jusqu'en Creuse. La prise est lente, les résistances mécaniques augmentent à partir de 3 mois et deviennent durables à 1 an. On notera que les structures gallo-romaines utilisant ce matériau présentent encore une remarquable résistance mécanique (aqueduc de Chamalières, amphithéâtre de Montaudou). La caractérisation de cette pouzzolanité particulière à la Chaîne des Puys, faible à court terme puis durable, continue de faire l'objet de travaux scientifiques.

Utilisées comme granulat, les projections stromboliennes constituent la ressource la plus exploitée de la seconde moitié du XX^e siècle dans la Chaîne des Puys. Comprise entre 20 et 30 millions de tonnes, cette production est aujourd'hui limitée à environ 350 000 tonnes par an. Elle présente un flux d'exportation notable (100 000 tonnes/an) vers le territoire national et l'étranger. Du fait de ses caractéristiques, la pouzzolane doit être considérée et utilisée comme un matériau

noble, rare au niveau national, et son utilisation doit être justifiée par un usage spécifiquement lié à ses propriétés intrinsèques. Cet usage doit présenter une forte valeur ajoutée par rapport à l'utilisation d'autres matériaux de carrières plus abondants.

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000, des pouzzolanes ont été extraites de différents cônes stromboliens appartenant à la Chaîne des Puys (cf. par exemple fig. 334 et 335 *supra*) ou de cônelets comme celui qui se trouve à l'Est du volcan du Tartaret (fig. 342 *supra*). Des réhabilitations de carrières ont été réalisées notamment au Puy de la Toupe (fig. 335 *supra*) et au Puy de Combegrasse, qui a fait l'objet en 2015 d'une mise en valeur paysagère permettant de révéler sa nature volcanique et d'offrir au visiteur un panorama exceptionnel :

<http://volcan.puy-de-dome.fr/volcans/puy-de-combegrasse.html>

Les projections phréatomagmatiques. Les tufs de maar de l'ancien Tartaret ont été exploités dans deux petites carrières abandonnées, situées l'une sur le flanc sud-sud-est du cône strombolien du nouveau Tartaret (fig. 352 *supra*), l'autre au Sud du hameau des Fougeoles, au Sud du cône strombolien du nouveau Tartaret (fig. 353 *supra*).

Les pyroclastites en recouvrement. Elles constituent un faciès de saupoudrage très meuble, constitué à plus de 95 % de lapilli centimétriques, et de ce fait très facile à exploiter. Deux petites carrières abandonnées se trouvent l'une au Sud du Tartaret, à l'Est du Pic Chauvet (fig. 354 *supra*), et l'autre au Nord du Tartaret, en bordure de la route D 5.

Les projections mixtes. Au Nord de la Narse d'Espinasse, une carrière – en cours de mise en valeur à des fins pédagogiques – est implantée dans des projections mixtes du Puy de l'Enfer : des strates franchement stromboliennes s'intercalent entre les produits de maar (fig. 336a-b *supra* et fig. 442 ci-dessous).



Fig. 442 - Projections mixtes dans la carrière abandonnée du Puy de l'Enfer - photo PC 1D21c 24/03/2011.

Formations superficielles cénozoïques

Les dépôts gravitaires sont des dépôts de pente au sens large, issus de phénomènes de glissements de terrain et éboulements en masse, d'éboulis et de colluvionnement. Ils ont permis et permettent encore d'exploiter localement des matériaux, qui ont le défaut d'être hétérométriques en majorité.

Les dépôts alluviaux les plus anciens sont intercalés dans ou sous-jacents à des formations volcaniques tertiaires : alluvions mio-pliocènes (**mpF**) du plateau des Dômes ; alluvions pliocènes sous la basanite de Pardines ou sous le basalte doléritique de Roc Neyra (**p1F1** et **p1-2F2**, respectivement) ; dépôts alluviaux ou fluvio-lacustres associés au volcanisme pliocène supérieur du Mont-Dore s.s. (**p2F3-F9**).

Parmi les dépôts alluviaux quaternaires certains sont intercalés dans des formations volcaniques issues du massif du Mont-Dore : alluvions de la paléovallée Champeix–Pardines (**q1Ft**), puis du massif du Sancy : alluvions **q1F** sous-jacentes aux dépôts d'avalanches de débris de la génération de Fontenille et alluvions à ponces trachytiques de Champeix–Neschers–Montpeyroux.

Les autres dépôts alluviaux quaternaires sont étagés de façon « classique » en terrasses : **Fu** à **Fz**.

Ces dépôts sont fréquemment hétérométriques, constitués en proportions variables de plusieurs des éléments suivants : blocs arrondis, galets, graviers, sables, argiles (fig. 443 par exemple).



Fig. 443 – Terrasse alluviale Fx hétérométrique, dans le talus nord d'une route à Champ Redon, au Sud de Coudes
photo PC 8B31 08/04/2014.

Des alluvions récentes ont été exploités à grande échelle en Limagne, dans le coin NE de la feuille, au sein de la plaine alluviale de l'Allier, notamment au niveau des vastes gravières et sablières de Mirefleurs et de La Roche-Noire, aujourd'hui pour partie réaménagées en étangs. Ces matériaux sont notamment employés en tant que granulats pour bétons, en TP ou pour l'assainissement. Les alluvions de la Couze Chambon ont également été exploitées au niveau de petites carrières, comme par exemple à 800 m à l'Ouest de Neschers, en rive gauche de la Couze Chambon, où deux petites carrières ont été implantées dans un lambeau d'alluvions à ponces trachytiques (**q1-2Fτ**).

Les dépôts glaciaires (Gy) et fluvio-glaciaires (FGy-Fz) se trouvent sur les flancs est et nord-est des massifs volcaniques et montagneux du Mont-Dore s.s. et du Sancy. Les lambeaux de moraines sont très hétérométriques, constitués en proportions variables de blocs, anguleux ou arrondis, graviers, sables, argiles. Ils n'ont été grattés que par endroits, pour des usages locaux.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

par Philippe Chèvremont

Dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) sont recensés 24 gîtes et indices minéraux situés sur le territoire de la carte de Veyre-Monton (feuille n°717) à 1/50 000. Les 24 points correspondants sont reportés sur la carte géologique avec leur numéro d'archivage et les principales caractéristiques de ces gîtes et indices sont données dans deux tableaux (Gîto1 et Gîto2), mis en annexe de la présente notice. En fonction de leur nature et de leur contexte géologique, ils se répartissent de la façon suivante :

- 5 minéralisations filoniennes encaissées dans le socle varisque : 1 petit gîte de Ba + Pb, 1 indice de Ba et 3 indices de Pb ;
- 2 indices d'or, non retrouvés, encaissés dans le socle varisque ou alluvionnaires ?
- 15 entités stratiformes dans des formations sédimentaires cénozoïques : 4 petits gîtes et 3 indices de diatomite, 1 petit gîte et 3 indices de lignite, 2 indices de fer, 1 petit gîte de gypse et 1 petit gîte de bitume ;
- 1 indice d'olivine dans un basalte tertiaire ;
- 1 indice d'orpiment (As), constituant en une curiosité minéralogique, associé à une source thermo-minérale.

À cela s'ajoute au moins un indice alluvionnaire de saphir, non répertorié dans la BSS mais indiqué sur la carte d'un poster de Médard *et al.* (2012).

Minéralisations filoniennes encaissées dans le socle varisque

Le petit gîte et les 4 indices recensés concernent des minéralisations en barytine (BaSO₄) et/ou galène (PbS), encaissées dans des granitoïdes.

Gîte de barytine plus galène de Voissière. Le gîte 07175x4004 se situe dans le bois de Voissière, à 500 m au Sud du hameau de Voissière, sur la commune de Chambon-sur-Lac, a eu une production probablement très faible et consiste en un faisceau de 4 ou 5 filons de direction N20°E, encaissé dans un granite orienté à deux micas de type Chambon-sur-Lac (**oγ²**). D'après les travaux de reconnaissance réalisés à partir de 1849, la veine la plus importante a

une puissance de 30 à 50 cm et renferme une minéralisation en barytine (BaSO_4) plus galène (PbS) dans une gangue argileuse.



Fig. 444 - Monocristal de barytine provenant du « gisement de la Côte d'Abot », commune de Saint-Saturnin, Puy de Dôme. Droits réservés - © 2017 Pierre Thomas.

Indice de barytine. L'indice 07173x4001 correspond à un champ filonien, de direction SW-NE, situé en rive droite du ruisseau de la Gore de Liauzun, à 2,5 km au SSW de l'église de St-Saturnin et encaissé dans la partie orientale du massif de granitoïde de Cournols, dans une zone où ce granitoïde mésocrate est recoupé par un faisceau de filons de leucogranites et est en contact avec la faille bordière de la Limagne d'Allier. D'après la carte métallogénique à 1/320 000 – feuille Clermont-Ferrand, il y aurait un peu de cuivre associé à la barytine.

Cet indice, connu des minéralogistes sous le nom de « gisement de la Côte d'Abot », est célèbre pour avoir livré de beaux cristaux de barytine très pure, translucide et d'une belle couleur jaune miel, qui font l'objet d'un article numérique du 18/09/2017 sur le site planet-terre de l'ENS-Lyon :

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/lmg578-2017-09-18.xml>

La photo ci-dessus (fig. 444) est extraite de cet article.

Indices de plomb. L'indice 07172x4002 correspond vraisemblablement au filon de quartz de direction N20°E qui se trouve au Nord de Ponteix, près de la Croix St-Jacques et qui a fait l'objet d'un grattage superficiel, dans la petite carrière abandonnée figurée sur la carte, au sein d'un granitoïde de type Cournols–St-Nectaire. Son contexte géologique est décrit en détails *supra* dans le paragraphe concernant les filons de lamprophyres (v). La minéralisation en galène se trouve dans une gangue constituée de quartz, barytine et argile.

Les deux autres indices de galène se trouvent sur des failles de la bordure occidentale de la Limagne d'Allier, en limites orientales de massifs de granitoïdes : granite porphyroïde de Theix plus probable filon de leucogranite pour l'indice de Saulzet-le-Chaud (07173x4002) et granitoïde de Cournols pour celui d'Espirat (07173x4005).

Indices d'or

Dans le fichier BSS figurent deux indices d'or : l'un à **Aurières** (07171x4001) et l'autre au lac d'Espirat (07173x4004). Celui d'Aurières, situé en rive droite du ruisseau de Gorce, a fait l'objet, en 1984, d'une enquête du BRGM, qui n'a pas permis d'en déterminer la nature exacte : indice alluvionnaire ou indice encaissé dans le petit corps de tonalite à grain moyen, à biotite chloritisée, qui affleure à cet endroit ? L'indice d'or (plus platine ?) du lac d'Espirat, sur la commune de St-Saturnin, est douteux et n'a pas fait l'objet d'une enquête du BRGM.

Gîtes et indices stratiformes encaissés dans des dépôts sédimentaires ou pyroclastiques cénozoïques

Diatomite. La diatomite est une roche sédimentaire siliceuse biogénique, légère et très friable, constituée entièrement ou essentiellement de squelettes (ou frustules) de diatomées fossilisées (fig. 445 et 446). Les diatomées sont des plantes unicellulaires microscopiques et aquatiques, apparentées aux algues brunes, qui ont la capacité d'extraire la silice dissoute dans les eaux douces, saumâtres ou salées. Les gisements formés en milieu continental sont

essentiellement lacustres et situés en contexte volcanique, du fait des teneurs et de la disponibilité de la silice dans les roches encaissantes (Rocher, 2015).

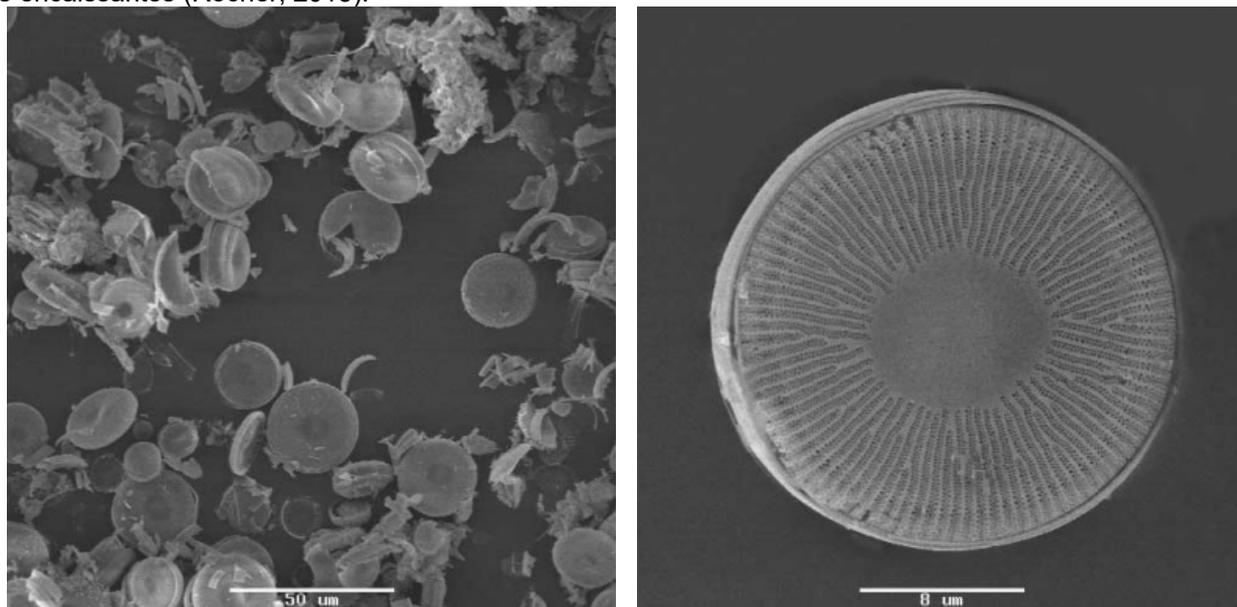


Fig. 445 et 446 - Frustules du Cantal observées au Microscope Electronique à Balayage (MEB).
Source : F. Champreux <http://geo.cybercantal.net/php/print.php?id=18>

Sur le territoire de la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 quatre petits gîtes de diatomite ont fait l'objet d'exploitations artisanales superficielles et ne présentent plus aucun intérêt économique dans la conjoncture actuelle. Ils se situent tous à proximité immédiate de la coulée de trachybasalte quaternaire issue des célèbres cratères jumeaux que sont les cônes stromboliens des puy de la Vache et de Lassolas. Le gîte le plus occidental est celui de Randanne (07171x4002), découvert en 1830, qui a donné son nom à une variété de diatomite lacustre : la **randannite**. Sur la présente carte géologique il se situe, tout comme celui de Verneuge (07172x4001), au Sud-Ouest de la coulée de trachybasalte, au sein de dépôts lacustres et fluvio-lacustres, masqués en surface par des colluvions et alluvions récentes à actuelles (C-F, en vert pâle sur la fig. 447). La figure 447 montre en outre que le gîte de Randanne se trouve en amont d'un lac de barrage volcanique, derrière lequel se sont déposés des sédiments lacustres.

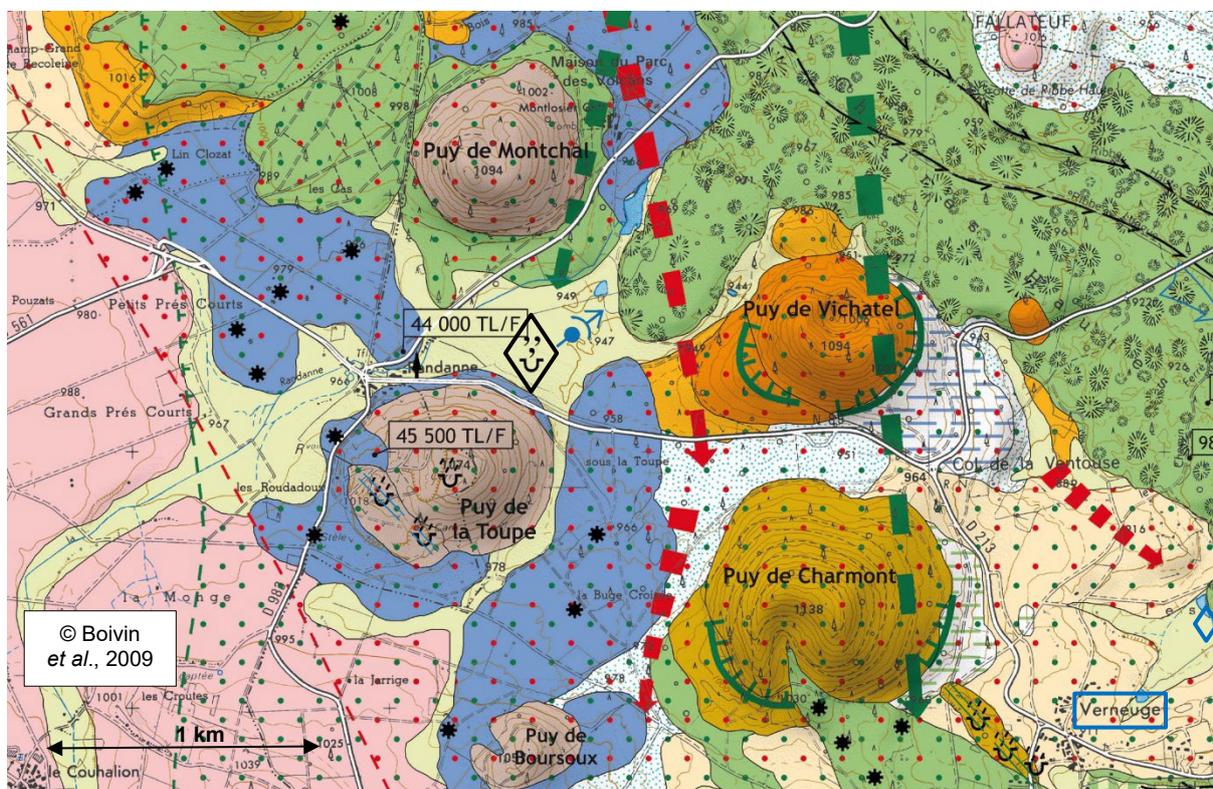


Fig. 447 - Carte géologique du secteur de Randanne.
Extrait de la carte volcanologique de la Chaîne des Puy à 1/25 000 - 5^e édition (Boivin *et al.*, 2009),
reproduit avec l'aimable accord de P. Boivin.



Le gîte de Ponteix-village (07172x4003) se trouve en bordure nord de cette même coulée, sous des colluvions hétérométriques de type **Cy**, alimentées par le granitoïde de Cournois–St-Nectaire.

Enfin, le gîte le plus oriental – celui de Saint-Saturnin (07173x4006) – est situé en bordure sud de la même coulée trachybasaltique, dans un secteur masqué par des colluvions hétérométriques de type **Cg**, alimentées par des sédiments tertiaires de la Limagne.

Parmi les trois indices de diatomite recensés, deux (07175x4002-4003) se situent à proximité immédiate du lac Chambon et sont associés à des dépôts de cinérites trachyandésitiques montdorienne d'âge quaternaire (2,4 à 1,8 Ma, cf. *supra* **q1cα**). Enfin, le dernier indice (07178x4002) se trouve sur la commune de Perrier, dans l'angle sud-est de la carte, sur un plateau couvert par des formations superficielles développées sur les dépôts d'avalanche de débris de la génération de Perrier, datée à 2,6 Ma (cf. *supra* **p2-q1Av1**).

Lignite. Un petit gîte et trois indices de lignite, sans intérêt économique dans la conjoncture actuelle, sont situés sur la carte à 1/500 000 d'A. Lauby (1910), de façon imprécise, et les quatre points correspondant sont reportés sur la présente carte, à partir des coordonnées x,y données – à titre indicatif – dans le fichier de la BSS. Sur la carte géologique à 1/80 000 - feuille Clermont-Ferrand 4^e édition (Goguel, 1962), l'indice de Boulade (07178x4003) se situe au sein d'une « brèche cinéritique » attribuée au Villafranchien et correspondant à la formation « dépôts d'avalanche de débris, de la génération de Perrier » (**p2-q1Av1**) de la présente carte. Sur cette dernière l'indice de lignite se trouve dans des colluvions alimentées par une très haute terrasse alluviale (**Fv**). En revanche, c'est dans des formations sédimentaires oligocènes de la Limagne de l'Allier que se trouvent le petit gîte de lignite de Pognat (07173x4007) et les indices de Chanonat (07173x4003) et de Ludesse (07177x4001).

Gypse et bitume. Au sein de la formation « schistes papyracés, marnes et calcaires dolomitiques », attribuée ici à la partie sommitale du Rupélien (**g1C**, Oligocène inférieur), se trouvent :

- ♦ d'une part, le petit gîte de gypse du Pont Henry (07174x4001), situé au Sud de Veyre, et
- ♦ d'autre part, le petit gîte de bitume la Garenne (07174x4002), situé au Sud de Lissac, en limite orientale de la présente carte, à un endroit où se trouvent les vestiges d'une ancienne galerie de mine, abandonnée depuis plusieurs siècles et exploitant les marnes riches en matière organique pour en extraire, après chauffage et distillation, une « huile » destinée à des usages mécaniques : lubrifiant, imperméabilisant..., comme décrit sur le site :

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

Le pétrole auvergnat est une vieille histoire, qui a été remise au goût du jour en 2012-2013 par « une éruption de pétrole à Cébazat (Puy de Dôme) » qui fait l'objet d'un article de Pierre Thomas sur le site

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/img415-2013-02-18.xml>

Le 29 octobre 2012, des travaux de voirie destinés à l'aménagement de la ZAC des Trois Fées (Cébazat, banlieue Nord de Clermont-Ferrand, Puy de Dôme) ont rompu fortuitement la tête d'un ancien forage qui se trouvait là et qui avait été oublié ou/et que l'on croyait parfaitement bouché. De cet ancien forage a commencé à s'échapper un pétrole très visqueux, intermédiaire entre un pétrole et un bitume, à raison de 3 à 5 m³ par jour. Des digues en terre, puis un petit bassin de rétention ont été rapidement creusés, bassin qu'il a fallu agrandir à la hâte courant novembre 2012 (fig. 448). À la fin du mois de janvier 2013, une tête de forage avec deux vannes a été fixée sur le tubage de l'ancien puits qui a pu être dégagé, et l'hémorragie de pétrole a pu être (définitivement ?) stoppée.



Photographie : Jean-Jacques Arène

En outre, d'après le même article :

Les suintements de pétroles et de bitumes sont innombrables dans le quadrilatère Royat–Riom–Pont-du-Château–Vic-le-Comte⁴⁹. Des mines de bitumes furent exploitées dès la fin du XIX^{ème} siècle ; la plus célèbre et la plus productive fut la mine des Rois à Dallet, qui a fourni plus de 58 000 tonnes d'hydrocarbure durant son siècle d'exploitation. C'est d'ailleurs près de ces suintements naturels d'hydrocarbures que furent forés les premiers puits de recherche "pétrolière", le premier en 1883. Plus tard, les forages furent guidés non par les indices de surface, mais par les études géophysiques. Plus d'une trentaine de forages furent effectués en un siècle, avec un résultat pétrolier quasi-nul (quelques litres par-ci, quelques m³ par-là). La sortie accidentelle de Cébazat en 2012-2013 fait sans doute de ce puits le plus productif des puits de pétrole auvergnats.

Pourquoi y a-t-il en Limagne tant de suintements d'hydrocarbures en surface et si peu de gisements en profondeur ? La roche mère existe en Limagne : des marnes vertes ou brunes riches en matière organique (black shales) qui se sont déposées à la fin de l'Oligocène inférieur et que l'on peut voir à l'[affleurement à Sainte Marguerite](#)⁵⁰. Le pétrole remonte naturellement en suivant certaines des nombreuses failles normales qui affectent la série sédimentaire, et le long de filons et cheminées volcaniques qui percent les sédiments. Il manque deux choses pour avoir de bons gisements d'hydrocarbures "conventionnels" : de bonnes et abondantes roches magasins (par exemple l'équivalent "en grand" des petites lentilles de grès d'où semble provenir le pétrole de Cébazat) et des pièges. Ajoutons que les hydrocarbures de Limagne sont lourds, riches en soufre, et souvent légèrement oxydés, ce qui n'en fait pas du pétrole de qualité supérieure.

Fer. D'après les données du fichier de la BSS, les indices de fer de Montaigut-le-Blanc (07177x4002) et de Neschers (07178x4001) sont situés de façon imprécise et correspondraient à des couches ferrifères encaissées dans des grès et marnes oligocènes.

Olivine

L'indice 07175x4001 de la BSS se trouve sur la commune de St-Victor-la-Rivière, à 400 m au Nord du hameau de Bessolles, en bordure orientale de la D 5, dans une petite carrière abandonnée, implantée dans un petit lambeau de basalte ankaramitique du Miocène supérieur (**m6β⁸**). Ce basalte a été exploité pour empierrement, mais n'est pas particulièrement riche en olivine. Des roches plus riches en olivine sont des basanites à nodules de périclase du Pliocène (**p1β^{7π}**), situées dans la partie nord du plateau basaltique du Cézallier, mais séparer l'olivine de sa gangue ne serait pas rentable dans la conjoncture économique actuelle.

Orpiment

De l'opale à incrustation d'orpiment (As₂S₃) de teinte jaune orangé est associée à des dépôts de la source thermominérale de St-Nectaire-le-Bas (indice 07156x4001).

Indice alluvionnaire de saphir

En Auvergne sont connus quelques petits gîtes et indices de saphirs alluvionnaires dont certains ont fourni des pierres de qualité gemme, utilisés entre autres pour des bijoux de la couronne de France. D'après la carte d'un poster de É. Médard *et al.* (2012) au moins un indice alluvionnaire de saphir se trouve sur le territoire de la carte Veyre-Monton à 1/50 000. D'après É. Médard (communication par courriel du 24 novembre 2016) cet indice consiste en quelques cristaux de saphir de type « Sioulot » trouvés en faisant des batées dans le lit de la Monne à proximité de Mareuge, près du pont de la route D 5 ; il s'agit probablement de phénocristaux formés à partir d'un magma trachytique, lors d'une éruption antérieure à la formation de la caldeira du Mont-Dore (âge de 2,65 Ma pour les zircons associés au Sioulot). Malgré le faible nombre de saphirs trouvés sur le territoire de la présente carte, cette information a un intérêt gîtologique.

⁴⁹ Le petit gisement de la Garenne se trouve dans ce quadrilatère, non loin de Vic-le-Comte, ville qui se trouve sur la carte Issoire à 1/50 000 (feuille 718, Saint-Joanis *et al.*, 1982).

⁵⁰ En bordure orientale de la route D 1 sur la feuille Veyre-Monton à 1/50 000 : cf. coupe décrite *supra* : formation **g1C**.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

- ♦ au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris,
- ♦ au BRGM Auvergne-Rhône-Alpes - Site de Clermont-Ferrand
12 Avenue des Landais, 63170 Aubière
Téléphone : 04 73 15 23 00.

En dehors de rares exceptions, les cartes géologiques de la France à 1/50 000 éditées par le BRGM ne sont pas téléchargeables sur Internet, mais leurs notices explicatives sont disponibles sur [InfoTerre](#). Pour se procurer une carte géologique à 1/50 000 imprimée, avec sa notice, il convient de la commander soit en librairie, soit directement à l'adresse suivante : Éditions BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, 45100 Orléans-la-Source, soit sur le [site des éditions du BRGM](#).

BIBLIOGRAPHIE

ALLIOS, D. (2005) . Prospections Archéologiques, Carrières, Motte et Village Troglodytes à Farges, Commune de Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). La Maison Rural en Pays d'Habitat Dispersé de l'Antiquité au XXe Siècle, Rennes: Presses Universitaires de Rennes, 115-28.

ANDRÉ M.-F., BOIVIN P., PEIRY J.-L., THOURET J.-C. (2013) – Volcanoes, Basins and Cultural Heritage of the Auvergne Region. 2013 International Conference on Geomorphology, Field trip P5 and International Symposium in Auvergne, 1-5 September 2013. PRES Clermont Université Blaise Pascal, GEOLAB - UMR 6042 CNRS and Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524 CNRS et IRD UR163, Clermont-Ferrand.128 p.

ARBARET L., GAUTHIER F. (2009) – Les sarcophages du quartier du baptistère de Brioude: origine, importations et évolutions pendant l'époque mérovingienne - In: Les sarcophages de l'Antiquité tardive et du haut Moyen Âge. Fabrication, utilisation, diffusion. Actes des XXXe Journées int. d'archéologie mérovingienne, Bordeaux, 2009. Cartron Isabelle, Henrion Fabrice, Scuiller Christian (Dir.). Collection Suppléments Aquitania (34) p. 401-410.

AUBERT M., BATARD F., BOUILLER R., GAGNIERE G., JEAMBRUN M., SAINT-JOANIS R., TRICOT B. (1982) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 53 p. Carte géologique par M. Saint-Joanis *et al.* (1982).

AUBOIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.-P. (1967) – Précis de géologie, tome 1 Pétrologie, édité par Dunod.

BAILEY K., KEARNS S., MERGOIL J., MERGOIL DANIEL J., PATERSON B, (2006) – Extensive dolomitic volcanism through the Limagne Basin, central France: a new form of carbonatite activity. *Mineralogical Magazine*, 70, 2, pp. 231-236

BARBARAND J, LUCAZEAU, PAGEL M, SERRANE M. (2001) – Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 335, 275-290.

BARRUOL G., GRANET M. (2002) – A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth and Planetary Science Letters* 202, p. 31-47.

BAUBRON J.-C., CANTAGREL J.-M. (1980) – Les deux volcans des Monts-Dore (Massif central français) : arguments chronologiques. *CRAS Paris*, t. 2908, p. 1409-1412.

BELLON H. *et al.* (1971) – Âges miocène, inférieur pour les pépérites et moyen pour quelques laves de Limagne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 273, 15, p. 158-1260.

BERNARD B., VAN WYK DE VRIES B., LEYRIT H. (2009) – Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central). *Bull. Volcanol.*, 71, p. 1041-1056.

- BERTHIER F., DUTHOU J.-L., ROQUES M. (1979) – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Âge fini-dévonien de mise en place d'un de ses faciès-types. *Bull. BRGM*, I, n° 2, p. 173-179.
- BESSON J.-C., LY M.-H., CANTAGREL J.-M., DE GOËR DE HERVE A., VINCENT P.-M. (1977) – Une coulée de ponces post-villafranchienne sur le versant oriental du Mont-Dore (Massif central français). *CRAS Paris*, t. 284, série D, p. 1875-1878.
- BESSON J.-C. (1978) – Les formations volcaniques du versant oriental du massif du Mont-Dore (Massif central français) (Feuille 1/25 000 Veyre-Monton n° 5-6). Thèse 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand, 167 p. + annexes.
- BESSON J.-C., BOUDON G., BOURDIER J.-L. (1979) – Fréquence des laves à leucite sur le versant oriental du Mont-Dore. *CRAS Paris*, t. 288, p. 1639-1642.
- BLEIN O., THONAT A., FEYBESSE J.-L., CHEVREMONT P., MOREL J.-M., BOUILLER R., LAVINA P. (à paraître) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Besse-en-Chandesse (741) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., DE GOËR DE HERVE A., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., DE LAROUZIERE F.-D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., VINCENT P.-M. (2004) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 4^{ème} édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 180 p.
- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR DE HERVE DE A., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIERE DE F.-D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., VINCENT P.-M. (2009) – Volcanologie de la Chaîne des Puys, Massif central français – 5^{ème} édition. Une carte géologique à 1/25 000 plus une notice de 196 p.
- BOIVIN P., BESSON J. C., BRIOT D., DENIEL C., GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIERE F.-D. DE, LIVET M., MEDARD E., MERCIERCA C., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., THOURET JEAN C., VERNET G. (2017) – Volcanologie de la Chaîne des Puys. Carte au 1/25 000, format 120x90 cm, notice 200 p. 6^{ème} édit. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Montlosier.
- BOUCHARD A. (1954) – Étude géologique du Puy de Corent. DES, Université de Clermont-Ferrand, faculté des Sciences, 27 p.
- BOULANGER C. (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier, Imp. P.A. Desrosiers, Moulin, 482 p.
- BOULAY N. (l'abbé) (1892) – Flore pliocène du Mont-Dore (Puy-de-Dôme). Ed. F. Savy, Paris, 116 p.
- BOULAY N. (l'abbé) (1899) – Flore fossile de Gergovie. Librairie de sciences naturelles, P. Klincksieck, 1899 – 82 p.
- BOURDIER J.-L. (1980) – Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore : le groupe holocène du lac Pavin et le massif du Sancy. Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand, 180 p.
- BOURGOIS M., MERCIER-BATARD F. (1982) – Compte-rendu des trois forages de reconnaissance et de captage d'eau thermominérale réalisés en 1981-82 à Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). Rapport BRGM 82-SGN-44, 83 p.
- BOUT P. (1933) – Observations géologiques sur le plateau de Perrier, la région de Malbattu et les terrasses d'Issoire. *Bull. Société d'Histoire naturelle d'Auvergne*, 21, 38 p.
- BOUT P., MARTY P. (1936) – Flore astienne de Perrier. *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Marseille*, n°28, 5 p.
- BOUT P. (1960) – Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse, imprimerie Jeanne d'Arc, Le Puy (Haute-Loire), 360 p.
- BOUT P., FRECHEN J., LIPPOLT M.-J. (1966) – Datations stratigraphiques et radiochronologiques de quelques coulées basaltiques de Limagne. *Revue d'Auvergne*, t. 80, 4, p. 207-23.
- BOUT P. (1970) – Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay areas and chronology of the European Pleistocene. *Palaeogeogr., palaeo-climat., palaeoecol.*, 8, p. 95-106.
- BRAVARD A. (1828) – Monographie de la Montagne Perrier et deux espèces de fossiles du genre Felis. Paris.
- BRIOT D. (1988) – Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Étude géochimique (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-O) du volcan des Monts Dore (Massif central français). Thèse d'Université de Clermont-Ferrand, 195 p.

BROUSSE R. (1963) – Identification de deux coulées de ponces dans le massif volcanique du Mont-Dore. *CRAS Paris Série D* 257, p. 2869–2871.

BROUSSE R. (1971) – Magmatologie et volcanisme néogène quaternaire du Massif central *in* Symposium Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français, Plein Air Service Ed., p. 377-478.

BROUSSE R., BELLON H. (1983) – Réflexions chronologiques et pétrologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts de France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7(1), 409-426.

BROUSSE R., TEMPIER P. (1981) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par BROUSSE R., TEMPIER P., VEYRET-MEKDJIAN Y. et coll. (1989), 78 p.

BROUSSE R., RANÇON J.-P., TEMPIER P., VEYRET-MEKDJIAN Y. avec la collaboration de D. D'ARCY et J. FERAUD. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) – Orléans, BRGM, 78 p.

BROUSSE R., SUIRE J., TEMPIER P., LE GARREC M.-J., VEYRET-MEKDJIAN Y., MEDHIZADEH H., MARVOYER B., MUSENGIE M. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille La Tour-d'Auvergne (740) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par BROUSSE R., RANÇON J.-P., LE GARREC M.-J., TEMPIER P., SUIRE J., VEYRET-MEKDJIAN Y., D'ARCY D., PERICHAUD J. (1990), 68 p.

CAMUS G. *et al.*, (1969) – Mesure par la méthode à l'argon, de quelques roches volcaniques de Limagne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 2513-2516.

CAMUS G., DE GOËR DE HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1975) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 1^{ère} édition. Découverte de la nature n°8, éditions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 112 p.

CANTAGREL J.-M., BAUBRON J.-C. (1983) – Chronologie K–Ar des éruptions dans le massif volcanique des Mont-Dore: implications volcanologiques. *Géologie de la France* 2, p. 123–142.

CANTAGREL J.-M., BRIOT D. (1990) – Avalanches et coulées de débris : le Volcan de Guéry – Où est la caldera d'effondrement dans le massif des Monts Dore ? *CRAS Paris Série II*, 311, p. 219-225.

CAPBARAT C (2008) – Cartographie des formations altéritiques et argileuses de la carte géologique de Veyre-Monton au 50 000^e (n°717). Mémoire d'Aptitude à la Géologie n°415, Institut Polytechnique Lassalle Beauvais, 100 p.

CARROUE J.-P. (2003) – Découverte géologique du plateau de Corent. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne* (SHNA) n°67, p. 49-52.

CHAILLOU D. (1967) – La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézallier, Massif central français. Étude géologique et structurale. Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

CHALIER M. (1993) - Contexte géologique, géochimique et structural des lentilles aurifères de Laurières et Puits Roux (Limousin central, district de Saint-Yrieix). Implications métallogéniques. Thèse d'Université, Limoges.

CHANTEPIE M. (1990) – Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochimique. Implications volcanologiques et morpho-tectoniques. DEA, 113 p.

CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. et coll. (2003) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième - Sixième édition révisée, BRGM, Orléans.

CHEGUER L. (1996) – Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associée à un rift intracontinental. Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 234 p.

CHESWORTH W. (1975) – Mantle Plumes, Plate Tectonics, and the Cenozoic Volcanism of the Massif Central. *J. Geol.* 83, 579-588.

COCHERIE A. (2004) – Datation du granite de Cournols (Massif central) : U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Note technique BRGM/ANA/ISO-227/2004, 7 p., 1 tabl., 4 fig.

CROIZET (abbé) (1833) – Notice sur le tremblement de terre qui s'est fait sentir dans l'Auvergne.

DEGEAI J.-P., PASTRE J.-F. (2008) – Évolution morphostructurale du plateau volcano-sédimentaire de Gergovie au Miocène inférieur : implications géodynamiques sur la phase tardi-tectonique du rift de Limagne (Massif central, France). *Rev. can. sci. Terre*, 45, p. 641-650.

DEJOU J., LOISEAU V. (1983) – Observations sur les sols et la composition floristique des pelouses établies sur les granites au Sud-Ouest de Clermont-Ferrand. *Revue Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. 49, p. 31-54.

DELFOUR J., CARRAT H.-G., FEYS R., FLEURY R., CLOZIER L. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. (1989), 116 p.

DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.

DERCOURT J., RICOU L.-E., VRIELYNCK B. (Eds) (1993) – Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gautier-Villars, Paris, 307, 14 maps.

DESCHAMPS (1973) – Etude géologique du Sidérolithique du Nord-Est du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés, Thèse Sci., Univ. Paris VI, 1270 p.

DIDIER J., GIOT D. (1984) – Âge de certaines pépérites d'Auvergne : éléments apportés par l'étude de l'Oligocène Supérieur de Cournon et de Pont du Château (Puy-de-Dôme, France). *CRAS Paris*, t. 299, série II, n°17, p. 1211-1214.

DUCROT J., LANCELOT J., MARCHAND J. (1983) – Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Letter*, 62, p. 385-394.

DUFRESNE N., PITOIS J. (1998) - Étude granulométrique de la coulée de cendres et ponces de la carrière de Farges. Rapport maîtrise STU 1998 (Enseignant G. Camus), Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

DUTHOU J.-L. (1977) – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse d'État. *Annales Sci. Univr. Clermont II*, n° 63, fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p.

ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse, Centre d'études foréziennes, 687 p.

FAURE M., BE MEZEME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005). Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armorican. In R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini, G. Rosenbaum (Eds.), *The southern Variscan belt*, *J. Virtual Explor.* 19 (2005) paper 5 <http://virtualexplorer.com.au>.

FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) – A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Geoscience* 341 (2009) p. 202–213.

FAURE M. (2011) – La chaîne varisque en France. Diaporama (pptx) inédit d'un exposé pour le CAPES 2011.

FAURE M., LI X.-H., LIN W. (2017) – The northwest-directed “Bretonian phase” in the French Variscan Belt (Massif Central and Massif Armorican): A consequence of the Early Carboniferous Gondwana–Laurussia collision. *C. R. Geoscience* 349 (2017) p. 126–136.

FÉRAUD G., LO BELLO PH., HALL C.-M., J.-M., YORK D., BERNAT M. (1990) – Direct dating of Plio-Quaternary pumices by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and single-grain laser fusion methods: the example of the Monts-Dore massif (Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40, 39-53.

FIRMAT M., PAREILH-PEYROU M. (2012) – Étude multi-méthodes du Puy de Corent. Hypothèse d'un glissement de terrain. Université de Clermont-Ferrand, Master 2 « Géologie de l'Aménagement », 30 p.

FOUCAULT A., RAOULT J.-F., CECCA F., PLAYTEVOET B. (2014) – Dictionnaire de Géologie – 8^e édition, Dunod, 396 p.

FOURIS M. (1989) – Les sites villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier. Applications de la méthode K-Ar. Thèse de Doct. Univ. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 206 p.

GARDE G., GLANGEAUD L. (1939) – Carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) - 3^e édition. Service de la carte géologique de la France, Paris.

GEWELT M., JUVIGNE E. (1988) – Téphrochronologie du tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif central, France) : résultats nouveaux et synthèse. *Bull. Association française d'étude du Quaternaire*, Paris, 1, p. 25-34.

GIRAUD J. (1902) – Études géologiques sur la Limagne. *Bull. des Service de la Carte Géol. de France*. Librairie Polytechnique, Paris, vol. 13, 410 p.

GLANGEAUD P. (1909) – Les régions volcaniques du Puy de Dôme. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de France*, tome XIX, n°123.

GLANGEAUD P. (1924) – Le Bassin Hydrothermal et Thermal de Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme). *Annales de l'Institut d'Hydrogéologie et de Climatologie*, tome II, n°2, avril-juin 1924, 40 p.

GOËR DE HERVE DE A. (1974) – Bordure orientale du massif du Mont Dore jusqu'en Limagne. Le volcanisme holocène de la région de Besse-en-Chandesse. Formations péri-montdorienne de Champeix et Perrier. *Bull. de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 11, n°1, p. 45-53.

GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1983) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 2^{ème} édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 112 p.

GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1991) – Volcanologie de la chaîne des Puys, 3^{ème} édition. Editions du Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, une carte à 1/25 000 et une notice explicative, 127 p.

GOËR DE HERVE DE A. (1997) – Volcans d'Auvergne : la menace d'une éruption ? Édition Ouest-France, 64p.

GOËR DE HERVE DE E. (1992) – Morphodynamiques et formations de surface glaciaires et post-glaciaires. Remaniement, accumulation, et transit des matériaux vers un réceptacle lacustre : le lac Chambon (Puy de Dôme). D.E.A., Université Blaise Pascal, Clermont II, Clermont-Ferrand, 93 p.

GOGUEL J. (1962) – Carte géologique de la France à 1/80 000 – feuille Clermont-Ferrand (166) - 4^e édition. Service de la carte géologique de la France, Paris.

GORIN G. (1975) – Etude palynostratigraphique de sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. BRGM*, 2^e Série, Section 1, n° 3, p. 147-181.

GOURGAUD A. (1985) – Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leurs rôles dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif central français (Mont Dore, Chaîne des Puys), la Martinique (Montagne Pelée, fissure Burgos-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba). Thèse de Doctorat, Univ. Clermont-Ferrand, 491 p.

GRANET M., WILSON M., ACHAUER U. (1995) – Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, p. 281-296.

GUERIN G. (1983) – La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier, Bas-Vivarais. Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 253 p.

HADDADI, B. (2016). – Ascension et dégazage des magmas basaltiques: application aux volcans d'Islande et de la Chaîne des Puys (France). *Thèse de Doctorat*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.

HEINTZ E. (1969) – Mise au point sur les proboscidiens de Perier et Vialette. *CR sommaires de de la Société géol. de France*, n°2, p. 56-58.

HEINTZ E. (1970) – Les cervidés villafranchiens de France et d'Espagne. Thèse, Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, nouvelle série, série C, t. XXII.

HEINTZ E., GUERIN C., MARTIN R., PRAT F. (1974) – Principaux gisements villafranchiens de France : listes fauniques et biostratigraphie. 5^e Congrès du Néogène méditerranéen. *Mémoires du BRGM*, n°78, p. 169-182.

- HOTTIN A.-M., BERTHIER F., MICHAELY B., NEGRONI J.-M., BESSON J.-C., MARCHAND J. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontgibaud (692) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par HOTTIN A.-M., CAMUS G., BESSON J.-C., MICHAELY B., MARCHAND J., PERICHAUD J.-J., D'ARCY D. (1989), 103 p.
- HOTTIN A.-M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambert (719) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par HOTTIN A.-M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B., MOULIN M., DOMINIQUE P. et coll, 144 p.
- HUGUENEY M. (1997) – Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocènes inférieur du Centre de la France : synthèse réactualisée. *In* : Aguilar J.-P., Legendre S., Michaux J., (Eds) Biochrom'97. Mem. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, 21, p. 417-430.
- HUGUENEY M., POIDEVIN J.-L., BODERGAT A.-M., CARON J.-B., GUERIN C. (1999) – Des mammifères de l'Aquitainien inférieur à la Roche Blanche – Gergovie (Puy-de-Dôme, France, révélateurs de l'activité pots-oligocène du rift en Limagne de Clermont. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 328, p. 847-852.
- JEAMBRUN M., GIOT D., BOUILLER R., BAUDRY D., CAMUS G. (1973) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Clermont-Ferrand (693) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par AUBERT M., BOUILLER R., CAMUS G., COCHET A., D'ARCY D., GIOT D., JEAMBRUN M., ROCHE A., BONHOMMET N. (1973), 64 p.
- JEAMBRUN M., GIOT D., BOUILLER R., SCANVIC P. (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Thiers (694) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par JEAMBRUN M., GIOT D., AUBERT M., GACHON A., LENAT J.-F., BELKESSA R., D'ARCY D. (1976), 50 p.
- JEZEQUEL P. (2004) – Extraction et typologie des zircons d'un échantillon en provenance de la Carte Veyre-Monton. Rapport d'essais BRGM 04-1-006-Z, 3 p., 3 fig.
- JORDAN S.-C., LE PENNEC J.-L., GURIOL, L., ROCHE O., BOIVIN P. (2016) – Highly explosive eruption of the monogenetic 8.6 ka BP La Vache et Lassolas scoria cone complex (Chaîne des Puys, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 313, p. 15-28.
- JULIEN R. (1988) – Magmatologie des trois phases d'édification du massif du Mont-Dore (Massif central français). Données volcanologiques sur le site de Croizat. Thèse d'Université de Paris Sud 11 Orsay.
- JUNG J. (1946) – Géologie de l'Auvergne et ses confins bourbonnais et limousins. Mémoire explicatif Carte Géologique de France, 11, 372 p. Imprimerie Nationale Paris.
- JUVIGNE E., GEWELT M. (1987) – La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bull. Association française d'étude du Quaternaire*, Paris, 1, p. 37-49.
- JUVIGNÉ E., MIALLIER D. (2016) – Distribution, tephrostratigraphy and chronostratigraphy of the widespread eruptive products of Pavin volcano. *In* : Sime-Ngando T, Boivin P, Chapron E, Jézéquel D, Meybeck M, eds. Lake Pavin, History, geology, biogeochemistry, and sedimentology of a deep meromictic maar lake . Springer, pp. 143–154.
- KAHLKE R.D., GARCIA N., KOSTOPOULOS D.S., LACOMBAT F., LISTER A.M., MAZZA P.P.A., SPASSOV N., TITOV V.V. (2011) – Western Palaeartic paleoenvironmental conditions during the Early and early Middle Peistocene inferred from large mammal communitie, and implications for hominim dispersal in Europe. *Quaternary Science Reviews*, n°30, p. 1368-1395.
- LABAZUY P., SOUQUIERE F., BESSON J.-C. (2004) – Synthèse volcanologique du versant oriental du stratovolcan des Monts Dore (Massif central français). Rapport inédit de 25 p. + annexes dont une carte volcanologique à 1/25 000 réalisée par F. Souquière.
- LACROIX A. (1909) – Note sur la rhônite du Puy de Saint-Sandoux. Matériaux pour la Minéralogie de la France. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, XXXII, 325.
- LACROIX A. (1928) – Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltique. *CRAS Paris*, t. 187, p. 321.
- LATUTRIE B., ANDREDAKIS I., DE GROEVE T., HARRIS A. J. L., LANGLOI E., DE VRIES B. V. W., SAUBIN E., BILOTTA G., CAPPELLO A., CRISC, G.-M., D'AMBROSIO D., DEL NEGRO, C., FAVALLI M., FUJITA E., IOVINE G., KELFOUN K., RONGO R., SPATARO W., TARQUIN, S., COPPOLA D., GANCI G., MARCHESE F., PERGOLA P., TRAMUTOLI V. (2016). TESTING A geographical information system for damage and evacuation assessment during an effusive volcanic crisis. *Geological Society, London, Special Publications*, 428(1), p. 649-672.
- LAUBY A. (1910) – Recherches paléophytologiques dans le Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 125, t. XX, 395 p.

- LAUNAY L. (de) (1892-93) – Étude sur le plateau central. I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon, *Bull. serv. Carte géol. Fr.*, 30/4, p. 289-328.
- LAVINA P. 1985. "Le volcan du Sancy et le "Massif adventif". Études volcanologiques et structurales. Thèse d'Université de Clermont Ferrand II, 211 p.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali Silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, p. 745-750.
- LEDRU P., CALVEZ J.-Y. (1988) – Implication géodynamique de la datation du Complexe leptyno-amphibolique de Tulle–Vergonzac (Limousin, Massif central français) par la méthode d'évaporation des monozircons ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Cartographie géol. de la France. Principaux résultats scientifiques du BRGM, 1988.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Thèse, Univ. d'Orléans, 233 p. + annexes.
- LEROY J., SONNET J. (1976) – Contribution à l'étude géochimique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, tome 283, série D, p.1477-1480.
- LIOTARD J.-M., BRIOT D., BOIVIN P. (1988) – Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). *Contrib. Mineral Petrology*, 98, p. 81-90.
- LO BELLO P., FÉRAUD G., HALL C.-M., YORK D., LAVINA P., BERNAT M. (1987) – ^{39}Ar - ^{40}Ar heating and laser fusion dating of Quaternary pumice from Neschers, Massif central, France: the defeat of xenocryst contamination. *Chemical Geology – Isotope Geoscience Section*, 66, P. 61-71.
- LY M.-H., BOIVIN P., CAMUS G., GOËR DE HERVE A., MERGOIL J., KIEFFER G., VINCENT P.-M. (1979) – Pillow-lavas associés aux basaltes cénozoïques du Massif central français. 7^e RAST, Lyon, p. 301.
- LY M.-H. (1982) – Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud : études volcanologiques et chronologiques des produits montdoriers (Massif central français). Thèse d'Univ., Clermont-Ferrand, 180 p. + annexes.
- MACAIRE J.-J., CORCIRTA C., DE LUCA P., GAY Y., GOËR DE HERVE DE A. (1992). Origines, âges et évolution des systèmes lacustres tardi- et postglaciaires dans le bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme, France). *CRAS Paris*, t. 315 II, p. 1119-1125.
- MACAIRE J.-J., BOSSUET G., CHOQUIER, A., CORCITA C., DE LUCAS P., DUPIS P, GA I., GUENET P., MATHEY E. (1994). Bilan sédimentaire pendant le tardiglaciaire et l'Holocène dans le bassin du lac Chambon, Puy-de-Dôme, France. Colloque CNF-INQUA et AFEQ, Montpellier, 36 p.
- MARTEL C., CHAMPALLIER R., PROUTEAU G., PICHAVANT M., ARBARET L., BALCONE-BOISSARD H, BOUDON G., BOIVIN P., BOURDIER J.-L., SCAILLET B. (2013). Trachyte phase relations and implication for magma storage conditions in the Chaîne des Puys (French Massif Central). *Journal of Petrology*, egt006.
- MATHONNAT M. (1983) – La Série Métamorphique du Cézallier (Massif central français). Lithologie et structure. Relations du Groupe leptyno-amphibolique avec les autres formations de la région. Thèse de docteur de spécialité, Université de Clermont-Ferrand, 208 p.
- MAURY R. C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J. L., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1980). – Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bulletin de Minéralogie*, 103, p. 250-266.
- MBOUNGOU-KONGO J.-B. (1987) – Les formations métamorphiques dévono-dinantiennes et les roches plutoniques de la région S-W de Clermont-Ferrand (Massif central français). Études pétrographique, géochimique et structurale. Thèse de doctorat, Univ. de Clermont-Ferrand II, 184 p., 14 tabl., 84 fig., 1 carte h.t.
- MÉDARD E., PAQUETTE J.-L, DEVOUARD B., RICCI J., BOIVIN P., GAILLOU E. (2012) – Gem sapphires and zircons from Cenozoic volcanism of the French Massif Central. 1st Volcandpark meeting, Olot (Spain), May 21-25 (talk & poster).
- MERLE O., MICHON L. (2001) – The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Société Géol. Fr.*
- MEYER R., FOULGER G.-R. (2007) – The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes. www.mantleplumes.org p.1-17.

MICHON L., MERLE O. (2001) – Découvrir et comprendre le rift de la Limagne. Site internet. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/excursion-limagne.xml#a8-affl1>. Responsables éditoriaux Benoît Urgelli, professeur agrégé, DEA de sciences de la Terre ; Responsables scientifiques : Gérard Vidal, maître de conférences à l'ENS Lyon et Pierre Thomas, professeur à l'ENS Lyon.

MICHEL R. (1953) – Contribution à l'étude des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de France*.

MICHEL-LEVY Aug. (1887) – Sur un basalte riche en zéolites des environs de Perrier (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. Minéralogie*, tome X.

MICHEL-LEVY A., MUNIER-CHALMAS E. (1889) – Étude sur les environs d'Issoire. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, p. 269.

MOREL J.-M. (1987) – Volcanologie du massif de l'Aiguiller (Monts Dore, Massif Central français) : étude pétrographique, dynamique, structurale et rhéologie des coulées de boue associées. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Fd., 199 p.

NEDELLEC J.-L. avec la collaboration de M. Lombard, C. Monoy (2005) – Éboulement rocheux sur la commune de La Roche-Noire (63). Examen du 25 mai 2005. Rapport final. BRGM/RP-53980-FR, 19 p. 5 ill.

NICOLAS A., LUCAZEAU F., BAYER R. (1987) – Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. *Mantle xenoliths* p. 563-574.

NOMADE S., SCAILLET S., PASTRE J.-F., NEHLIG P. (2012). Pyroclastic chronology of the Sancy stratovolcano (Mont-Dore, French Massif Central): New high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 225-226, p. 1-12.

NOMADE S., PASTRE J.-F., GUILLOU H., FAURE M., GUÉRIN G., DELSON E., DEBARD E., VOINCHET P., MESSEGER E. (2014a) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on some French landmark Late Pliocene to Early Pleistocene large mammalian paleofauna: paleoenvironmental and paleoecological implications. *Quaternary Geochronology*, 21, p. 2-15.

NOMADE S., PASTRE J.-F., NEHLIG P., GUILLOU H., SCAO V., SCAILLET S. (2014b) – Tephrochronology of the Mont-Dore volcanic Massif (Massif Central, France): new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the Late Pliocene and Early Pleistocene activity. *Bulletin of Volcanology*, 76, 3, p. 1-17.

NOMADE S., PASTRE J.-F., PEREIRA A., COURTIN-NOMADE A., SCAO V. (2017) – New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints for the "Grande Nappe": The largest rhyolitic eruption from the Mont-Dore Massif (French Massif Central). *C. R. Geoscience* 349 (2017) p. 71–80.

PALOMBO M.R. VALLI A.M.F. (2004) – Remarks on the biochronology of Mammalian Faunal complexes from the Pliocene to the Middle Miocene in France. *Geologica Romana*, n°36, p. 335-368.

PAQUETTE J.-L., MONCHOUX P., COUTURIÉ M. (1995) – Geochemical and isotopic study of norite-eclogite transition in the European Variscan belt: implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, vol. 59, n°8, p. 1611-1662.

PASTRE J.-F. (1982) – Contribution à l'étude des chronostratigraphie des formations pliocènes et pléistocènes des environs de Perrier et Issoire (moyenne vallée de l'Allier, Massif Central. France). Mémoire de DEA, Muséum National d'Histoire Naturelle & Université de Paris VI, 149 p.

PASTRE J.-F. (1986) – Les alluvions de l'Allier en Limagne et le volcanisme régional (Massif central, France): corrélations minéralogiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, Série II 303, p. 731–736.

PASTRE J.-F. (1987) – Les formations plio-quaternaires du Bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif central, France). Rapports Géodynamiques et stratigraphiques, corrélations téphrochronologiques, implications. PhD thesis, Université Paris 6. 733 p.

PASTRE J.-F., CANTAGREL J.-M. (2001) – Téphrostratigraphie du Mont Dore. *Quaternaire* 12, p. 249-267.

PASTRE J.-F. (2004) – The Perrier plateau: a Plio-Pleistocene long fluvial record in the river Allier basin (Massif Central, France). *Quaternaire*, 15, (1-2), p. 87-101.

PASTRE J.-F. (2005) – Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif central, France). Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire*, 16, (3), p. 153-175.

PASTRE J.-F., DEFIVE E, GABLIER F, LAGEAT Y. (1997) – Changements hydrographiques et volcanisme plio-quaternaire dans les bassins de la Loire et de l'Allier (Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51, p. 295-314.

PERRIAUX B., RATEAU R. (2007) – Mémoire d'Aptitude à la Géologie N°405, Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 133 p.

PERRIER G., RUEGG J.C. (1973) – Structure profonde du Massif central français. *Ann. Géophysique* 29, p. 435-502.

PETERLONGO J.-M., GOËR DE HERVE DE A. (1978) – Guides géologiques régionaux - Massif central. Ed. Masson, 2^{ème} édition.

PETIT C. (1956) – Étude géologique de la région de Montaignut-le-Blanc (Puy-de-Dôme). DES de géologie, Univ. de Clermont-Ferrand, 28 p.

PEYAUD J.-B., BARBARAND J., CARTER A., PAGEL M. (2005). – Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *Internat. J. Earth Sci.*, 94/3, p. 462-474.

PIEL K.-T. (1966) – Le granite de Manson (Puy-de-Dôme). DES de géologie, Univ. de Clermont-Ferrand, 36 p.

PILLEYRE T., MONTRET M., FAÏN J., MIALLIER D., SANZELLE S. (1992) – Attempts at dating ancient volcanoes using the red TL of quartz. *Quat. Sc. Reviews*, 11, p. 13-17.

PIN C. (1989) – Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse d'État, Clermont-Ferrand, 470 p.

PIN C., LANCELOT J. (1982) – U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-2.

PIN C., PAQUETTE J.-L. (2002) – Le magmatisme basique calco-alcalin dévono-dinantien du Nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodynamica Acta*, 15(1), p. 63-77.

PINTO J.-C. (1968) – Étude sédimentologique des formations littorales du lac stampien de Gergovie. Le volcanisme de Rizolle et du Puy Giroux et leur relation avec le plateau de Gergovie. D.E.S., Univ. de Clermont-Ferrand, 120 p.

PORTAL A. (2015). – Étude géophysique de la structure interne d'un dôme volcanique : le Puy de Dôme et son environnement (Chaîne des Puys, France). Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.

PROGNON F., VANDERHAEGHE O. et coll. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Germain-Lembron (742) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par VANDERHAEGHE O., PROGNON F. et coll. (2012), 103 p.

PUPIN J.-P. (1985) – Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. *Mineral. Petrog. Mitt.*, 65: 29-56.

QUESNEL F., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., WYNS R. (2003) – Paléopaysages sidérolithiques au Nord du Massif central, ASF 2003 – 9^e Congrès Français de Sédimentologie - Bordeaux - France - 14-16/10/2003.

QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R. (2005) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chateameillant (595). Orléans : BRGM. Notice explicative par QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., MAGET P., BARBARAND J. (2008), 139 p.

REVEL L. (2008) – Cartographie des formations altéritiques et argileuses de la carte géologique de Veyre-Monton au 50 000^e (n°717). Mémoire d'Aptitude à la Géologie n°442, Institut Polytechnique Lassalle Beauvais, 70 p.

REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In symposium J. Jung, p. 309-330.

RICORDEL C. (2007) – Datation par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse Doctorat 3^e cycle. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 172 p.

- RICORDEL-PROGNON C., LAGROIX F., MOREAU M.-G., THIRY M. (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in French Massif central: Paleomagnetic datings, *J. Geophys. Res.*, 115, B10104, doi:10.1029/2010JB007419.
- RIHS S., CONDOMINES M., POIDEVIN J.-L. (2000) – Long-term behaviour of continental hydrothermal systems: U-series study of hydrothermal carbonates from the French Massif Central (Allier valley). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, p. 3189-3199.
- ROCHER P. (1992) - Mémento roches et minéraux industriels. Ponces et pouzzolanes. BRGM R 36 447, 47 p.
- ROCHER P. (2015) - Projet PROMINAUV : Panorama des ROches et Minéraux Industriels en région AUvergne. Rapport final. BRGM/RP-65229-FR, 55 p., 14 ill., 2 ann.
- ROGER S., FÉRAUD G., DE BEAULIEU J.-L., THOUVENY N., COULON, C., COCHEME J.-J., ANDRIEU V., WILLIAMS T. (1999) – ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on tephra of the Velay maars (France); implications for the late Pleistocene proxy-climatic record. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 287–299.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B., MAUROUX B. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans : BRGM, 178 p. Carte géologique par C. Cartannaz, P. Rolin, F. Salen, B. Delwaulle, N. Thalouarn. (2006).
- ROSSEEL J.-B. (1996) – Synthèse chrono-magmatologique de la Chaîne des Puys. D.E.A., Univ. de Clermont-Ferrand, 50 p.
- SAINT-JOANIS R. (1975) – Étude géologique du socle cristallin du Bas-Livradois (Massif central français) dans le périmètre de la feuille d'Issoire. Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand.
- SAINT-JOANIS R., TRICOT B., BOUILLER R., GIOT D., JEAMBRUN M. (1982) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Issoire (718) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par Aubert M. et al. (1982), 53 p.
- SANTOIRE J.-P. (1976) – Contribution à l'étude géologique du massif du Mont-Dore : la région des Couzes. Thèse 3^e Cycle, Orsay, 142 p.
- SCHMID R. (1981) – Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, p. 41-43.
- SOURIAU, A. (1976) - Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface. - Bull. Soc. Géol. Fr., 18, 1035-1093.
- STRECKEISEN J. L. (1973) – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Geotimes*, october 1973, p. 26-30, 6 fig.
- THONAT A., MATHONNAT M., LE GARREC M.-J. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- THONAT A. avec la collaboration de Mathonnat M., Pin C., Rocher P., Bertin C., Chèvremont P. (2006) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765) – Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 135 p. Carte géologique par M. Saint-Joanis *et al.* (1982).
- VALENTINE G.A., VAN WYK DE VRIES (2014) – Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). *Bull. Volcanol.* 76:807, 16 p. Ed. Springer.
- VARLET J. (1976) – Le versant oriental des Monts Dore. Essai de définition des limites de l'englacement au Quaternaire. Mémoire de Maîtrise, Géographie, Univ. de Clermont-Ferrand II.
- VELDKAMP A., KROONENBERG S., HEIJNIS H., VAN DEN BERG VAN SAPAOERA R. (2004) – The suitability of dated travertines as a record of fluvial incision: Allier (France) floodplain dynamic during the Quaternary. *Quaternaire*, 15, (1-2), 2004, p. 159-165.
- VIDAL N. (1994) – Déstabilisation de versants et d'édifices de faible volume en contexte volcanique. Événements synéruptifs et post-éruptifs. Exemples du Massif central français. DEA Sci. de la terre et de l'atmosphère. Univ. Clermont-Ferrand II-ENS Lyon – Univ. de Saint-Étienne.
- VIDAL N., GOËR DE HERVE DE A., CAMUS G. (1996) – Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique. Exemples dans le Massif central français. *Quaternaire*, 7, (2-3), 1996, P. 117-127, 9 fig.

VILLEMANT B., JAFFREZIC H., JORON J.-L., TREUIL M. (1981) – Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(11), p. 1997-2016.

VINCENT, P.M., 1979. Un repère chronologique dans la caldeira des Monts Dore (Massif central français): les pyroclastites du dôme de la Gacherie. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 289, 1009–1012.

VOGT J. (1998) – À propos de l'érosion historique des sols en Auvergne, *Archistra*, n° 177-178, p. 283-298.

WATTINE A. (2004) – Évolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions, en Limagne bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif central, France). Thèse de docteur du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, 195 p. + annexes

WILSON M., DOWNES H. (1991) – Tertiary-Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.* 32, p. 811-849.