Structuration tertiaire et quaternaire du Plateau des Dômes (Chaîne des Puys, Massif central, France)

Olivier Merle, Cyril Aumar, Philippe Labazuy, Charley Merciecca, Solène Buvat

▶ **To cite this version:**

Olivier Merle, Cyril Aumar, Philippe Labazuy, Charley Merciecca, Solène Buvat. Structuration tertiaire et quaternaire du Plateau des Dômes (Chaîne des Puys, Massif central, France). Géologie de la France, 2023, 1. hal-04036954

HAL Id: hal-04036954
https://hal.science/hal-04036954

Submitted on 21 Mar 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Structuration tertiaire et quaternaire du Plateau des Dômes (Chaîne des Puys, Massif central, France)

Tertiary and Quaternary structural evolution of the Plateau des Dômes (Chaîne des Puys, Massif central, France)

Olivier MERLE[1]
Cyril AUMAR[1,2,3]
Philippe LABAZUY[1]
Charley MERCIECCA[1]
Solène BUVAT[1]

Géologie de la France, n° 1, 2023, p. 1-22, 21 fig.

Mots-clés : Plateau des Dômes, Chaîne des Puys, Graben de Limagne, Rift Ouest Européen, Volcanisme, Soulèvement.

Keywords: Plateau des Dômes, Chaîne des Puys, Limagne graben, West European Rift, Uplift.

Résumé

Le Plateau des Dômes surplombe le graben de la Limagne de plusieurs centaines de mètres et supporte une chaîne volcanique quaternaire orientée nord-sud, la Chaîne des Puys (CdP), constituée d'environ 80 édifices répartis linéairement sur une trentaine de kilomètres. Ce plateau est traversé par un réseau de failles crustales où se reconnaissent les grandes familles varisques, représentées dans le Massif central par des failles emblématiques telles que le Sillon Houiller, la Faille des Cévennes ou la Faille de Villefort. Depuis son émersion définitive vers la fin du Crétacé, le Plateau des Dômes a été principalement affecté par deux événements tectoniques : la formation du Rift Ouest Européen (ROE), avec son volcanisme associé, et une surrection tardive qui se poursuit actuellement.

Par une synthèse des données existantes et une réappréciation des cartes géologiques et de l'analyse de la topographie (analyse des MNT : Modèles Numériques de Terrain), cet article montre que la structuration tertiaire et quaternaire du Plateau des Dômes s'est entièrement effectuée par la réactivation de quelques failles varisques majeures qui ont 1) permis le basculement du socle lors de la formation des grabens, 2) assuré sa surrection différentielle par rapport à d'autres secteurs limitrophes et 3) contrôlé l'ascension des magmas vers la surface. Une évolution structurale du plateau est proposée résumant les étapes majeures depuis l'Eocène.

Extended abstract

The Plateau des Dômes overhangs the Limagne graben by several hundred metres and represents the basement of a Quaternary volcanic chain oriented north-south, the Chaîne des Puys (CdP), consisting of about 80 volcanic edifices spread linearly over thirty kilometers. Since its final emersion in the late Cretaceous, the Plateau des Dôme has been mainly affected by two tectonic events: the formation of the West European Rift (ROE), with its associated volcanism, and a late surrection that is still ongoing. To unravel the Tertiary and Quaternary geological history of the Plateau, a structural approach was defined. At the scale of the Massif central, four families of Variscan crustal faults can be described : 1. the Sillon Houiller family oriented N20E (dir.SH), 2. the Cévennes fault family oriented NE-SW (dir.C), 3. the Villefort fault family oriented N160-170E (dir.V) and 4. the Armorican family, which oscillates between N110E and N140E (dir.A) due to the orientation of the North and South Armorican Shear Zone. This network of crustal faults can be observed at any scale.

It is shown that the Plateau des Dômes is crossed by such a network of variscan faults, which was reactivated during the Tertiary and Quaternary tectonic events occurring in the studied zone. No new faults were created in response to the different stress patterns that prevailed in the Tertiary and Quaternary periods.

The main conclusions of this study can be summarized as follows :

1. The Variscan basement of the Plateau des Dômes was tilted westwards at the end of the Eocene by the formation of the Olby half-graben controlled by the reactivation of the Pontgibaud fault [FdP (dir.SH)]. It was limited to the east by the Limagne fault (FdL), which reactivated two Variscan directions (dir.SH and dir.V), the only two compatible with the east-west extension. At that time, the future plateau was emerged, but at an altitude close to sea level.

2. The cessation of the FdP and the continued activity of the FdL in the Oligocene caused the eastern edge of the future plateau to be dissected and lowered down by the activation of FdL's secondary (dir.SH) faults. The future plateau remained close to sea level. The main outlines of its present topography were acquired at the end of the sedimentation period.

1 Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, France.

2 UMR 6249 CNRS Chrono-environnement, Université de Franche-Comté, F-25030 Besançon, France.

3 CNRS, SIGMA Clermont, Institut de Chimie de Clermont-Ferrand, Université Clermont Auvergne, F-63000 Clermont-Ferrand, France.

Correspondance : Olivier Merle – o.merle@opgc.fr

Manuscrit soumis le 6 janvier 2023, accepté le 23 février 2023.

3. The plateau was uplifted shortly before the emission of the last Montdorian lava flows, dated at 3.5/3 Ma. To the east, the FdL was not reactivated during the regional uplift and the Plateau des Dômes appears as such due to erosion of the Limagne weak sediments, which cleared the fault scarp. The Plateau des Dômes is part of a larger ensemble (i.e. a larger plateau) bounded by the Morge dir.C fault to the north and the Sillon Houiller to the west. Through the coeval reactivation of these two faults, this large north-western quadrant has undergone differential uplift bringing it to a high position relative to areas further north and west. To the south, the Plateau des Dômes is dominated by the large Monts Dore stratovolcano. In this sector, a series of parallel dir.A faults, oriented N110E, as well as the reactivation of the Nébouzat fault, have ensured the differential surrection of the basement in a way similar to successive steps of a staircase.

4. The volcanoes of the CdP are aligned along a main fault (the Beauregard fault), which is the backbone of the chain, and along several secondary faults, dir.SH to the NE and dir.A to the SE, all connected to the main fault. The lava flows follow paleo valleys that were dug along the weak zones constituted by the Variscan faults. The north of the plateau, dominated by dir.SH faults, exhibits lava flows that are generally oriented NE-SW, in sharp contrast to the south, dominated by dir.A faults, where the flows are oriented NW-SE.

1. Introduction

Le Massif central constitue avec la Bretagne la plus vaste province de la France métropolitaine où affleure le socle varisque. Sur la carte géologique de la France au millionième (Chantraine *et al.*, 2003), il apparaît comme une île émergée au milieu des sédiments secondaires et tertiaires du Bassin parisien et du Bassin aquitain. Non repris par des orogenèses ultérieures comme les Pyrénées ou les Alpes, ce socle, souvent très érodé et donnant accès à certaines parties profondes de la chaîne varisque, permet d'étudier l'évolution tectonique et métamorphique de cet orogène dont l'édification s'est achevée au début du Permien (e.g. Faure *et al.*, 2008).

Au Tertiaire, cependant, dès le milieu de l'Éocène, le Massif central a été affecté par l'épisode extensif du Rift Ouest Européen (ROE). Plusieurs grabens se sont formés, d'importance inégale, plus marqués au nord, dont celui de la Limagne, l'un des quatre grands fossés d'effondrement du ROE avec ceux de la Bresse, du Rhin et de l'Eger. Ces fossés ont été le lieu d'une sédimentation active. Dans le Massif central, elle a démarré au Lutétien (Éocène) et s'est poursuivie pendant toute la durée de l'Oligocène pour se terminer au début du Miocène à la fin de la période d'extension crustale (e.g. Giraud, 1902 ; Couturié, 1972 ; Gorin, 1975 ; Aubert *et al.*, 1992, de Goër *et al.*, 1990 ; Hottin *et al.*, 1991 ; Merle *et al.*, 1998 ; Hugueney *et al*., 1999). Ces sédiments sont localement épais, jusqu'à 3 000/ 3 500 m dans la fosse de Riom en tenant compte de l'érosion plio-quaternaire (e.g. Morange *et al.*, 1971 ; figure 17 in Alsac *et al.*, 1988).

Un volcanisme notable est associé au ROE, en particulier dans le Massif central avec la formation de vastes provinces volcaniques telles celles du stratovolcan du Cantal (le plus grand volcan d'Europe avec l'Etna), du Devès, du Velay, de l'Aubrac ou du stratovolcan des Monts Dore. Ce volcanisme est essentiellement postérieur à la sédimentation et, avec une activité déclinante, s'est poursuivi jusqu'à l'actuel, la dernière éruption étant celle du Pavin il y a moins de 7 000 ans (Juvigné et Gilot, 1986.). Partout où il s'est produit, ce volcanisme masque le socle varisque, empêchant les observations sur la topographie ante-volcanique ou gênant la reconnaissance des failles tardi-hercyniennes.

La limite occidentale du fossé d'effondrement de la Limagne est constituée par une faille d'orientation globalement méridienne, très bien soulignée par la topographie et appelée la faille de Limagne (FdL). De la plaine dont l'altitude oscille entre 300 et 400 m, la FdL marque un ressaut de plusieurs centaines de mètres permettant d'accéder à un vaste plateau de socle dont l'altitude moyenne approche les 1 000 mètres. Le Plateau des Dômes doit son nom au fait qu'il supporte une impressionnante chaîne volcanique, d'une belle linéarité, longue d'une trentaine de kilomètres, constituée d'environ 80 volcans, d'orientation nord-sud et d'âge quaternaire : la Chaîne des Puys (CdP) (e.g. Glangeaud, 1913 ; Camus, 1975) (Fig. 1 et 2). À l'ouest, il s'interrompt au niveau du bassin d'Olby où affleurent des sédiments tertiaires associés également au développement du ROE.

Synthèse de travaux antérieurs et réappréciation conjointe des cartes géologiques et des MNT, cet article propose une reconstitution de l'évolution tectonique tertiaire et quaternaire qui a conduit à l'individualisation de ce plateau et à la mise en place de cette spectaculaire chaîne volcanique. En se basant sur l'analyse des linéaments structuraux, des données stratigraphiques, de l'alignement des volcans, de l'emprise cartographique des coulées de lave et des inversions de relief, il est montré que le système de failles varisques a entièrement contrôlé les processus tertiaires d'extension puis de surrection quaternaire qui ont abouti à la formation du Plateau des Dômes et de la Chaîne des Puys.

2. Les failles varisques majeures du Massif Central

La croûte varisque a subi de nombreux épisodes tectoniques qui ont duré du Dévonien (450-400 Ma) au Permien (300-280 Ma), soit plus de 100 Ma. Toutes les étapes classiques de la formation d'une chaîne de montagnes y sont répertoriées avec une évolution métamorphique complète (de la HP-BT jusqu'à la HT-BP), des phases successives d'épaississement crustal et d'intenses déformations ductiles, des coulissages de blocs lithosphériques ou crustaux (décrochements atteignant parfois le millier de kilomètres) et des effondrements gravitaires (failles de détachement) qui ont conduit à sa pénéplanation (e.g. Faure *et al.*, 2008).

Cette longue évolution tectonique a haché le socle de multiples failles et fractures de dimensions variées. Sur le terrain, la mesure de ces failles et leur report sur des rose-diagrammes ou des histogrammes, ainsi que leur tracé systématique sur une carte à partir de MNT, aboutit le plus souvent à des documents d'interprétation délicate, voire impossible. En effet, les directions se répartissent sur 180 degrés et le poids respectif de chaque direction est hautement dépendant sur le terrain de l'accessibilité ou des conditions d'affleurement de certains secteurs par rapport à d'autres. De fait, plus on mesure de failles/fractures, plus on

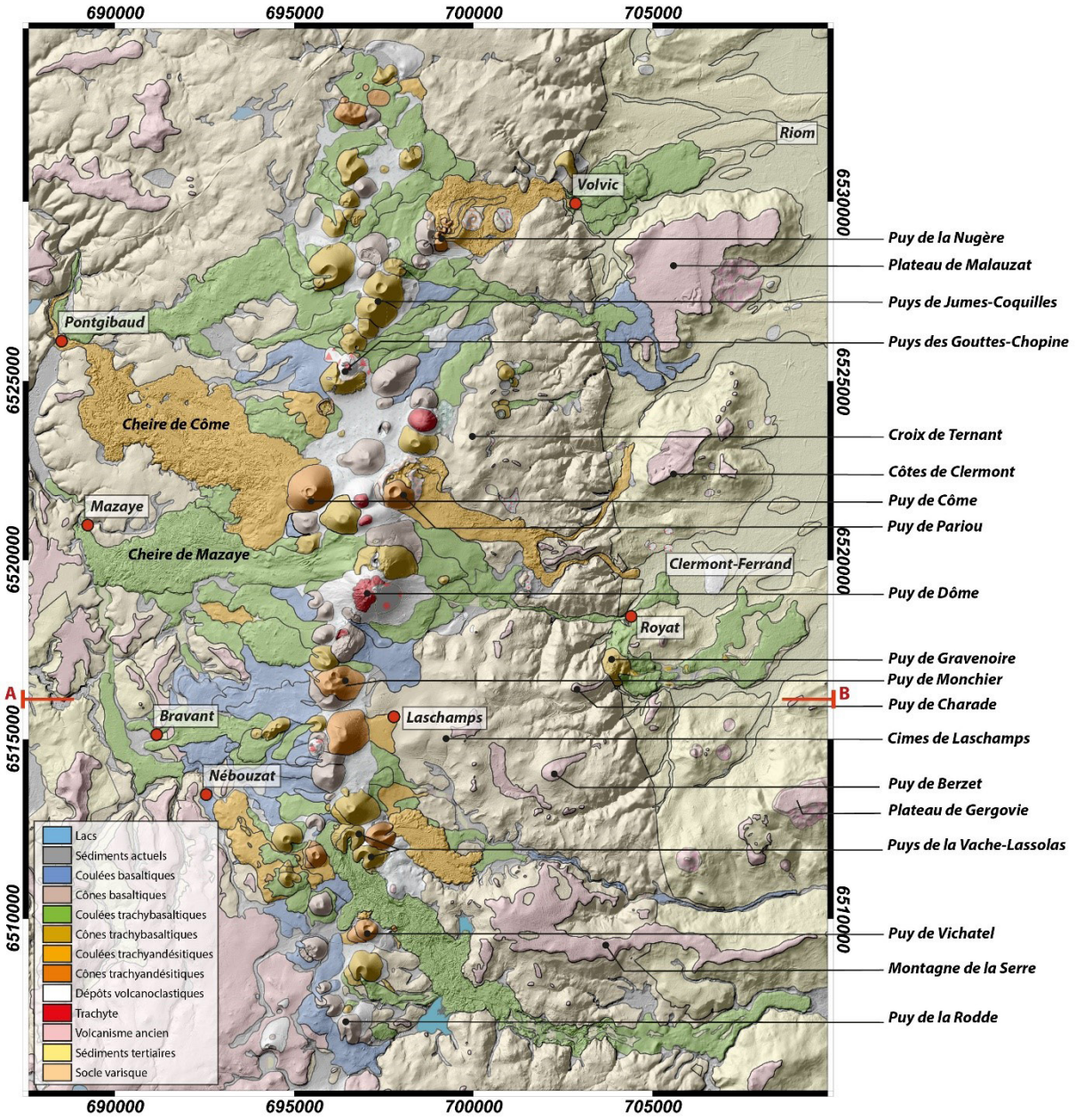

Fig.1 - Carte géologique de la Chaîne des Puys et du Plateau des Dômes (D'après Boivin et al., 2017).

Fig. 1 - Geological map of the Plateau des Dômes and of the Chaîne des Puys (After Boivin et al., 2017).

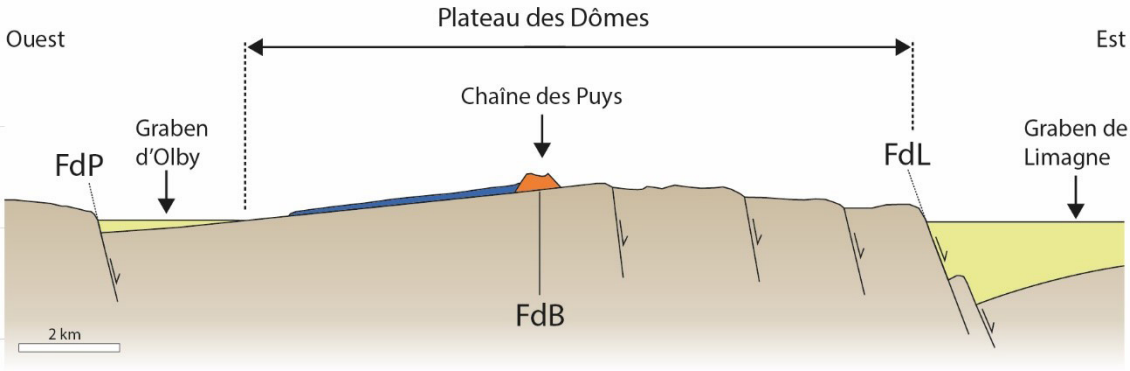

Fig. 2 - Coupe schématique du Plateau des Dômes passant par le Puy Montchié et le nord du bassin d'Olby (voir la localisation sur la Fig. 1). FdL dir.V = Faille de Limagne (direction Villefort), FdP = Faille de Pontgibaud, FdB = Faille de Beauregard, CdP = Chaîne des Puys (explications dans l'article).

Fig. 2 - Schematic cross-section of the Plateau des Dômes passing through Puy Montchié and the north of the Olby basin (see location on Fig.1). FdL dir.V = Limagne fault (Villefort direction), FdP = Pontgibaud fault, FdB = Beauregard fault, CdP = Chaîne des Puys (see explanation in the text).

modifie leur distribution statistique au lieu de la renforcer, excluant toute interprétation structurale. De même, sur le MNT, toutes les directions sont visibles, ce qui donne des cartes surchargées qui embrouillent plutôt que d'éclairer l'analyse.

Le Plateau des Dômes n'échappe pas à cet écueil (Fig. 3), d'autant plus que les affleurements de socle sont souvent répartis de manière très hétérogène, de qualité très variable, et que, de surcroît, une partie non négligeable de ce socle est masquée par les volcans et les coulées de lave (Fig. 1). Pour aborder l'étude du Plateau des Dômes, nous proposons de sortir de cette impasse par un changement d'échelle. À celle du Massif central, il est possible de mettre en évidence de grandes discontinuités crustales, certaines lithosphériques, qui résument les directions principales qui ont affecté ce segment de la chaîne varisque. Dans le détail, ces grandes discontinuités se propagent parfois par un système de relais, définissant une zone de failles conservant une orientation globale plus qu'une faille linéaire unique. Cette donnée de premier ordre est parfaitement identifiable sur la carte géologique de la France au millionième (Chantraine *et al.*, 2003) ou sur le schéma structural du Massif central (Faure *et al.*, 2009). Quatre grandes familles varisques peuvent être décrites (Fig. 4) :

1. La famille du Sillon Houiller de direction moyenne N20 (dir.SH). Cet accident lithosphérique traverse en écharpe l'intégralité du Massif central et est supposé se prolonger sous le Bassin aquitain jusqu'aux Pyrénées en passant par Toulouse. Sur cette discontinuité d'au moins 500 km de long, un déplacement horizontal sénestre de 70 km se serait produit au Stéphanien contemporain de l'ouverture en transtension de petits bassins houillers (e.g. Letourneur, 1953 ; Grolier et Letourneur, 1968 ; Blès *et al.*, 1989). Le Sillon Houiller borde à l'ouest notre zone d'étude.

2. La famille de la faille des Cévennes, ou système cévenol, de direction NE-SW (dir.C). La faille des Cévennes est un décrochement intracontinental varisque qui a été réactivé au Tertiaire pendant la formation du Rift Ouest Méditerranéen dont il constitue la faille bordière (e.g. Bois, 1993 ; Séranne, 1999). À proximité de notre zone d'étude, la faille d'Aigueperse ou celle de Tauves/Saint-Sauves appartiennent à cette famille.

3. La famille de direction N160-170E (dir.V) à laquelle se rattachent de nombreuses grandes failles du Massif central, longues de plusieurs dizaines de kilomètres, comme les failles d'Argentat et de Pradines. Dans cette famille, l'équivalent lithosphérique du Sillon Houiller ou de la faille Cévenole serait la faille de Villefort qui se suit depuis Alès jusqu'au Puy-en-Velay, puis selon certains auteurs, dans le fossé d'Ambert, lequel se relie à la limite orientale du fossé de Limagne par la faille du Forez, soit sur plus de 200 km (Scanvic et Weeksteen, 1981 ; Deroin *et al.*, 1993 ; Faure *et al.,* 1999 ; Michon 2001). Certains chercheurs ont proposé de prolonger ensuite la faille de Villefort avec l'Anomalie Magnétique du Bassin Parisien (Prost et Becq-Giraudon, 1989).

4. La famille oscillant de N110-140E dite de direction armoricaine (dir.A) [branche nord (N110E) et branche sud (N140E) du cisaillement armoricain], particulièrement bien représentée au sud du graben de Limagne (faille de Brioude et faille de Langeac à N130E) et dans les grandes provinces volcaniques du Cantal, du Devès et du Velay (Michon, 2001). Les directions de ce système sont des répliques de la direction de la suture éo-varisque de la chaîne qui passe au nord du Massif central (e.g. Faure *et al*. 2008).

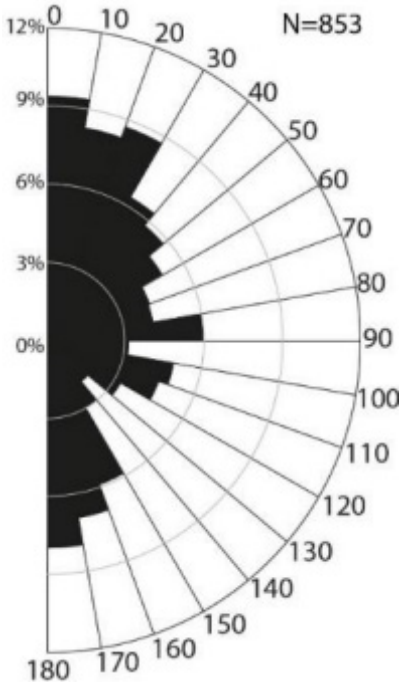

Fig. 3 - Rose-diagramme de toutes les failles visibles sur le MNT du Plateau des Dômes pondérées en fonction de leur longueur. Si certaines directions ressortent, la distribution statistique ne permet pas d'isoler les grandes failles majeures qui dissèquent le plateau (Aumar, 2022).

Fig. 3 - Rose-diagram of all faults on the DTM of the Plateau des Dômes weighted according to their length. Although certain directions stand out, the statistical distribution makes it not possible to isolate the major faults that dissect the plateau (Aumar, 2022).

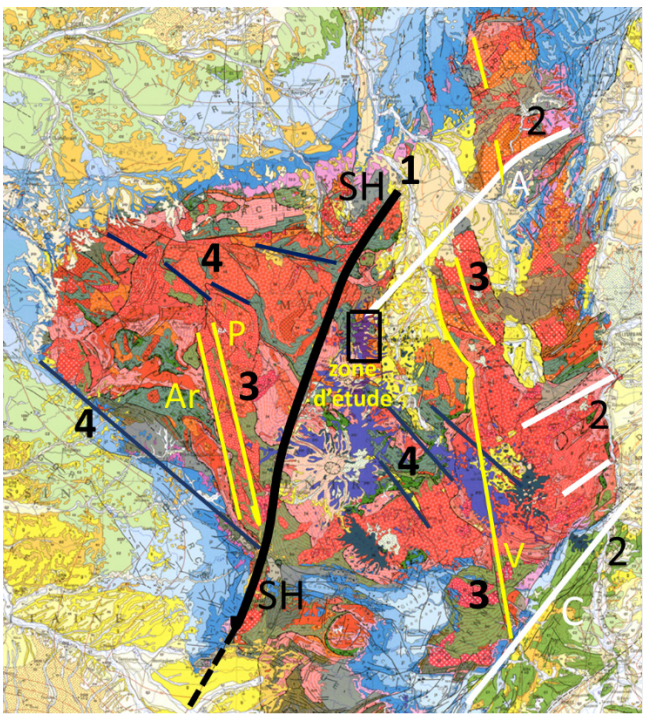

Fig.4 - Quelques failles majeures des quatre familles varisques du Massif central. 1 : dir.SH, 2 : dir.C, 3 : dir.V, 4 : dir.A. (A : Faille d'Aigueperse, Ar : Faille d'Argentat, C : Faille des Cévennes, P : Faille de Pradines, SH : Sillon Houiller, V : Faille de Villefort).

Fig. 4 - Some major faults of the four Variscan families in the Massif central. 1: Dir. SH, 2: Dir.C, 3: Dir.V, 4: dir.A. (A: Aigueperse fault, Ar: Argentat fault, C: Cévennes fault, P: Pradines fault, SH: Sillon Houiller, V: Villefort fault).

Changer d'échelle, par exemple avec une carte montrant seulement les provinces volcaniques du Massif central (voir Fig. 17 in Boivin *et al.*, 2017), permet de vérifier la densité et l'omniprésence de ces quatre familles de failles varisques, sorte d'homothétie de terrain puisque les angles et les directions se retrouvent inchangés quelle que soit l'échelle. Le même constat sera fait pour le Plateau des Dômes.

Certaines de ces familles peuvent avoir fonctionné de manière synchrone à un moment de leur histoire. À titre d'exemple, Feybesse (1981) a montré, le long du sillon houiller non loin de notre zone d'étude, que les failles de Laroque-brou à N130E (dir.A) et des Estresses à N50E (dir.C) ont été actives postérieurement au Sillon Houiller, qu'elles recoupent, définissant un système de failles conjuguées selon une compression orientée est-ouest.

Parce que la plupart d'entre elles ont fonctionné en décrochement, le pendage de ces failles tardi-hercyniennes est élevé, souvent proche de la verticale. Un certain nombre d'entre elles, cependant, ont fonctionné dans un premier temps en faille normale, telle la faille d'Argentat (dir.V) qui présente un pendage de 40° visible sur les profils sismiques (Bitri *et al.*, 1999), avant d'être réactivée en décrochement sénestre.

3. Le Plateau des Dômes : les failles limites

La limite orientale du plateau des Dôme correspond à une faille normale (la FdL) qui permet le basculement du socle varisque jusqu'à -2 500 m (Morange *et al.*, 1971) et la formation du fossé d'effondrement de la Limagne orienté nord-sud et large de 35 km. Sur le MNT, cette faille est rectiligne sur son tracé principal et de direction N170E (Fig. 5). Elle réactive une faille dir.V des familles varisques. Au nord de Volvic, la FdL dir.V change de direction pour s'orienter N20E et devenir une FdL dir.SH.

Plus précisément, la FdL dir.SH interrompt la FdL dir.V en la recoupant et se suit sur environ huit kilomètres sur le Plateau des Dômes (Fig. 5). D'autres failles dir.SH peuvent être tracées sur le plateau en arrière de la FdL dir.V (Fig. 6). Ces deux directions (SH et V) sont de fait les mieux orientées pour être réactivées par l'extension est-ouest au Tertiaire.

La limite septentrionale du Plateau des Dômes est elle aussi d'une grande netteté et correspond à la faille de la Morge orientée N50E (Fig. 5). Cet accident varisque (dir.C) a été réactivé permettant au plateau de dominer d'une centaine de mètres la région des Combrailles (Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001).

À l'ouest, la limite peut être fixée au niveau de la faille de Pontgibaud (FdP) à l'origine du tracé rectiligne de la vallée de la Sioule à ce niveau (Fig. 5). La FdP (dir.SH) est un trait structural important, car elle est le pendant de la FdL à l'est

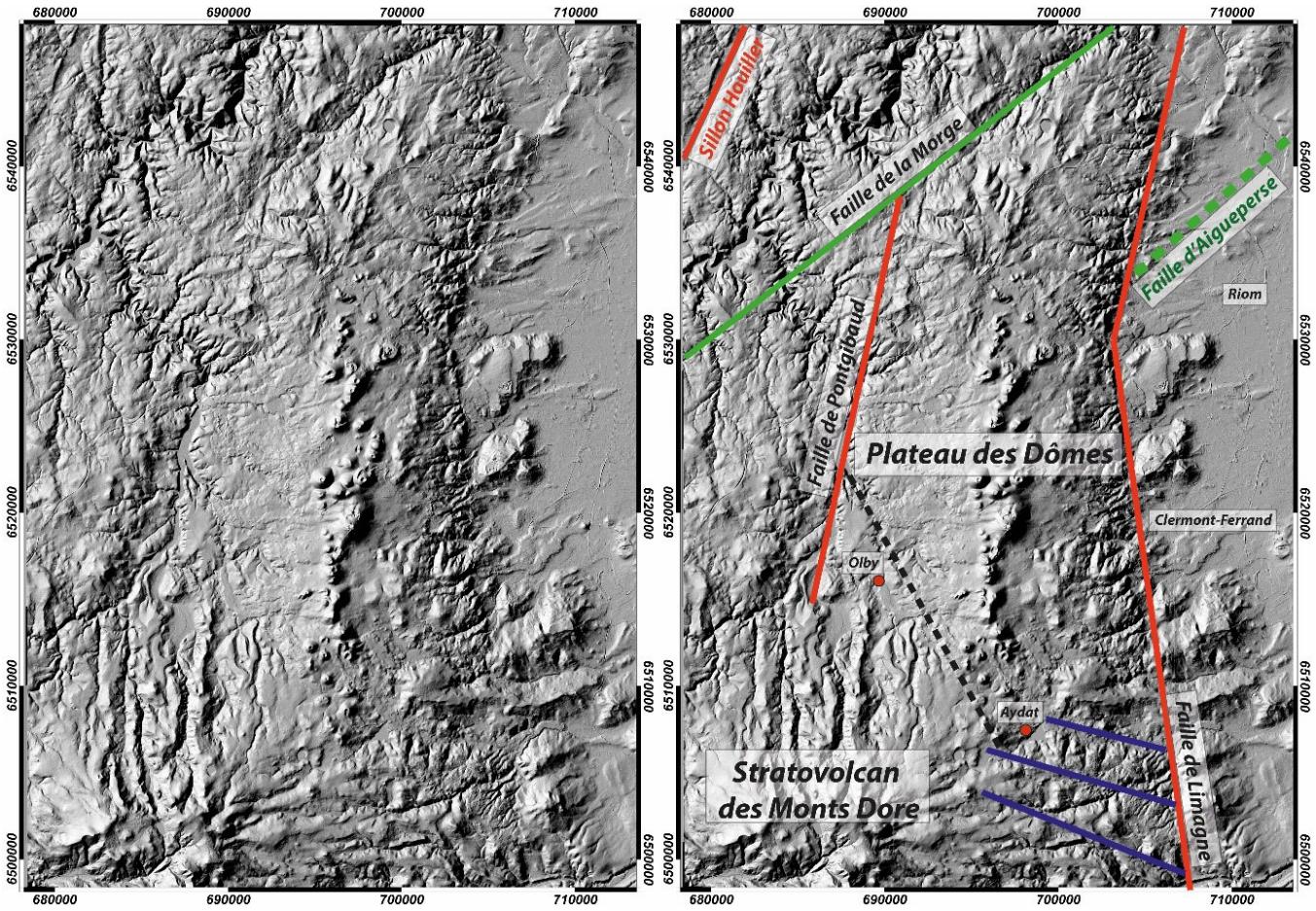

Fig. 5 - MNT des failles varisques limitant le Plateau des Dômes. La ligne verte en pointillés est la faille cachée d'Aigueperse.

Fig. 5 - DTM of the Variscan faults bounding the Plateau des Dômes. The green dotted line is the hidden Aigueperse fault.

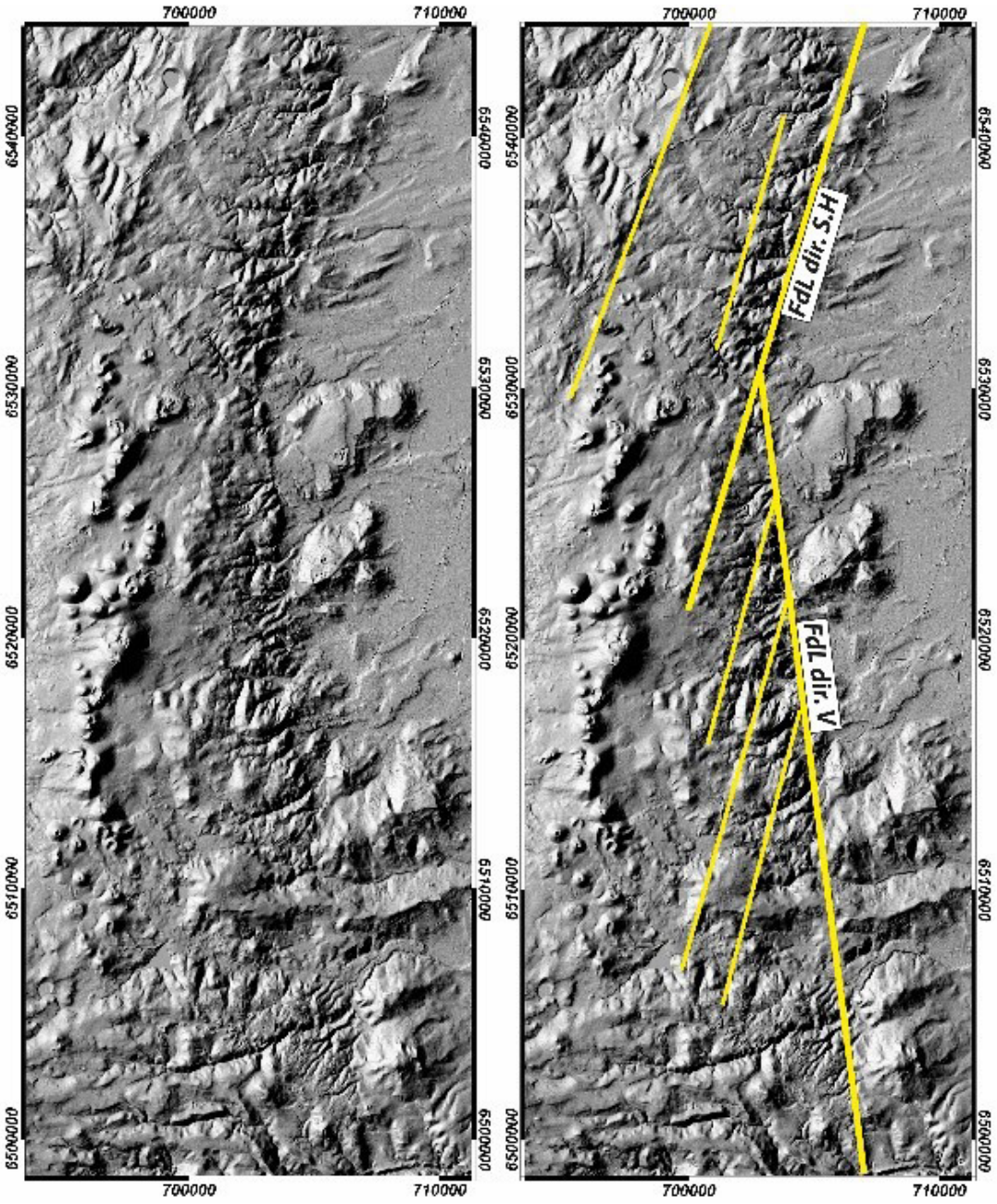

Fig. 6 - MNT de la bordure orientale du Plateau des Dômes. La FdL dir.V est recoupé au nord de Volvic par une FdL dir.SH. La FdL dir.SH se poursuit sur le Plateau en arrière de la FdL dir.V sur plusieurs kilomètres. De même, une succession de failles dir.SH se situe en arrière de la FdL dir.V.

Fig.6 - On the eastern border of the Plateau des Dômes, the dir.V FdL is intersected north of Volvic by a dir.SH FdL. The dir.SH FdL continues on the plateau for several kilometers. Likewise, a succession of dir.SH faults lies behinds the dir.V FdL.

du plateau en contrôlant le basculement du socle varisque vers l'ouest pour former le fossé d'effondrement d'Olby. Sur le MNT, elle est bien visible depuis la faille de la Morge jusqu'à La Miouze (Fig. 5). Ensuite, plus au sud, on la suit sur la carte géologique de Pontgibaud (Hottin *et al.,* 1989), passant à l'est de Massagettes où elle limite l'extension occidentale des sédiments oligocènes (Fig. 7).

Au sud-ouest, la limite du Plateau des Dômes est plus ambigüe dans la mesure où le socle varisque s'ennoie et disparaît sous les sédiments du bassin sédimentaire d'Olby et les produits volcaniques du stratovolcan des Monts Dore. Par définition, il convient d'interrompre la limite du plateau avant les affleurements sédimentaires (qui définissent une zone aplanie en raison de l'excavation des sédiments tertiaires par l'érosion) et au niveau des affleurements issus du stratovolcan. Sur la carte géologique (Fig. 8), cette limite coïncide avec un contact composite quasi-rectiligne correspondant, du nord au sud, au contact entre les sédiments d'Olby d'une part, le socle varisque et les coulées montdoriennes ante-surrection d'autre part (secteur de Bravant) puis, dans le secteur de Nébouzat, au long contact entre la planèze d'Aurières des Monts Dore et les coulées les plus méridionales de la CdP (Fig. 8). Cette limite cartographique rectiligne évoque une faille que nous nommerons la faille de Nébouzat, laquelle est soulignée sur le MNT par une série de linéaments de direction identique allant de Mazaye au nord jusqu'au volcan du Puy de la Rodde au sud. Dans toute cette zone, le Plateau des Dômes est dominé au sud-ouest par les plus hauts sommets du stratovolcan des Monts Dore qui culminent au Puy de Sancy (1 886 m).

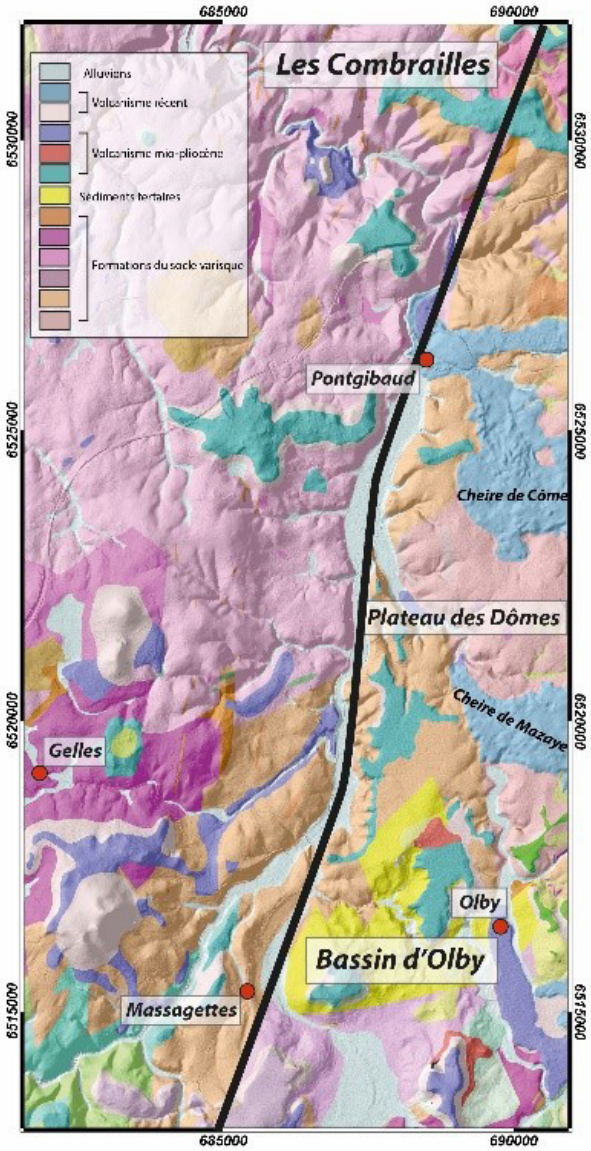

Fig.7 - Tracé principal de la FdP sur la carte géologique au 1:50 000. Au sud, la FdP correspond à la faille bordière du bassin d'Olby. Au nord, le tracé principal suit la vallée de la Sioule.

Fig. 7 - Principal fault trace of the FdP on the 1:50 000 geological map. In the south, the FdP is the border fault of the Olby sedimentary basin. In the north, the principal trace follows the Sioule valley.

Enfin, à l'extrême sud, un réseau de failles orientées N110E (dir.A) limite le plateau et assure la transition avec le stratovolcan des Monts Dore. Le Plateau des Dômes peut donc être défini comme un plateau allongé en nord-sud limité par des failles où toutes les directions varisques (A, C, SH et V) sont représentées. Ces failles ont été réactivées au Tertiaire et au Quaternaire pour aboutir à la structure actuelle du plateau.

4. Topographie du Plateau des Dômes

Du fait des deux limites obliques au nord (faille de la Morge) et au sud (faille de Nébouzat), la topographie perpendiculairement à l'allongement du plateau ne peut véritablement s'apprécier que dans sa partie centrale (Fig. 9). D'ouest en est, depuis le bassin d'Olby et la vallée de la Sioule, le socle présente une pente douce (1 à 3 %) jusqu'à un haut topographique situé à l'est de la Chaîne des Puys (Croix de Ternant et Cimes de Laschamps). Au-delà, vers l'est, la pente s'inverse et s'accentue (5 à 8 %) pour plonger au niveau de la FdL vers la plaine de la Limagne.

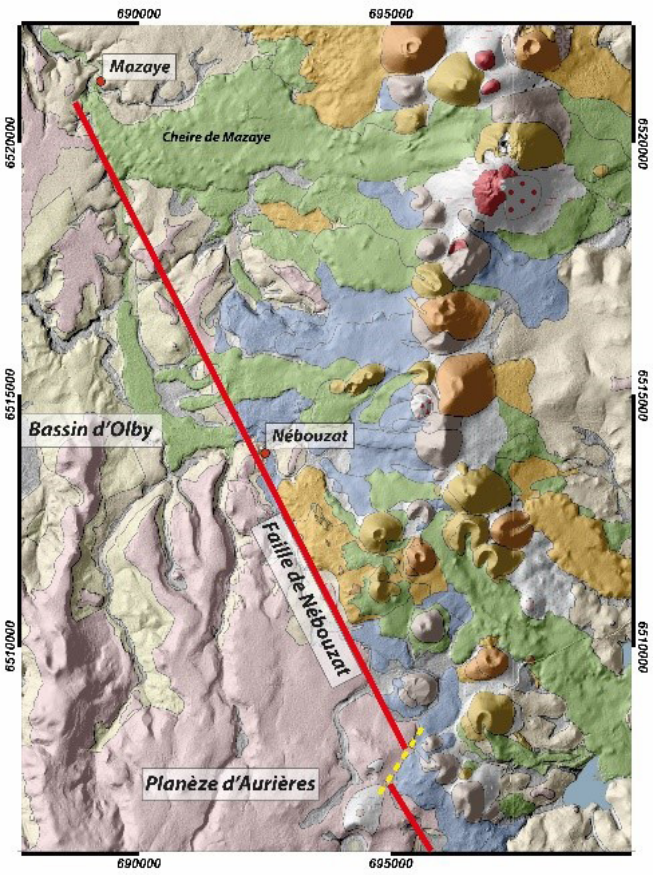

Fig. 8 - Localisation de la faille de Nébouzat sur la carte géologique 1:25 000 du Plateau des Dômes de Boivin et al. (2017).

Fig. 8 - Location of the Nébouzat fault on the 1:25 000 geological map of the Plateau des Dômes of Boivin et al. (2017).

La pente douce du socle vers la vallée de la Sioule est considérée comme une relique de la surface d'érosion Eocène (Derruau, 1944), une pénéplaine à peine creusée par de larges vallées peu profondes où se sont écoulées les coulées quaternaires telles les cheires de Côme de Mazaye et de Salomon. À l'est de la ligne de crête du socle, les pentes sont plus irrégulières, marquées par des abrupts et une succession de paliers vers la Limagne, abrupts et paliers qui sont très certainement l'expression en surface de failles satellites associées au fonctionnement de la FdL. Ces failles satellites sont dir.SH en arrière de la FdL dir.V (Fig. 6).

Nous ne disposons pas de données géophysiques permettant d'apprécier la réalité de ces failles en profondeur sur le rebord oriental du plateau, mais un profil sismique à l'est de la FdL montre que le socle sous les sédiments de Limagne est effectivement affecté par de telles failles (Calcagno *et al.*, 2014, Fig. 10). De plus, un écorché du socle en Limagne montre que ces failles satellites sont de type dir. SH et obliques à la FdL dir.V, comme sur le plateau (Fig. 6).

D'est en ouest, la topographie du Plateau des Dômes est ainsi très asymétrique. Elle conserve en mémoire le basculement du socle vers l'ouest au moment de la formation du fossé d'Olby. Sur une coupe est-ouest, le Plateau des Dômes est visualisé à grande échelle comme une portion de socle coincée entre deux demi-grabens, celui de la Limagne à l'est et celui d'Olby à l'ouest (Fig. 2).

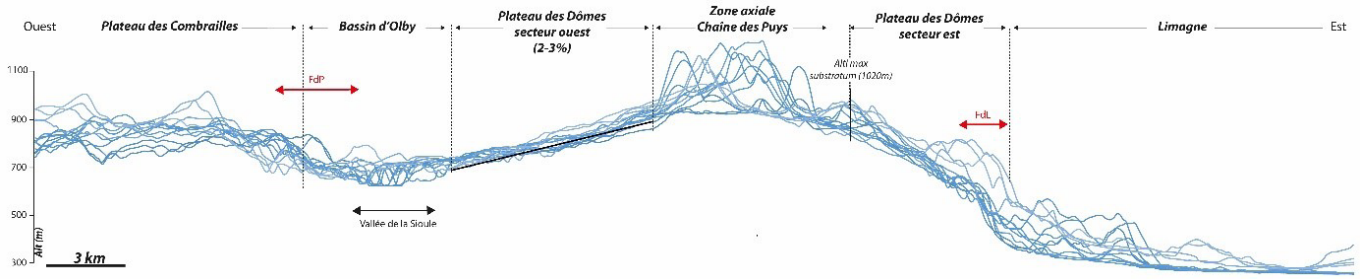

Fig. 9 - Profils topographiques est-ouest dans la partie centrale du Plateau des Dômes (Aumar, 2022).

Fig. 9 - East-west topographic profiles in the central part of the Plateau des Dômes (Aumar, 2022).

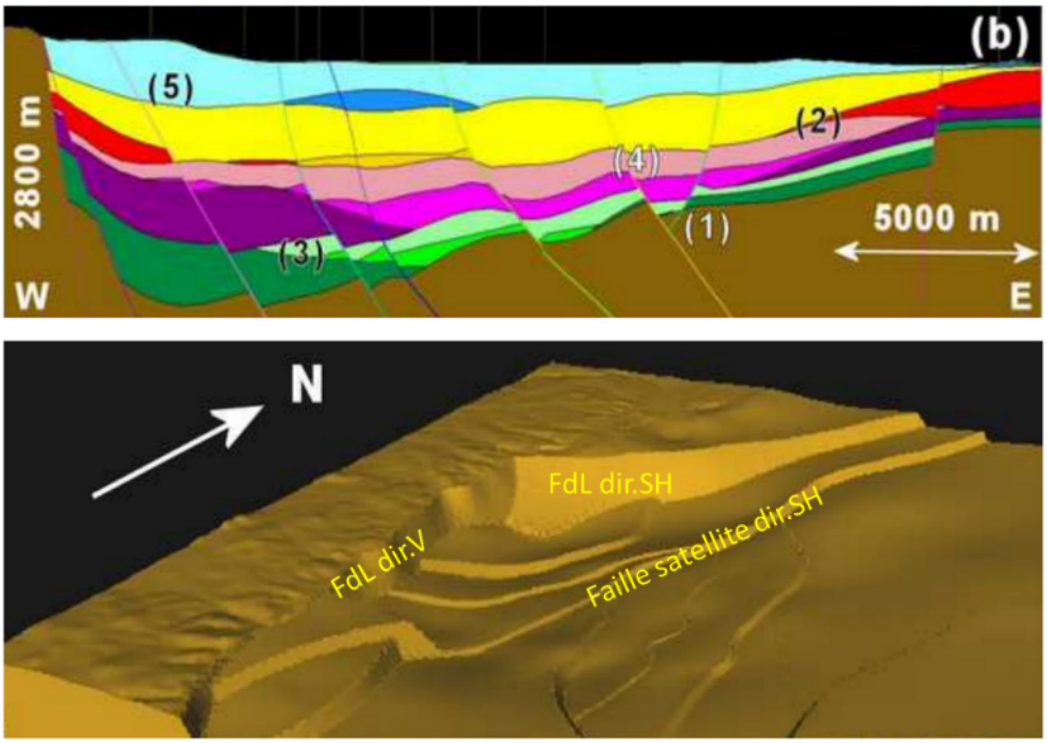

Fig. 10 - La faille de Limagne et ses satellites révélés par les données sismiques. a) Interprétation d'une coupe sismique du fossé d'effondrement de la Limagne montrant les failles satellites de la FdL affectant le socle varisque sous les sédiments (Calcagno *et al.*, 2014). b) Écorché du fossé de la Limagne à la jonction (Volvic) entre la FdL dir.V et la FdL dir.SH montrant l'orientation dir.SH des failles satellites (Calcagno *et al.*, 2014).

Fig. 10 - The Limagne Fault as revealed by seismic data. a) Interpreted seismic cross-section of the Limagne graben showing the secondary faults of the FdL lowering the Variscan fault below the sediments (Calcagno et al., 2014), b) Ecorché of the Limagne graben at the junction (Volvic) between the Dir.V FdL and the dir.SH FdL showing the dir.SH orientation of the satellite faults (Calcagno et al., 2014).

5. Le plateau avant le plateau…

Si de nombreuses incertitudes subsistent sur l'évolution paléogéographique du Massif central au Mésozoïque, il est admis que le socle varisque est totalement émergé à la fin du Crétacé et que les sédiments détritiques enregistrés dans les bassins périphériques (Parisien et Aquitain) résultent de son érosion (Le Griel, 1988). Cette émersion se confirme au Paléocène et est attribuée à un flambage de la lithosphère en avant des premières compressions alpines (e.g. Lefort and Argwal, 1996 ; Dèze *et al*., 2004 ; Bourgeois *et al*., 2007). Les mouvements verticaux à cette époque demeurent cependant modestes, les plus hauts reliefs ne dépassant pas 500 m d'altitude (Quesne et Kersuzan, 2018). L'émersion du socle a provoqué son altération en sidérolithique, témoin d'un climat tropical (e.g. Deschamps, 1973).

C'est au Lutétien (Eocène moyen) que sont déposés les premiers dépôts attribuables aux prémices du ROE. Ils se sont poursuivis au Priabonien (Eocène supérieur) et au Rupélien inférieur (début de l'Oligocène inférieur). Ces dépôts d'âge éocène et oligocène inférieur ont la particularité de déborder largement des grabens, qui sont probablement en cours d'individualisation à cette époque. Ces sédiments précoces se retrouvent dans des zones disparates, chacune d'extension limitée car en grande partie érodée, comme dans les régions du Lembron, des Couzes, du Sillon Houiller, etc. (Giraud, 1902 ; Glangeaud, 1913). Il est probable que des ondulations de la croûte ont créé des bassins peu profonds entourés de faibles reliefs, entraînant des aires de dépôts qui ne coïncident pas totalement avec les grabens dont l'activité des failles bordières est encore balbutiante.

Plusieurs indices révèlent que cette sédimentation s'est produite à un niveau proche de celui de la mer. Au Priabonien, de larges couloirs de sédimentation reliaient les régions subsidentes (Glangeaud, 1913 ; Gorin 1975), preuve de reliefs environnants extrêmement faibles, tandis que des incursions marines se sont produites à plusieurs reprises (e.g. Giraud, 1902 ; Dollfus, 1923 ; Dangeard, 1933 ; Rey, 1971). Par ailleurs, la présence d'horizons à striatelles, dont l'âge est très voisin de la limite Eocène/Oligocène (e.g. Cavelier, 1979), confirme des milieux lagunaires de sédimentation en lien avec des transgressions marines.

Aucune donnée ne permet d'affirmer que des sédiments se sont déposés à cette époque sur le futur Plateau des Dômes bien qu'on ne puisse pas l'exclure. Quoi qu'il en soit, sa situation structurale entre deux zones subsidentes (Olby et Limagne) plaide pour une émersion au moins partielle. L'ensemble de la région est une succession de lagunes, où se sédimentent des calcaires (tels les calcaires à striatelles), reliées entre elles par un système fluviatile qui apporte les décharges détritiques.

6. La formation des grabens

L'activation de la FdL à l'Oligocène abaisse le socle de la Limagne jusqu'à des profondeurs qui atteignent actuellement la côte -2 700 m sous le niveau de la mer dans la fosse de Riom (Morange *et al.*, 1971 ; Autran *et al.*, 1979, Alsac *et al.*, 1988). Le fossé de la Limagne est un demi-graben, basculant le socle vers l'ouest le long de la FdL (Morange *et al.*, 1971 ; Merle *et al.*, 1998) (Fig. 11). En conséquence, la profondeur des dépôts ne cesse de décroître en direction des Monts du Forez qui constituent la limite orientale du demi-graben.

L'épaisseur importante des sédiments au pied de la FdL, jusqu'à un maximum de 3 500 m si on tient compte de l'érosion plio-quaternaire, ne doit pas masquer le fait que la profondeur de la tranche d'eau a toujours été faible, comme les sédiments calcaires en témoignent par la présence de stromatolithes, de ripple-marks, de tubes de phrygane, de roseaux, de coquilles d'oiseaux, de fentes de dessiccation, de traces de racines, etc. (e.g. Wattinne, 2004). La subsidence fut donc importante, mais lente, le graben se comblant au fur et à mesure, et la Limagne devait présenter l'allure d'un grand lac marécageux. Cette observation cadre avec les incursions marines, que laissaient déjà entrevoir certains fossiles halophiles connus depuis le XIXe siècle (e.g. Potamides Lamarckii, coccolithes, dinoflagellés, foraminifères, etc) et qui furent confirmées par l'étude des isotopes du strontium (Briot et Poidevin, 1998 ; Bodergat *et al.,* 1999 ; Briot *et al.*, 2001). Si la question des incursions marines reste l'objet de débats, il y a un consensus pour considérer que la Limagne est à cette époque un milieu saumâtre peu profond, confiné et au niveau de la mer (Wattinne, 2004).

L'altitude du socle varisque à l'ouest de la FdL peut être appréciée par la nature des dépôts sédimentaires dans le graben. Au pied de la FdL, des sables argileux, silts, arkoses, etc. ont sédimenté, par exemple dans le secteur de Royat (arkoses de Royat), qui indiquent des apports détritiques en provenance du futur Plateau des Dômes. Celui-ci était donc émergé et bordait le grand lac de la Limagne. Cependant, l'analyse des profils sismiques et des forages (Morange *et al.,* 1971) révèle que les apports détritiques grossiers (sable, grès, etc.) sont cantonnés au pied de la FdL et ne s'étendent pas vers le centre du fossé, ce qui suggère que ces reliefs occidentaux, certes exposés à l'érosion, devaient présenter des altitudes modestes. Par ailleurs, ces faibles reliefs ne cessent de s'atténuer avec le temps puisque ces sédiments détritiques grossiers, larges à la base, perdent de l'ampleur vers le sommet de la pile sédimentaire pour être finalement surmontés par des marnes et des calcaires (Fig. 11) (Morange *et al.*, 1971). Les reliefs à l'ouest de la Limagne paraissent ainsi s'émousser au point de ne plus présenter qu'une faible signature sédimentaire dans le fossé.

Cette interprétation est confirmée par l'analyse de la Montagne de la Serre. Cette coulée de lave datée à 3,4 Ma (Bout *et al.*, 1966 ; Cantagrel et Baubron, 1983) qui, du socle varisque, s'est épanchée vers l'est en Limagne, se trouve actuellement en inversion de relief. Elle a fossilisé à sa base le niveau ante-érosion des sédiments de Limagne qui affleurent jusqu'au sommet de la FdL, soit 740 m d'altitude (Fig. 12). Encore faut-il préciser que cette coulée a emprunté une vallée déjà creusée dans les sédiments et que cette côte de 740 m représente un minima. En d'autres termes, les sédiments calcaires de Limagne se trouvaient en fin de sédimentation au niveau du rebord supérieur du futur Plateau des Dômes. On en conclut de nouveau, puisque la sédimentation s'est produite au niveau de la mer, que le Plateau des Dômes constituait un relief insignifiant au moment de la sédimentation oligocène.

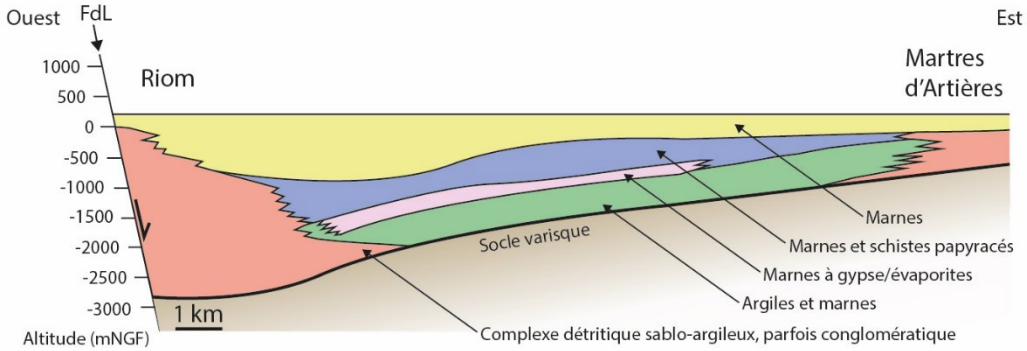

Fig. 11 - Le demi-graben de Limagne. La répartition des sédiments montre l'extension limitée des dépôts détritiques au pied de la FdL en provenance du socle situé à l'ouest ainsi que leur diminution au cours du temps. À l'est, l'érosion des Monts du Forez provoque des décharges détritiques qui pénètrent dans le bassin sédimentaire (d'après Morange *et al.,* 1971 et Autran *et al.*, 1979).

Fig. 11 - The Limagne half-graben. The distribution of sediments shows the limited extent of the detrital deposits at the foot of the FdL coming from the basement in the west and their decrease over time. To the east, the erosion of the Mont du Forez causes detrital discharges, which penetrate into the sedimentary basin (After Morange et al., 1971 and Autran et al., 1979).

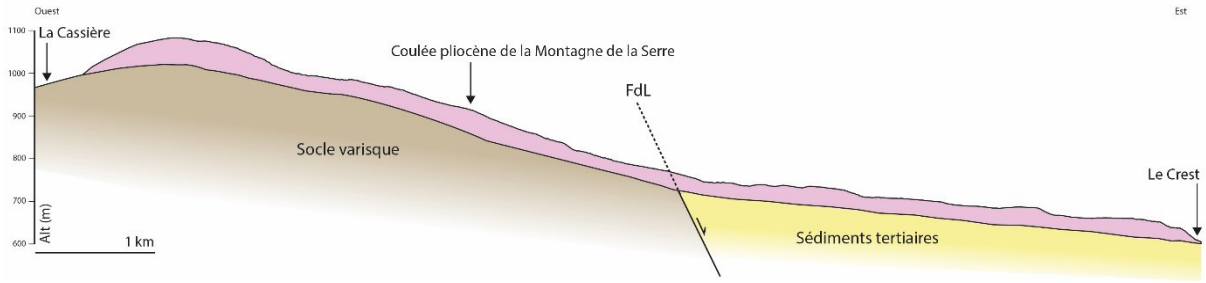

Fig. 12 - Coupe est-ouest de la coulée de lave de la Montagne de la Serre entre La Cassière et Le Crest. Le relief inversé de la Montagne de la Serre montre que les sédiments de Limagne atteignaient le rebord du futur Plateau des Dômes à la fin de la sédimentation (Aumar, 2022).

Fig. 12 - East-west cross section along the Montagne de la serre lava flow between La Cassière and Le Crest. The Montagne de la serre inverted relief reveals that the Limagne sediments reached the edge of the future Plateau des Dômes at the end of the sedimentary period (Aumar, 2022).

Vers l'ouest, le socle du Plateau des Dômes présente une pente faible et régulière et disparaît sous les sédiments du fossé d'Olby. La FdP qui limite les sédiments à l'ouest est une faille bordière listrique avec un pendage de 65° vers l'est et abaissant le socle du Plateau des Dômes d'environ 300 m (Bellanger, 2017 ; Ars *et al.*, 2019 ; Duwiquet *et al.*, 2019). Le fossé d'Olby est donc un demi-graben analogue à celui de la Limagne. D'anciennes données de terrain et de sondages (Hottin *et al*., 1989) ainsi que des données géophysiques aéroportées récentes (Bellanger, com. pers.) indiquent que l'épaisseur actuelle des sédiments atteint un maximum d'une centaine de mètres. Il est hasardeux d'estimer la quantité érodée car les sédiments débordent largement du fossé d'Olby et sont visibles du Sillon Houiller à la FdP sous forme de recouvrements pelliculaires dans de petits bassins dispersés (Hottin *et al.,* 1989). De plus, il n'est pas exclu que la faille de Nébouzat, qui limite actuellement les sédiments à l'est, ait fonctionné en faille normale au cours de la création du demi-graben d'Olby, se comportant comme la conjuguée de la FdP, à l'instar de la faille du Forez (Michon, 2001) sur la bordure orientale du demi-graben de Limagne vis-à-vis de la FdL. Quoi qu'il en soit, l'épaisseur des sédiments dans le fossé d'Olby n'a pas dû excéder 200 à 300 m, sans commune mesure avec les 3 500 m déposés dans la fosse de Riom.

Un synchronisme parfait entre la FdL et la FdP n'est pas assuré. Si des sédiments attribués au Priabonien (Eocène sup.), tant dans le bassin d'Olby qu'en Limagne, indiquent que les deux grabens se sont initiés à la même époque, la différence significative dans l'épaisseur des sédiments suggère que la FdP a eu une activité déclinante par la suite, pour cesser finalement de fonctionner, alors que la FdL poursuivait son activité durant tout l'Oligocène. L'évolution structurale proposée (Fig. 13) insiste sur une première étape d'initiation conjointe des failles bordières, basculant toute la portion de socle du plateau vers l'ouest, puis sur une seconde étape marquée par l'arrêt de la FdP, tandis que le socle est découpé à l'est par la formation des failles satellites de la FdL associées à la poursuite de son fonctionnement. On peut en conclure que la forte asymétrie dans la topographie est-ouest actuelle du Plateau des Dômes (pentes faibles à l'ouest sur une longue distance et pentes plus fortes à l'est sur une courte distance) est acquise à la fin de la période de sédimentation, et ne sera pas fondamentalement perturbée ultérieurement.

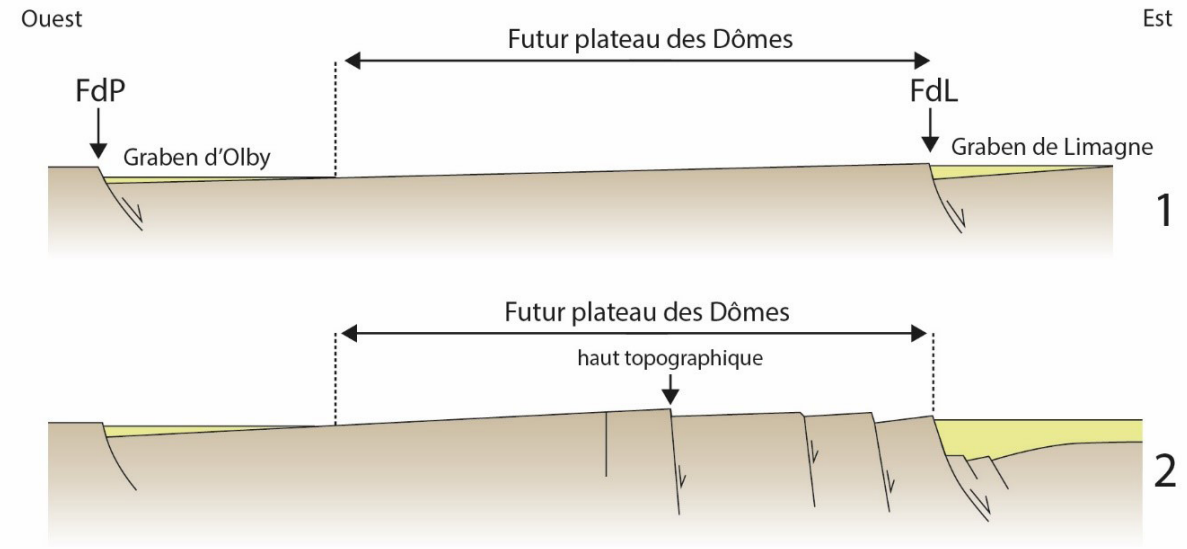

Fig. 13 - Coupes idéalisées montrant la position du futur Plateau des Dômes entre les demi-grabens d'Olby et de Limagne à la fin de l'Éocène (1) et la fin de l'Oligocène (2).

Fig. 13 - Idealized cross-sections showing the position of the future Plateau des Dômes between the Olby and Limagne half-graben in the late Eocene (1) and the late Oligocene (2).

7. Le volcanisme ante-surrection

Sur ce socle faiblement émergé, des manifestations volcaniques se sont produites pendant les deux grandes phases de volcanisme de la région, la phase Limagne (26-12 Ma) et la phase Mont-Dore à partir de 5-6 Ma jusqu'à l'actuel (Michon et Merle, 2001).

Bien qu'en partie démantelées par l'érosion ultérieure, ces coulées donnent des indications intéressantes sur les pentes de l'époque. À l'est de l'actuelle CdP (absente à cette époque mais qui masque les observations), les coulées ont une large emprise cartographique (Fig. 14). Cette observation indique des pentes faibles et l'absence de vallées profondes et étroites canalisant les coulées. Ces épanchements trouvent néanmoins des débouchés en Limagne tels ceux des Côtes de Clermont et peut-être de Gergovie et de Châteaugay où, suite à l'inversion de relief, ils constituent des plateaux. Là encore, que ces plateaux aient émis en Limagne (Châteaugay et Gergovie ?) ou proviennent du socle, cette emprise cartographique des épanchements volcaniques prouve l'absence de réseaux hydrographiques organisés en Limagne et donc la proximité de celle-ci avec le niveau de base (Merle *et al.*, 1998).

À l'ouest de la CdP, ces coulées se retrouvent aussi dans le bassin d'Olby. De nouveau, leur large emprise cartographique à la fois sur le socle et sur les sédiments permet les mêmes observations : 1. pentes faibles et absence de réseaux hydrographiques organisés et 2. altitude générale du futur plateau et du bassin sédimentaire d'Olby proche du niveau de base « global » (i.e. niveau de la mer) (Fig. 14).

8. La surrection du Plateau des Dômes

8.1. Âge de la surrection

De nombreux travaux ont montré que la surrection du Massif central fut diachronique, plus précoce dans sa partie centrale où au moins deux épisodes de soulèvement ont été reconnus (l'un vers le Miocène moyen et le second aux alentours de la limite Tertiaire/Quaternaire) que dans la partie nord du Massif central (e.g. Étienne, 1970 ; de Goer et Étienne, 1991 ; Ambert, 1994 ; Augendre, 1997 ; Defive et Cantagrel, 1998 ; Michon, 2001). Les méthodes et les outils pour déterminer ces périodes de surrection étant assez variés et d'une précision relative, il n'y a guère de consensus sur les âges du soulèvement qui, par ailleurs, paraissent différer selon les régions. Cet article se concentre sur les données de la zone d'étude et les conclusions ne seront appliquées qu'à celle-ci.

Les sédiments du demi-graben de Limagne se sont déposés au niveau de la mer mais s'observent actuellement à des altitudes moyennes de 300-400 m, et ceci malgré l'importante érosion d'au moins 400 m qu'ils ont subie comme la coulée inversée de la Serre permet de le calculer. Les sédiments préservés de l'érosion ont été portés à des altitudes parfois considérables. On citera à titre d'exemple les sédiments fossilisés par la coulée du Puy d'Olloix, situé quelques kilomètres au sud-est de la CdP, qui se retrouvent à la côte 840 m (Giraud, 1902). Un soulèvement d'environ 800 m de notre zone d'étude peut ainsi être mis en évidence à partir de l'altitude actuelle des sédiments. Si l'âge de cette surrection est difficile à déterminer avec précision, les reliefs inversés des coulées de lave en Limagne ou les terrasses alluviales de l'Allier et de ses affluents permettent cependant d'en donner une fourchette acceptable.

La coulée de la Montagne de la Serre est un élément clé de la discussion. Actuellement en relief inversé, elle a protégé les sédiments de Limagne de l'érosion (Fig. 12). La datation de cette coulée (3,4 Ma) suggère qu'à cette époque l'érosion de la Limagne n'avait pas débuté et, donc, l'essentiel de la surrection non plus.

Également en relief inversé sur les sédiments de Limagne, les Côtes de Clermont sont constituées de deux coulées superposées datées à 16,5 Ma et 3,5 Ma (Chantepie, 1990). La juxtaposition de ces deux coulées montre pendant cet intervalle de temps la persistance de cette cuvette (ou large vallée) ayant servi d'exutoire aux laves issues du socle varisque,

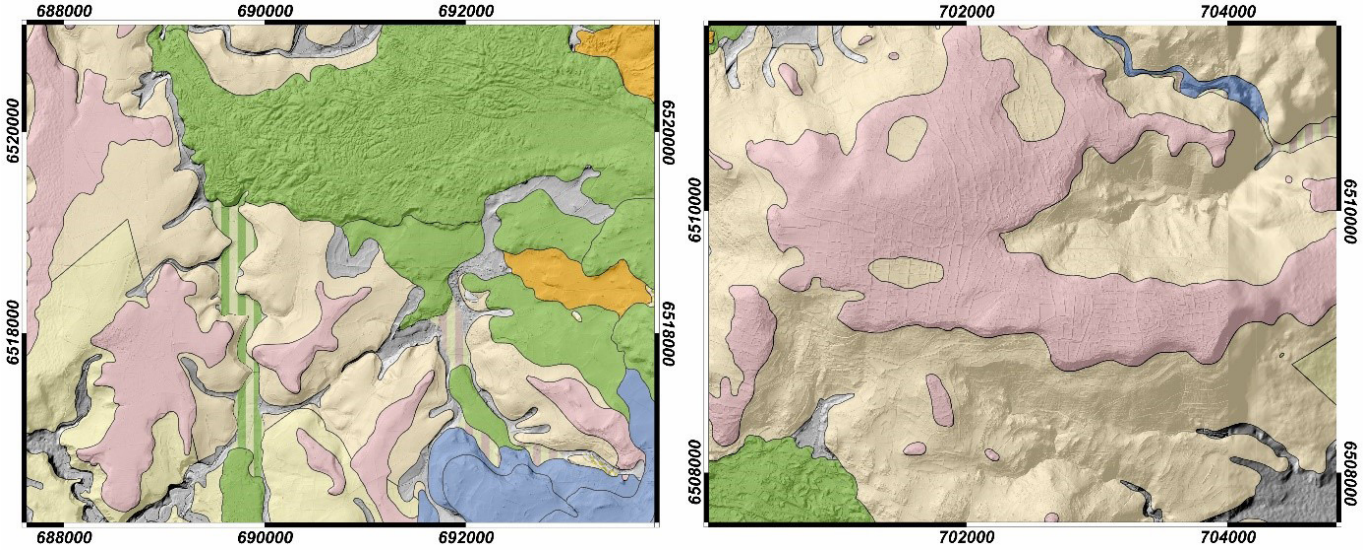

Fig. 14 - Épanchements mio-pliocènes (en rose) à l'origine de la coulée de la Montagne de la Serre (droite) et au niveau du bassin d'Olby (gauche). Malgré l'érosion ultérieure, l'emprise cartographique de ces épanchements mio-pliocènes montre l'absence d'un réseau hydrographique organisé sur le futur Plateau des Dômes à cette époque. Extraits de la carte géologique au 1:25 000 du Plateau des Dômes (Boivin *et al.*, 2017).

Fig. 14 - Mio-Pliocene lava flows (pink) at the origin of the Montagne de la Serre (right) and in the Olby basin area (left). Despite subsequent erosion, the large map coverage of these Mio-Pliocene lava flows shows the absence of an organized hydrographic network on the future Plateau des Dômes at that time. Extracts form the Geological map of the Plateau des Dômes at 1:25,000 scale (Boivin et al., 2017).

ce qui de nouveau suggère l'absence de surrection avant la dernière coulée. De même, le plateau de Châteaugay, coulée de lave en relief inversé sur les sédiments de Limagne, est daté à 16,5 Ma.

Ainsi, en première approximation et en tenant compte également des datations du Puy de Charade à 3,2 Ma (Chantepie, 1990) et du Puy de Berzet à 3,1-2,8 Ma (Chantepie, 1990) qui, situés sur le socle à l'ouest, ont émis des coulées actuellement en relief inversé en Limagne, on peut proposer une date autour de 3 Ma pour le début de la surrection.

Des considérations cartographiques permettent cependant d'affiner cet âge. Les reliefs inversés en Limagne n'ont pas la même géométrie, qu'ils appartiennent à la phase Limagne (la plus ancienne d'âge Miocène) ou à la phase Mont-Dore (la plus récente d'âge Pliocène). Bien qu'allongées dans le sens de l'écoulement, les coulées miocènes (Gergovie, Côtes de Clermont contrôlées par la coulée inférieure, Châteauguay) ont l'allure de plateaux avec une largeur conséquente. À l'inverse, les coulées pliocènes sont étroites (Berzet, Charade, Montagne de la Serre), sous forme d'une langue débordant en Limagne. Cette observation suggère que les basaltes miocènes se sont épanchés sur des zones assez plates tandis que les coulées pliocènes ont emprunté des vallées, certes encore en altitude, mais étroites. Ceci est vrai pour les écoulements en Limagne, mais peut déjà s'observer sur le socle, telle la coulée du Puy de Charade et, dans une moindre mesure, celle de Berzet. L'interprétation de cette différence d'emprise cartographique entre les coulées anciennes et récentes serait que les secondes se mettent en place alors qu'une érosion régressive de la Limagne vers le socle est déjà amorcée, creusant les premières vallées et canalisant les coulées pliocènes. Dans ces conditions, le début de la surrection serait antérieur à 3,4 Ma (Montagne de la Serre), son effet sur le déblaiement des sédiments de Limagne étant toutefois encore très limité à cette époque.

La position des coulées de part et d'autre de la FdL vient en appui de cette interprétation. Depuis très longtemps, des auteurs ont noté que certaines des coulées issues du socle varisque étaient abaissées en Limagne par rapport à la surface d'érosion pliocène tracée en continuité du plateau actuel. Ainsi, les Côtes de Clermont seraient abaissées d'une centaine de mètres (Glangeaud, 1913 ; Derruau, 1949 ; Lageat *et al.,* 1992). De même, les coulées de Berzet et de Charade sont abaissées d'une centaine de mètres (Fig. 15) (Derruau, 1949 ; Aumar, 2022). S'il est délicat de se prononcer sur les Côtes de Clermont, car la coulée inférieure est ancienne et basculée vers le nord de 7 à 8 % par rapport à la coulée supérieure qui la recouvre à l'horizontale (Derruau, 1949), l'abaissement pour Charade et Berzet peut s'interpréter par un début d'érosion en Limagne (100 m) lié aux premiers effets de la surrection qui serait donc antérieur à leur écoulement. Argument allant dans le même sens, les coulées de Charade (3,2 Ma) et de Berzet (~3 Ma) sont aussi plus tardives que celle de la Montagne de la Serre (3,4 Ma) qui ne présente aucun décalage de part et d'autre de la FdL. Cependant, une autre interprétation que nous aborderons dans la section suivante peut être proposée pour ces décalages.

L'ensemble des données ainsi résumées sur les coulées permet de retenir un âge un peu antérieur à 3,4 Ma pour la surrection du Plateau des Dômes sans qu'il soit possible d'aller plus loin.

Cette date de 3,4 Ma peut être mise en regard des informations issues des terrasses alluviales de l'Allier (et de ses affluents) qui témoignent des incisions successives de la rivière, incisions qui, en dépit des facteurs complexes qui les contrôlent (eustatiques, climatiques et tectoniques), (Larue, 2003), peuvent être interprétées comme associées principalement à la surrection. Ainsi, la surrection dans le secteur de Perrier/Issoire situé à une trentaine de kilomètres au sud-est de notre zone d'étude s'amorcerait vers 4,7 Ma (Westaway, 2004). Plus précisément, selon Pastre (2005) et Pastre *et al.* (2007), ce même secteur aurait connu une phase d'incision importante qui se serait produite après la coulée de Pardines datée à 4,2 Ma (Bout, *et al.*, 1966) et s'achèverait par des scellements volcaniques datés à 3 Ma (coulée de ponces de Roca-Neyra), (Lo Bello, 1988), 3,02 Ma (retombées pliniennes de la

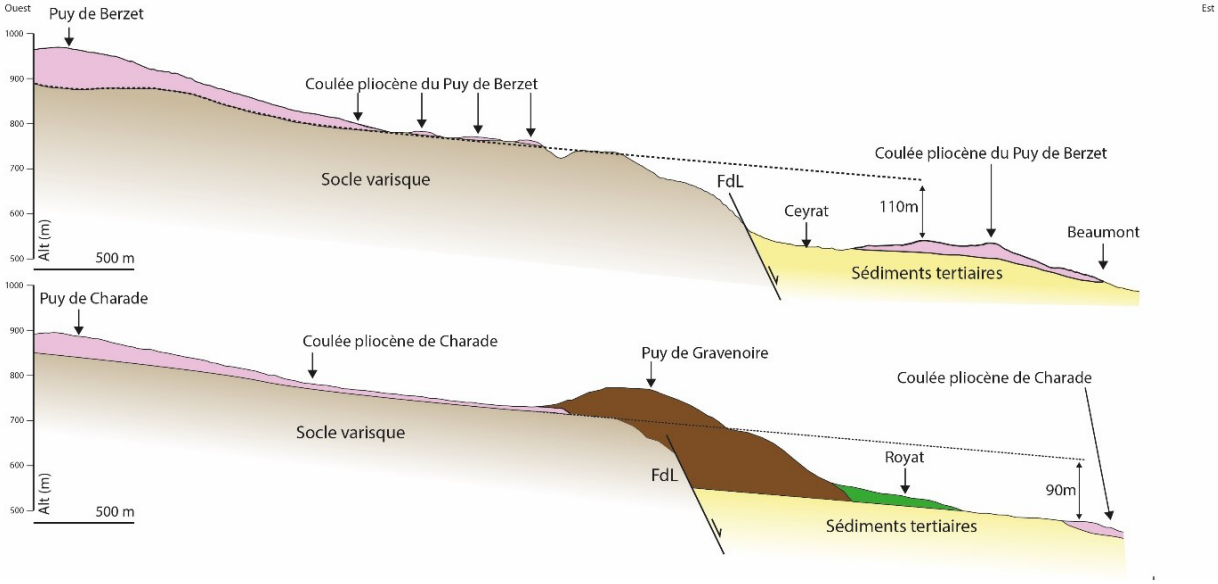

Fig. 15 - Coupes est-ouest des coulées de lave de des Puys de Berzet (haut) et de Charade (bas). Ces deux coulées sont abaissées d'une centaine de mètres en Limagne par rapport au tracé de la paléo-surface d'érosion pliocène du plateau (Aumar, 2022).

Fig. 15 - East-west cross-sections of the Puys de Berzet (top) and Puys de Charade (bottom) lava flows. These lava flows are lowered by about a hundred metres in the Limagne graben in relation to the Pliocene erosion paleo-surface of the plateau (Aumar, 2022).

Grand'combe), (Duffel, 1999) et 3,07 Ma (ignimbrites à ponces fibreuses), (Féraud *et al.*, 1990). Ces auteurs (Pastre, 2005 ; Pastre *et al.*, 2007) retiennent une phase de creusement significatif au Pliocène supérieur entre 4 et 3 Ma. En revanche, dans la région de Randan, à une quarantaine de kilomètres au nord-ouest de notre zone d'étude, la surrection serait plus tardive et débuterait aux alentours de 2,9 Ma (Westaway, 2004). Ces études confirment une surrection au Pliocène supérieur de la zone d'étude.

Notons enfin que cette surrection se poursuit à l'heure actuelle dans le Massif central, aux alentours de 0,25 à 0,50 mm/an en Limagne et sur le Plateau des Dômes, et atteignant même des vitesses dépassant 2 mm/an dans le Velay (Delfau et Lenôtre, 1992). Sur le versant oriental du Plateau des Dômes, l'étude du profil des cours d'eau au passage de la FdL montre qu'ils ne sont pas à l'équilibre (Aumar, 2022), ce qui confirme les mesures de nivellement de Delfau et Lenôtre (1992). Pendant tout le Quaternaire, le déblaiement des sédiments de la Limagne a entrainé une forte érosion régressive sur ce rebord oriental du socle, creusant des vallées étroites et linéaires qui franchissent les paliers successifs des failles satellites de la FdL, telles les vallées de la Tiretaine ou d'Argnat, canalisant ensuite les coulées de lave de la CdP. Certaines de ces vallées étroites, clairement obliques à la FdL dir.V, ont suivi la direction de failles dir.SH, telle la vallée de Durtol, ou dir.A telle la vallée de l'Auzon.

8.2. Modalités de la surrection

Le soulèvement a affecté la totalité du Massif central. Il s'agit donc d'une surrection régionale, de grande longueur d'onde, où le socle varisque a été porté à des altitudes souvent élevées. L'individualisation du Plateau des Dômes ne peut être déconnectée de ce mouvement régional. Il s'agit donc de déterminer si les failles qui le limitent actuellement ont joué un rôle particulier, additif en quelque sorte, dans son soulèvement.

8.2.1. À l'est

La coulée de la Montagne de la Serre scelle le contact de la FdL entre le socle et les sédiments. La FdL ne montre ici aucun rejeu au moment de la surrection. Cependant, certains auteurs ont proposé que l'abaissement en Limagne des épanchements volcaniques issus du socle (Charade, Berzet et Côtes de Clermont) témoignait d'un rejeu d'une centaine de mètres de la FdL postérieur aux coulées (Glangeaud, 1913 ; Derruau, 1949 ; Aumar, 2022). Étant donné l'âge de ces coulées, il faudrait associer ce rejeu à la surrection plio-quaternaire. C'est la seconde interprétation qui peut être donnée de l'abaissement de ces coulées, avec celle d'une érosion précoce et limitée en Limagne présentée dans le paragraphe précédent.

L'hypothèse mérite d'être posée, mais exige qu'une faille transverse entre la coulée de Berzet et celle de la Serre permette d'assurer un mouvement différentiel d'une centaine de mètres entre les deux. Sur le socle varisque, la faille de l'Auzon (Aumar, 2022), bien visible sur le MNT et orientée N110E (dir.A), pourrait avoir joué ce rôle. Cependant, aucun décalage dans l'altitude du socle ne s'observe de part et d'autre. Par ailleurs, sa prolongation en Limagne est invisible et, de surcroît, elle recouperait en oblique la coulée de la Montagne de la Serre qui ne présente aucun décalage (Fig. 16). Il est donc plus que probable que la faille de l'Auzon n'a pas été réactivée au Plio-quaternaire. Ces observations confortent l'hypothèse première sur l'abaissement en Limagne de certaines coulées.

Un autre argument indirect vient à l'appui de l'absence de rejeu de la FdL au moment de la surrection. La géométrie de demi-graben du fossé de la Limagne implique que le basculement du socle se soit effectué le long d'une faille listrique. Seule une faille normale s'enracinant à l'horizontale, soit à la transition fragile/ductile, soit sur le Moho, soit à l'interface avec le manteau, peut produire une telle géométrie de type « roll-over ». Mécaniquement, il est difficile, voire impossible, de faire rejouer une telle faille lors d'un soulèvement vertical régional.

Nous admettrons donc que la FdL n'a pas rejoué au moment de la surrection plio-quaternaire. En d'autres termes, sur sa bordure orientale, le Plateau des Dômes ne s'individualise en plateau que par l'érosion progressive des sédiments meubles de Limagne après une surrection conjointe socle/sédiments.

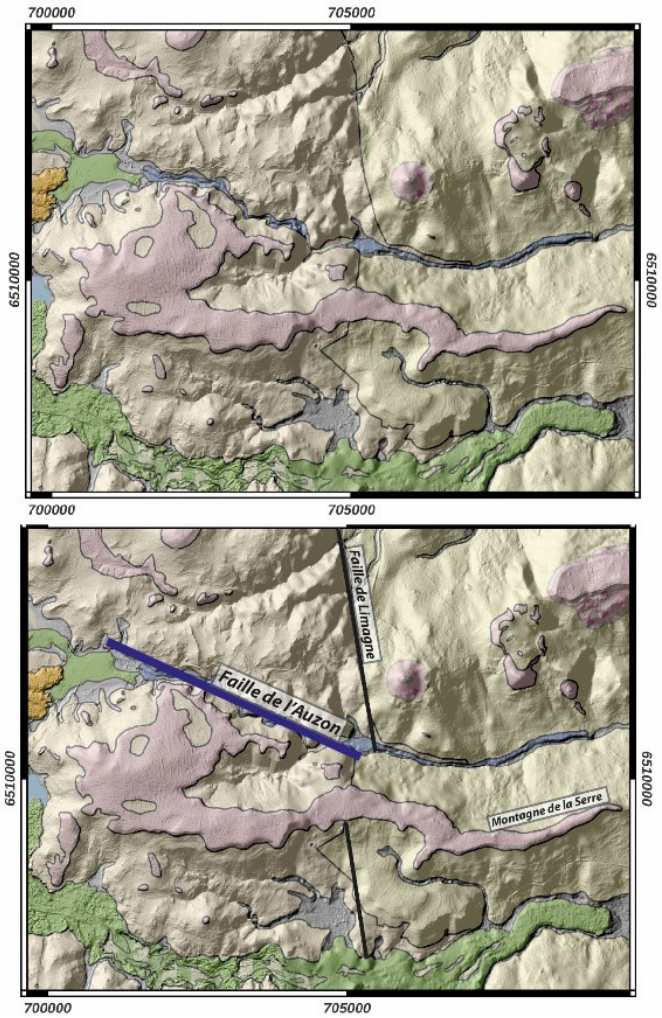

Fig. 16 - La faille de l'Auzon bien identifiable sur le Plateau des Dômes et empruntée par une coulée quaternaire ne recoupe ni ne décale la coulée inversée de la Montagne de la Serre dans le graben de Limagne.

Fig. 16 - The Auzon fault that is clearly identifiable on the Plateau des Dômes and that a Quaternary lava flow has followed neither intersects nor offsets the inverted relief of the Montagne de la Serre in the Limagne graben.

8.2.2. Au nord

La faille de la Morge est une limite topographique nette qui révèle que le Plateau des Dômes est surélevé de plus de 100 m par rapport au secteur situé au nord (Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001). Cette faille qui se suit jusqu'à sa jonction avec le Sillon Houiller est du reste l'une des plus actives du Massif central (Dorel *et al*., 1995). Si l'ensemble Combrailles/Plateau des Dômes s'est soulevé au Plio-quaternaire, un mouvement différentiel le long de cette faille a permis une surélévation du compartiment sud.

Dans le Massif central, Babuska *et al.* (2002) ont mis en évidence par anisotropie sismique un contact majeur entre deux manteaux aux signatures différentes qu'ils localisent le long du Sillon houiller, mais qu'ils font bifurquer au nord le long de la faille dite de Tauves-Aigueperse. La faille de Tauves-Aigueperse correspond au prolongement à travers le bassin d'Olby et le Plateau des Dômes de la faille de Tauves/Saint-Sauves (N40E), bien visible sur la carte géologique au 1:50 000 de Bourg-Lastic (Brousse *et al*., 1989), jusqu'à la faille d'Aigueperse (N45/N50E) cachée sous les sédiments de Limagne, mais clairement identifiée par l'ensemble des données de gravimétrie, de sismique et de sondages (e.g. Morange *et al*., 1971 ; Alsac *et al*., 1988). Ces deux failles appartiennent à la même famille dir.C. Dans le bassin d'Olby ou sur le Plateau des Dômes, le segment raccordant ces deux failles est invisible, tant sur le MNT que sur le terrain (aucune topographie particulière ne le signale).

La faille d'Aigueperse s'interrompt brutalement sur la FdL dir.SH (Fig. 5) et s'associe avec elle pour provoquer un effondrement, supérieur à 2 km, du quadrant sud-est formé à leur intersection, effondrement à l'origine de la fosse de Riom où les sédiments dépassent la cote -2 700 m, profondeur maximale du graben de Limagne (Fig. 11) (Morange *et al*., 1971 ; Alsac *et al.,* 1988). Cette réactivation de la faille varisque d'Aigueperse à l'Oligocène ne s'est pas produite sur le plateau à l'ouest de la FdL dir.SH, ce qui indique que cette dernière a été réactivée en faille normale antérieurement à la faille d'Aigueperse pour constituer la faille bordière occidentale du graben de Limagne. Le segment de faille manquant, entre la région de Riom/Châtel-Guyon et la région de Tauves/Saint-Sauves, s'il existe, n'a joué aucun rôle dans la structuration tertiaire et quaternaire du plateau.

Compte tenu du degré de résolution des modèles à l'échelle lithosphérique de Babuska *et al*. (2002) qui ne permet pas de localiser avec précision la discontinuité lithosphérique orientée NE-SO, la faille de la Morge – ou plus précisément le faisceau qui la constitue – est une candidate tout aussi crédible pour localiser cette limite lithosphérique que celle plus hypothétique de Tauves-Aigueperse.

8.2.3. À l'ouest

Au-delà du Plateau des Dômes, après une baisse d'altitude au niveau du bassin d'Olby liée à l'érosion des sédiments, ou le long de l'étroite vallée de la Sioule qui marque le passage de la FdP, les altitudes remontent dans le socle et se maintiennent jusqu'au Sillon Houiller. Au nord de la faille de la Morge, le Sillon Houiller ne présente pas de différence d'altitude de part et d'autre de son tracé. En revanche, au sud de la faille de la Morge, le compartiment situé à l'est du Sillon Houiller est surélevé de plus de 100 mètres (Michon, 2001). Le mouvement différentiel intéresse donc un bloc, un quadrant nord-ouest, qui est limité par les failles de la Morge au nord et le Sillon Houiller à l'ouest (Fig. 17). Cette observation renforce la candidature de la faille de la Morge pour correspondre à la frontière lithosphérique majeure mise en évidence par Babuska *et al.* (2002) dans le Massif central.

Ainsi, d'est en ouest, à l'exception du creusement des sédiments d'Olby et de la vallée de la Sioule, il n'y a pas de plateau limité à celui des Dômes au regard de l'altitude, mais une zone surélevée, d'altitude assez constante depuis la FdL jusqu'au Sillon Houiller qui en constitue la limite occidentale.

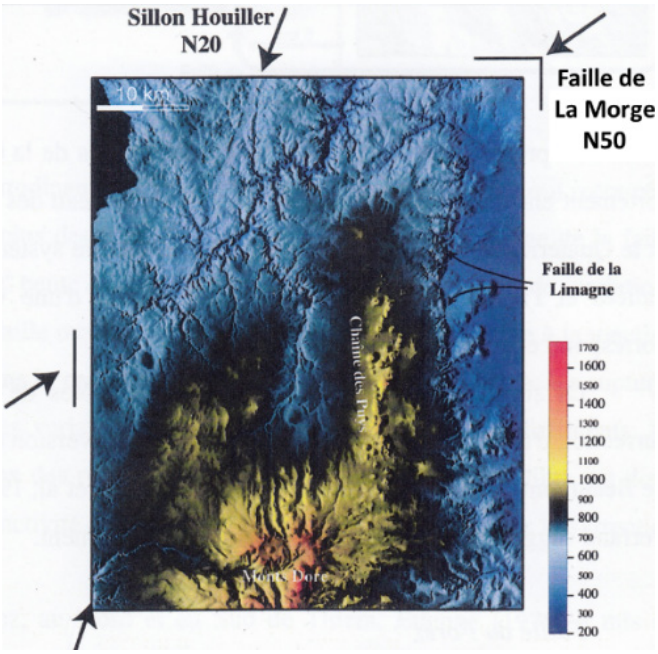

Fig. 17 - Carte d'altitude montrant que la faille de la Morge et le Sillon Houiller délimitent un quadrant nord-ouest surélevé par rapport aux régions situées plus au nord et plus à l'ouest (d'après Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001).

Fig. 17 - Elevation map showing that the Morge fault and the Sillon Houiller delimit a north-western quadrant that is higher than the areas further north and west (after Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001).

8.2.4. Au sud

La limite du soulèvement est difficile à mettre en évidence. Le socle varisque visible dans les profondes vallées qui partent du sommet du stratovolcan des Monts Dore révèle une élévation du nord (800 m) vers le sud (1200 m) (Aumar, 2022). Dans cette zone, le Plateau des Dômes est donc paradoxalement une zone basse. Des failles parallèles dir.A, perpendiculaires à cette pente du socle, sont visibles sur le MNT et ont très probablement connu un mouvement vertical différentiel, en paliers successifs, le sud s'élevant plus que le nord.

Enfin, au cœur du Plateau des Dômes, aucune observation ne permet de supposer qu'une faille varisque a rejoué pendant la surrection, ce qui expliquerait la préservation de la topographie asymétrique du plateau acquise à la fin de la sédimentation.

9. La Chaîne des Puys

La Chaîne des Puys (CdP) est la dernière manifestation volcanique du Massif central. Son histoire débute peu après 100 ka et sa dernière éruption correspond aux volcans de La Vache et Lassolas (8,6 ka, Boivin *et al.,* 2009). Représentatif d'un volcanisme alcalin intraplaque, le volcanisme de la CdP est issu d'une série différentiée par cristallisation fractionnée allant des basaltes aux trachytes (e.g. Maury *et al.*, 1980). Bloqués sous le MOHO dans un réservoir magmatique profond, les magmas mantelliques primaires de type basanite y auraient subi une première différentiation avant d'entreprendre leur ascension pendant laquelle certains de ces liquides auraient été stockés dans des chambres intra-crustales, poursuivant ainsi leur évolution vers les termes les plus siliceux de la série (i.e. les trachytes) (e.g. Martel *et al.*, 2013 ; Boivin *et al*., 2017,).

La question de la taille des chambres magmatiques intra-crustales n'est pas tranchée. Quelle que soit leur dimension, des études récentes suggèrent que certains de ces réservoirs pourraient être encore partiellement fondus (Martel *et al.*, 2013 ; France *et al*., 2016).

L'alignement de nombreux édifices selon des directions rectilignes est frappante et indique que le magma a emprunté des failles pour atteindre la surface. Une organisation spatiale des volcans, réglée selon la distribution varisque, est proposée.

L'examen du MNT permet de dresser une carte de la plupart des failles majeures repérées sur le Plateau des Dômes (Fig. 18). La méthode n'est pas sans incertitudes car les linéaments sont nombreux et leur interprétation parfois délicate. Certains se suivent sur plusieurs kilomètres avec une telle rectitude que leur signature de faille est indiscutable. D'autres, interprétés de même, sont discontinus mais définissent des segments successifs dans la prolongation les uns des autres, ou encore correspondent à la localisation de longues vallées rectilignes et très étroites, éventuellement soulignées par des linéaments en amont ou en aval. L'interprétation la plus hasardeuse concerne les très nombreux linéaments qui recoupent l'escarpement de la FdL. Perpendiculaires à la ligne de plus grande pente, en particulier le long de la FdL dir.SH, ils correspondent à des vallées étroites creusées par les cours d'eau. L'érosion régressive, active depuis la Limagne, est capable de creuser dans le socle des vallées de ce type sans qu'il soit besoin d'en appeler à la présence d'une faille préexistante. Pourtant, celles-ci ne peuvent pas être exclues a priori, car leur signature sur le MNT serait identique. Dans l'incertitude, nous avons renoncé à les représenter sous forme de failles sur le MNT, ne conservant que les linéaments dir.A de la partie sud qui sont légèrement mais systématiquement obliques sur la FdL dir.V.

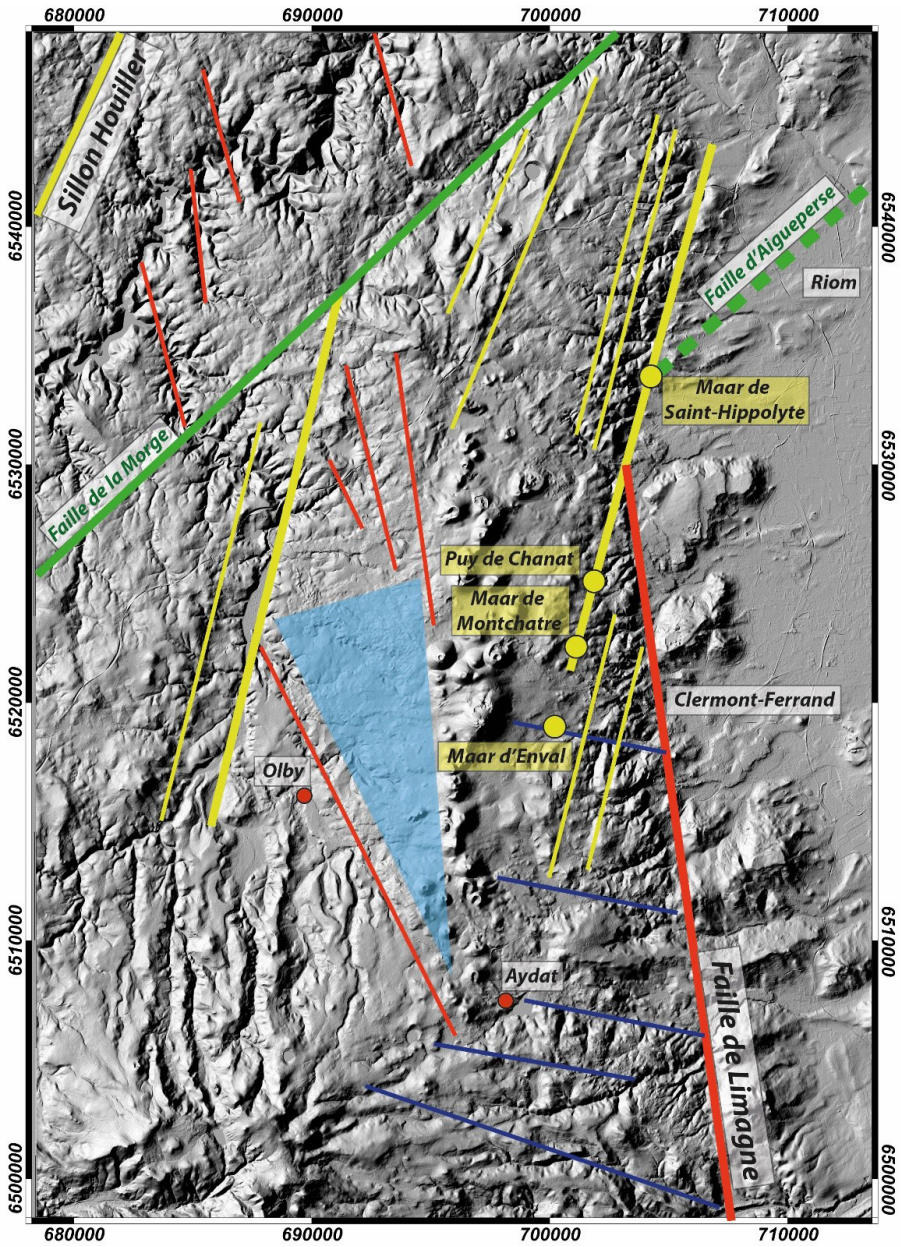

Fig. 18 - Sélection des principales failles varisques sur le Plateau des Dômes et au nord de la faille de la Morge (en vert) visibles sur le MNT dégageant les secteurs où certaines directions varisques dominent (Jaune : dir.SH, rouge : dir.V, noir : dir.A, vert :dir.C). La position de la faille d'Aigueperse, qui limite au nord la fosse de Riom, est indiquée. Le triangle bleu correspond à une vaste zone où les coulées de lave quaternaires masquent totalement les failles varisques.

Fig. 18 - Selection of the main Variscan faults on the Plateau des Dômes and to the north of the Morge fault (in green) visible on the MNT highlighting the sectors where certain Variscan directions dominate (Yellow: dir.SH, red: dir.V, black: dir.A, green:dir.C). The Aigueperse fault, which bounds the Riom trough, is indicated. The blue triangle corresponds to a vast zone where Quaternary lava flows completely mask the Variscan faults.

La figure 18 ne se veut pas exhaustive. Comme nous l'avons signalé au début de cet article, l'éventail complet des directions varisques peut être observé en tout lieu sur le Plateau des Dômes (Fig. III.7 in Aumar, 2022). L'intérêt de la carte (Fig. 18) est de dégager des secteurs où dominent certaines directions, ce qui permet de discuter de leurs éventuelles influences sur la distribution des volcans de la CdP.

9.1. Une faille majeure dirV. : la faille de Beauregard

La carte géologique de la CdP trace au nord du Puy de Côme une faille orientée N170E (dir.V) qui passe par Beauregard puis à l'est de Pulvérières (Boivin *et al.*, 2017). Sur le MNT, elle se poursuit vers le nord sur plusieurs kilomètres. Si on prolonge cette faille vers le sud, elle correspond à un alignement presque parfait de volcans depuis le Puy de Côme au nord jusqu'au Puy de Charmont au sud, si bien qu'on peut la tracer sur 30 km au total (Fig. 19). Cette faille de Beauregard est la véritable épine dorsale de la CdP. Elle comptabilise sur son seul trajet au moins 20 volcans soit près de 25 % des édifices de la CdP (ligne 1 en rouge sur la Fig. 19b).

Il n'est pas anodin de noter que cette faille dir.V, axe majeur de la remontée du magma, est strictement parallèle à la FdL de même direction N170E. On peut faire l'hypothèse que la géométrie listrique de la FdL dir.V (i.e. son horizontalisation en profondeur) explique qu'elle n'ait pas été le chemin privilégié des magmas mantelliques dans leur ascension vers la surface, malgré son ampleur régionale et sa localisation à proximité des 80 volcans de la Chaîne des Puys. De fait, seul le volcan de Gravenoire (60 ka, de Goer *et al.*, 1993) s'observe sur son tracé. Si l'absence quasi-totale de volcanisme le long de la FdL dir.V en dépit de son orientation favorable, comme le révèle la faille de Beauregard, est peut-être à relier à sa géométrie listrique, a contrario, la faille de Beauregard s'enracine probablement profondément dans le manteau en conservant un pendage proche de la verticale.

9.2. Des failles secondaires dir.SH et dir.A

Les autres volcans s'alignent sur d'autres directions varisques organisées comme des arêtes de poisson venant se raccorder à l'épine dorsale de la faille de Beauregard (Fig. 19).

Dans le secteur nord, les volcans s'alignent suivant quatre failles dir.SH (N10 à N20E) toutes situées à l'Est de la faille majeure de Beauregard sur laquelle elles se branchent. Le premier alignement, orienté N10E, va du Puy de Gonnard/Maar de Beaunit jusqu'au Puy de Louchadières et comprend au moins 12 volcans. Le second alignement, orienté N20E, va du Puy de la Raviole jusqu'au Puy de Côme et comprend 7 à 8 volcans. Le troisième alignement, orienté N20E, va du Puy de la Louve jusqu'au Grand Suchet et compte 9 volcans. Le quatrième alignement, orienté N20E, va du Petit Sarcoui jusqu'au Puy Montchié et comptabilise 12 volcans dont l'emblématique Puy de Dôme, le Puy Montchié se trouvant à l'intersection de cette faille avec celle de Beauregard. Eventuellement, une cinquième faille peut être tracée comprenant les Puy de Paugnat, de Ténuzet et de bois de Mauzac, parfaitement alignés selon une direction N20E, mais le faible nombre de volcans nous paraît insuffisant pour définir un alignement, même si la direction identique aux précédentes est frappante. Ces quatre failles totalisent une quarantaine de volcans sur leur trajet soit 50 % des édifices de la chaîne des Puys.

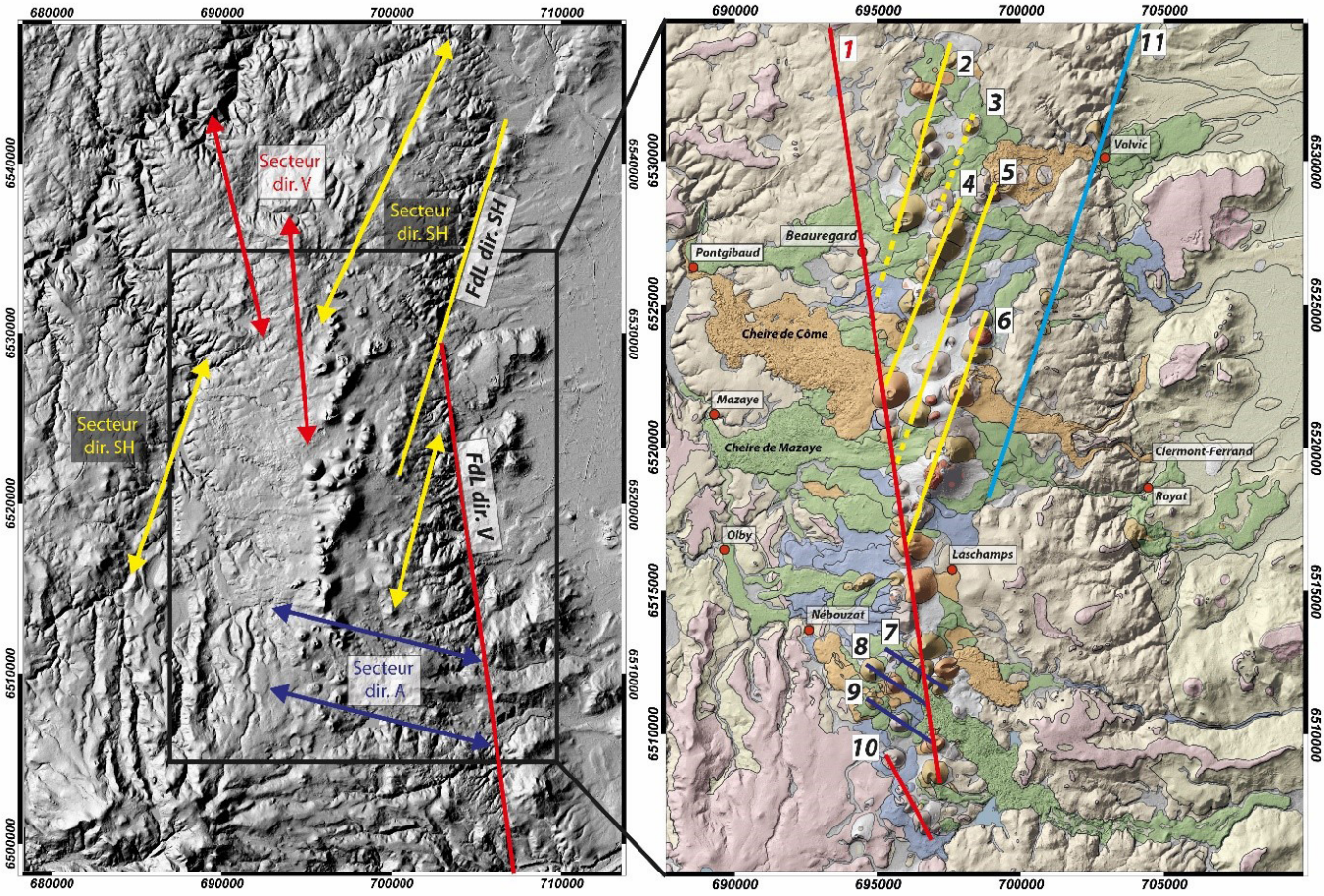

Fig. 19 - a) Le MNT permet de visualiser les directions dominantes des failles varisques sur le Plateau des Dômes. Dir.SH dans un large quadrant NE, dir.V dans le quadrant NO et dir.A au sud. b) les alignements des volcans de la CdP sont conformes aux secteurs SH, V et A du MNT. La ligne bleue trace l'alignement de la Proto CdP.

Fig. 19 - a) The DTM allows the visualization of the dominant directions of the Variscan faults on the Plateau des Dômes. Dir.SH in a wide north-eastern quadrant, dir.V in the north-western quadrant and dir.A in the south. b) The alignments of the CdP volcanoes are consistent with SH, V and A sectors of the MNT. The blue line traces the alignement of the proto CdP.

L'axe Petit Sarcoui/Montchié est le dernier associé à ces failles dir.SH qui ont servi de passage à l'ascension du magma. Plus au sud, aucune éruption à l'est de la faille de Beauregard n'est observée. Ce constat est à relier à l'analyse des failles sur le MNT qui révèle que les dir.SH, omniprésentes dans le quadrant nord-est, sont faiblement représentées dans le quadrant sud-est (Aumar, 2022). Les éruptions méridionales sont toutes concentrées à l'ouest de la faille de Beauregard et montrent des directions armoricaines (dir.A).

Cependant, ce quadrant sud-ouest n'est pas sans ambigüité. La limite NW-SE entre les laves montdoriennes et le Plateau des Dômes correspond à la faille de Nébouzat qui est l'une des rares du plateau à s'écarter des familles classiques de failles varisques. Pourtant, sur le MNT, un réseau de failles dir.A, orientées N110, domine ce secteur. La difficulté est le peu d'édifices volcaniques dans cette zone qui rend les alignements incertains. De fait, plusieurs solutions peuvent être proposées (Aumar, 2022). Celle adoptée dans cet article s'appuie sur la dominante dir.A du secteur qui semble contrôler en partie les alignements de volcans se raccordant côté ouest sur la faille de Beauregard, à l'image des failles SH du quadrant nord-est. Elle s'appuie aussi sur la direction dir.A des coulées de lave de ce secteur, un point sur lequel nous reviendrons dans la section suivante.

Trois axes de ce type sont alors identifiés : l'axe Puy de la Vache/Puy de Lassolas/Puy de Monteillet, l'axe Puy de Pourcharet/Puy de Montjuger, l'axe Puy de Vichatel/Puy de Montchal/Puy de Montgy, certains de ces volcans appartenant à l'épine dorsale de la CdP comme La Vache et Lassolas. Enfin, la CdP se termine par un dernier axe de quatre volcans clairement alignés selon la faille de Nébouzat : l'axe Puy de la Rodde/Puy de la Combegrasse/Puy de Boursoux/Puy de la Toupe.

Pour être complet sur les éruptions quaternaires du Plateau des Dômes, il faut signaler à l'est un alignement excentré comprenant une petite dizaine de maars et de spatter-cones très espacés, depuis le maar de Saint-Hippolyte au nord jusqu'au maar d'Enval au sud (Fig. 18 et 19). Ces volcans jalonnent la FdL dir.SH (maar de Saint-Hippolyte au pied de la faille et Puy de la Bannière) ainsi que sa prolongation à l'intérieur du plateau (Puy de Chanat-La-Mouteyre, Bois de Clerzat, maar de Montchatre, Puy de Couleyras, Chuquet-Genestoux et maar d'Enval). Peu d'études ont porté sur cet axe dont certains édifices présentent une paragenèse unique de mégacristaux, inconnue dans la CdP sensu stricto (Boivin *et al.*, 1978 ; Boivin et Camus, 1981). De plus, des données géochronologiques donnent un âge de 94 ka pour le maar de Saint-Hippolyte (Miallier *et al.*, 1985) et 90 ka pour Chanat (Guérin, 1983), soient les âges les plus anciens mesurés sur le plateau. À l'écart de l'ensemble des autres volcans contrôlés par la faille de Beauregard, cet axe unique, sorte de « Proto Chaîne des Puys », est peut-être le témoin de la première manifestation volcanique quaternaire du plateau, encore timide et finalement avortée. Signalons toutefois, le long de cet axe, un troisième âge plus récent à 44 ka, celui du Chuquet-Genestoux (Guérin, 1983), obtenu par thermoluminescence et synchrone du fonctionnement du maar d'Enval. Le calcul de cet âge, plus jeune, repose en partie sur une valeur annuelle d'irradiation naturelle qui semble anormalement élevée et donc surestimée, ce qui, si c'était le cas, signifierait que l'âge évalué en 1983 est notablement sous-estimé (Didier Miallier, com. pers.). S'il était cependant confirmé, il indiquerait simplement que cette faille aurait été sporadiquement réutilisée pour l'ascension de magma plus récent. Avant tout, cet axe illustre une nouvelle fois le rôle joué par les failles dir.SH dans le quadrant nord-est du Plateau des Dômes et, plus particulièrement concernant cet alignement spécifique, le rôle de la FdL dir.SH et de sa prolongation à l'intérieur du plateau en arrière de la FdL dir.V.

Malgré les incertitudes liées à cet exercice, un schéma global émerge pour la mise en place des volcans de la CdP. L'élément structurant de la CdP est une grande faille dir.V, la faille de Beauregard, qui traverse la totalité du plateau et le long de laquelle le magma est remonté pour installer en surface une suite quasi-ininterrompue de volcans. Dépendant des dominantes des failles varisques selon les secteurs, le magma s'est aussi infiltré le long de failles dir.SH dans le quadrant nord-est et le long de failles dir.A dans le quadrant sud-ouest, délaissant le quadrant sud-est et le quadrant nord-ouest.

10. Influence des failles varisques du Plateau des Dômes sur la formation des vallées

L'omniprésence des failles varisques sur le Plateau des Dômes pose la question de leur influence sur l'orientation des vallées formées après sa surrection. Les directions prises par les coulées de lave permettent de répondre en partie à cette question.

Dans le nord de la Chaîne des Puys, la plupart des coulées sont orientées selon une dir.SH N30E qui est la direction dominante du secteur. C'est le cas, par exemple, des coulées du Petit Sarcoui, du Puy de Porcherolles, du Puy Chopine, du Puy de Louchadières et de Tenuzet (leur versant nord-est) et du Puy de Louchadières (Fig. 20). Les coulées sont plutôt larges, ce qui suggère une géométrie évasée et peu profonde pour ces vallées, compatible avec un plateau qui, par définition, présente peu de dénivelée en son sein. Cependant, quoique très minoritaire, l'influence des dir.A est aussi présente. Par exemple, la coulée orientale du Puy de la Raviole s'écoule N110E, empruntant le tracé de la faille d'Argnat (Aumar, 2022), tout en montrant sur son parcours une petite diverticulation en dir.SH (Fig. 20).

Au sud d'une ligne orientée NW-SE et passant par le Puy de Fraisse, les dir.SH s'effacent au profit des dir.A. Les directions des coulées du Puy Pariou, du Traversin ou du Grosmanaux, à l'est de l'épine dorsale de Beauregard, du Puy de Côme et du Puy de Salomon à l'ouest, sont cartographiquement les plus spectaculaires à cet égard (Fig. 20). De nouveau, ces coulées sont larges et permettent les mêmes conclusions sur la géométrie des vallées qu'elles ont empruntées.

À l'extrême sud du plateau, la dir.A devient omniprésente. On peut citer les coulées du Puy de la Mey, de La Vache et de Lassolas. Par ailleurs, au nord de la coulée du Puy de la Mey, une assez longue vallée allant de Beaune-le-Chaud à Fontfreyde, signalée par des alluvions, possède la même orientation.

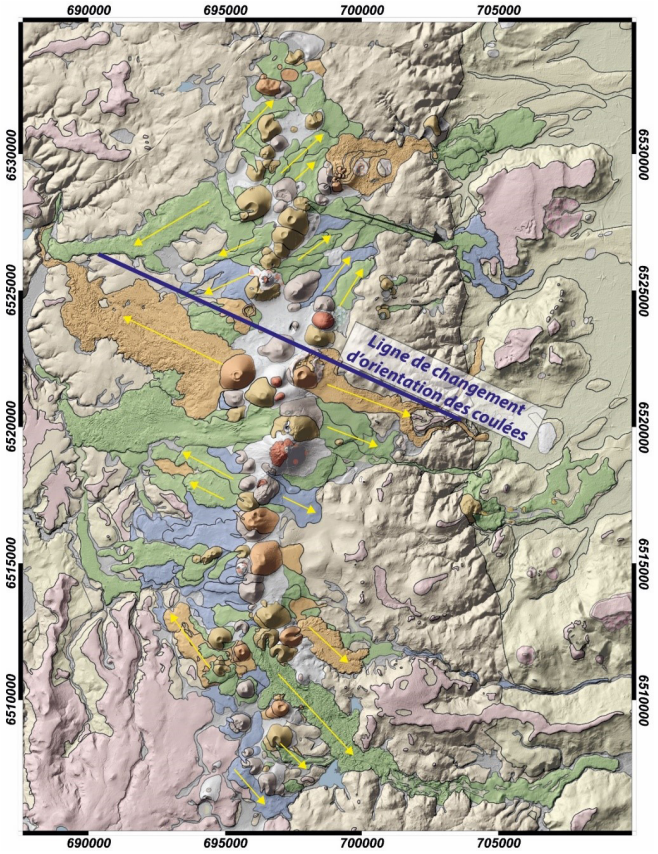

Fig. 20 - Orientation des directions d'écoulement des coulées (flèches jaunes). Ces orientations montrent une influence des failles varisques dir.SH au nord et dir.A au sud dans le creusement des vallées empruntées par les coulées. La flèche noire indique le tracé de la faille d'Argnat empruntée par les coulées du Puy de la Raviole.

Fig. 20 - Orientations of the principal lava flows (yellow arrows). These orientations show the influence of dir.SH Variscan faults to the north and dir.A to the south in the digging of valleys followed by lava. The black arrow indicates the trace of the Argnat fault followed by the Puy de la Raviole lava flow.

Le Plateau des Dômes s'interrompt brutalement au contact des laves montdoriennes le long de la faille de Nébouzat. Cette limite a canalisé les coulées de laves quaternaires dans tout ce secteur : Puy de la Rodde, Puy de Combegrasse, Puy de Montchal, Puy de Montgie, etc. Ces observations confortent l'analyse sur la faille de Nébouzat. Celle-ci possède un rejeu vertical différentiel qui a porté le compartiment SW à des altitudes plus élevées que le compartiment NE, jouant ainsi à la fois le rôle d'un rebord infranchissable et d'un guide forçant les laves quaternaires à s'écouler vers le NW ou le SE.

Dans le détail, certaines coulées s'écartent de ce schéma global, en raison de la ligne de plus grande pente du socle héritée de la période de la formation des grabens, que certaines coulées dévalent, en particulier sur le versant occidental du plateau, ou en raison des obstacles qu'elles ont rencontrés sur leur trajet, comme d'autres puys déjà en place, des coulées antérieures ou des reliefs locaux. Ce schéma est donc imparfait. Cependant, les données de premier ordre sur l'orientation des écoulements majeurs montrent sans ambigüité que de nombreuses vallées empruntées par ces coulées se sont principalement creusées selon deux directions varisques : dir.SH et dir.A. Elles confirment la prépondérance des dir.SH au nord du plateau et des dir.A. au sud, que l'analyse des alignements de volcans avait déjà mise en évidence.

11. Implications hydrogéologiques

La Chaîne des Puys (CdP) est une précieuse ressource en eau en raison des propriétés hydrodynamiques particulières des formations volcaniques récentes. Le fonctionnement hydrogéologique de la CdP est directement associé au caractère imperméable des formations du substratum qui composent le Plateau des Dômes. De fait, le réseau hydrographique antévolcanique contrôle les écoulements souterrains ainsi que la taille des bassins versants hydrogéologiques.

Les failles varisques parcourant le Plateau des Dômes sont à l'origine de nombreuses structures visibles dans la topographie telles que les crêtes (Cimes de Laschamps, Croix de Ternant), les vallées (Vallée de la Morge, d'Argnat ou de l'Auzon) ou des ressauts topographiques (Faille de Limagne ou de Pontgibaud). Elles ont contrôlé la formation des paléovallées ayant canalisé les écoulements volcaniques (Fig. 20).

En conséquence, les coulées de lave donnent non seulement des indications sur les orientations locales des paléovallées mais aussi renseignent sur les écoulements souterrains. Ainsi, l'orientation des coulées de lave permet de tracer une ligne de partage des laves (Fig. 21) qui s'approche très certainement de la ligne de partage des eaux entre l'est et l'ouest du Plateau des Dômes.

La distribution des écoulements de laves selon deux zones principales (cf. section précédente, Fig. 20) peut être affinée en trois secteurs (Fig. 21) en fonction des orientations des

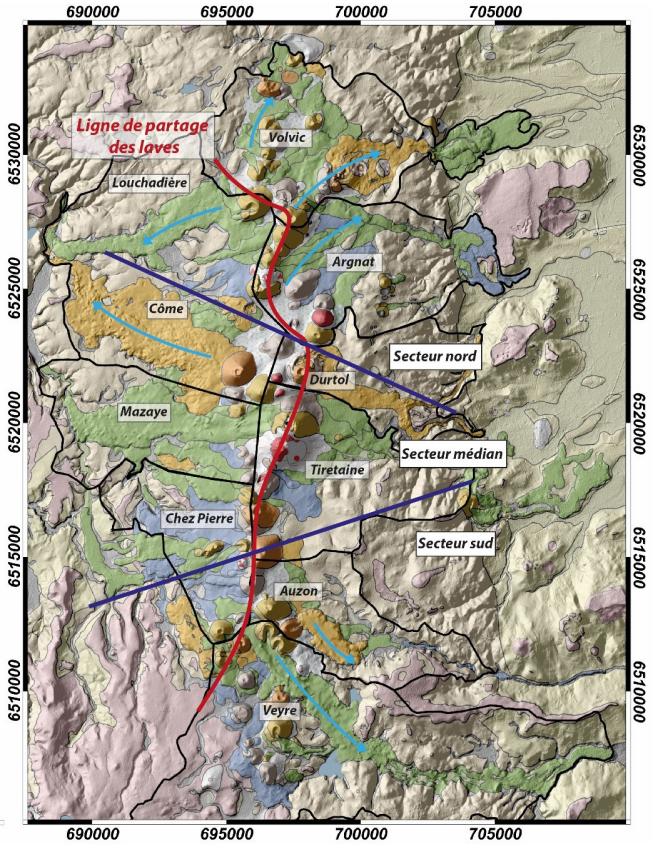

Fig. 21 - Délimitation des trois groupes de bassins versants en fonction de l'orientation des coulées de lave quaternaires. Les flèches bleues représentent la direction des écoulements d'eau souterraine connus.

Fig. 21 - Delineation of the three watershed groups based on the orientation of Quaternary lava flows. Blue arrows represent the direction of known groundwater flows.

failles dir. A (N110-150E). Dans le secteur nord, l'influence des failles dir.SH (et peut-être dir. C) implique des écoulements d'eau souterraine orientés de NNE-SSW à NE-SW (Secteur Nord, Fig. 21). Le secteur des Puys de Louchadière, de Jumes-Coquilles, ou encore de Gouttes-Chopines en sont les exemples emblématiques. Dans le secteur médian, l'influence des failles dir.A d'orientation N110E est très perceptible donnant des orientations d'écoulement ESE-WNW comme dans les secteurs de Côme ou du Puy de Dôme (Secteur médian, Fig. 21). Plus au sud en revanche, l'influence de failles dir.A, d'orientation N140-150, favorise des orientations d'écoulement d'eau souterraine NW-SE. La Cheire de la Mey ou la vallée de la Veyre sont particulièrement démonstratives à cet égard (Secteur Sud, Fig. 21).

Ces changements dans l'orientation des coulées permettent de définir trois groupes de bassins versants (Fig. 21) ; les bassins versants de Louchadière, Volvic et Argnat au nord, ceux de Durtol, la Tiretaine, Côme, Mazaye et Chez Pierre dans le secteur médian et les bassins versants de l'Auzon, la Veyre et Recoleine au sud (CETE-LRPC, 2009). L'existence de ces trois groupes de bassins versants, conséquence d'une très ancienne structuration varisque, implique, à l'intérieur de chaque groupe, des similitudes dans la géométrie des aquifères et leur fonctionnement hydrogéologique (Aumar, 2022).

12. Conclusion

La synthèse des données existantes et l'interprétation de la structure du Plateau des Dômes par le prisme des failles varisques permettent de dégager son évolution géologique du début du Paléocène (66 Ma) jusqu'à l'actuel. Les conclusions principales de l'étude sont les suivantes :

1. Les failles varisques (> 300 Ma) peuvent être divisées en quatre familles regroupées selon leurs directions et représentées par les failles emblématiques que sont dans le Massif central le Sillon Houiller (N20E = dir.SH), la faille des Cévennes (NW-SE = dir.C) et la faille de Villefort (N160-170E = dir.V), auxquelles s'ajoutent les branches nord (N110E) et sud (N140E) du cisaillement armoricain (dir.A).

2. Le socle du Plateau des Dômes a été basculé vers l'ouest à la fin de l'Éocène (vers 40/35 Ma) par la formation du demi-graben d'Olby contrôlée par la réactivation de la FdP (dir.SH). À l'est, sa limite correspond à la FDL sensu lato, qui réactive deux directions varisques (dir.SH et dir.V), les deux seules compatibles avec l'extension est-ouest. À cette époque, le futur plateau est émergé, mais à une altitude proche du niveau de la mer.

3. L'arrêt du fonctionnement de la FdP et la poursuite de l'activité de la FdL à l'Oligocène (de 35 à 25 Ma) provoquent un morcellement de la bordure orientale du futur plateau par l'activation de failles dir.SH satellites de la FdL. Le futur plateau reste à un niveau proche de celui de la mer. Les grandes lignes de sa topographie actuelle sont acquises dès la fin de la période de sédimentation.

4. Le plateau amorce sa surrection peu avant la mise en place des dernières coulées montdoriennes datées à 3,5/3 Ma. À l'est, la FdL n'a pas été réactivée pendant le soulèvement régional et le Plateau des Dômes apparaît comme tel grâce à l'érosion des sédiments meubles de Limagne qui a dégagé l'escarpement de faille. Le Plateau des Dômes appartient à un ensemble plus vaste limité par la faille de la Morge dir.C au nord et le Sillon Houiller à l'ouest. Par la réactivation conjointe de ces deux failles, ce large quadrant nord-ouest a subi un soulèvement différentiel l'amenant en position haute par rapport aux régions plus au nord et plus à l'ouest. Au sud, le Plateau des Dômes est dominé par le vaste stratovolcan des Monts Dore. Dans ce secteur, une série de failles parallèles dir.A, orientées N110E, ainsi que le fonctionnement de la faille de Nébouzat, a assuré la surrection différentielle du socle par paliers successifs.

5. Les volcans quaternaires de la CdP (de 95 ka à 8,6 ka) sont alignés selon une faille principale dir.V (la faille de Beauregard), véritable épine dorsale de la chaîne, et selon plusieurs failles secondaires dir.SH au NE et dir.A au SE, toutes branchées sur la faille principale. Les coulées de laves empruntent des paléo-vallées qui se sont creusées le long des zones de faiblesse que constituent les failles varisques. Le nord du plateau, dominé par des failles dir.SH, présente des coulées globalement orientées NE-SW, en net contraste avec le sud, dominé par des failles dir.A, où les coulées sont orientées NW-SE.

6. La circulation des eaux souterraines à la base des aquifères volcaniques est fortement dépendante de ces paléo-vallées et donc de la direction des failles varisques. L'orientation des coulées permet de définir deux grands systèmes aquifères. Au nord du plateau, les circulations souterraines s'effectuent dans la direction NE-SW. Au sud, elles ont une direction perpendiculaire NW-SE.

Remerciements

Les auteurs remercient Mathieu Bellanger, Pierre Boivin et Didier Miallier pour leur éclairage sur les domaines dont ils sont spécialistes. Nous remercions également le rapporteur René Maury pour sa lecture attentive du manuscrit et ses suggestions. Cet article a été réalisé dans le cadre du projet CAPRICE (« Approche Pluridisciplinaire pour la Caractérisation des Ressources en Eau de la Chaîne des Puys » ; financements du FEDER Auvergne, de l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne et de l'Université Clermont-Auvergne). Il est le premier d'une série d'articles qui concerneront l'apport des données géophysiques sur la connaissance de la ressource en eau de la Chaîne des Puys.

Bibliographie

Alsac C., d'Arcy D., Bouiller R., Féraud J., Giot D., Jeambrun, M. (1988) - Notice et carte géologique d'Aygueperse au 1/50 000. Edition BRGM, Orléans, 63 p.

Ambert P. (1994) - L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux – piémont languedocien). Doc. B.R.G.M., 231, 210 p.

A**rs J.-M., Tarits P., Hautot S., Bellanger, M. Coutant O., Maia M.** (2019) - Joint inversion of gravity and surface wave data constrained by magnetotelluric : application to deep geothermal exploration of crustal zone in felsic basement. Geothermics, 80, pp. 56-68.

A**ubert M., Batard F., Bouiller R., Gagniere G., Giot D., Jeambrun M., Saint-Joanis R., Tricot, B.** (1982) - Carte géologique de la France au 1/50 000 : notice de la carte d'Issoire. Ed BRGM, Orléans, 53 p.

Augendre M. (1997) - Les enseignements des marqueurs en paléogéographie dans une aire volcanisée : l'exemple de la vallée de l'Allagnon en aval de Joursac. Mém. Maîtrise, Univ. Lyon II, 144 p.

Aumar, C. (2022) - Modélisation de la topographie antévolcanique de la chaîne des Puys. Implications hydrogéologiques pour les bassins versants de la Veyre et de Côme. Thèse d'Université, Clermont-Ferrand, 313 p.

A**utran A., Peterlongo J.-M., Aubert M., Boivin P., Camus G., Gourgaud A., Goër de Herve A. de, Kieffer G., Mergoil J., Maisonneuve J., Renaud L., Vincent P.M.** (1979) - Les sédiments post-paléozoïques. Rev. Sci. Nat. Auvergne, 45, pp. 69-74.

Babuška V., Plomerová, J., Vecsey L., Granet M., Achauer U. (2002) - Seismic anisotropy of the French Massif Central and predisposition of Cenozoic rifting and volcanism by Variscan suture hidden in the mantle lithosphere. Tectonics, 21, pp. 11–20.

Bellanger M. (2017) - High temperature geothermal ressources of crustal fault zones : a dedicated approach. https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701771.

Bitri A., Truffert C., Bellot J.-P., Bouchot V., Ledru P., Milesi J.-P., Roig J.-Y. (1999) - Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance3D : Massif central français), C. R. Acad. Sci., Paris, 329, pp. 771-777.

Blès J.-L., Bonijoly D., Castaing C., Gros Y. (1989) - Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate): Comparison with geodynamic data. Tectonophysics, 169, pp. 79-111.

Bodergat A.-M., Briot D., Hugueney M., Poidevin J.-L., Picot L., Giraud F., Berger J.-P., Levy A., Poignant A. (1999) - Incursions marines dans l'environnement lacustre du rift oligocène de Limagne (Massif central, France): apport des organismes halophiles et des isotopes du strontium ; datation par les mammifères. Bull. Soc. Géol. Fr., 170, pp. 499-511.

Bois C. (1993) - Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. Tectonophysics, 226, pp. 227-252.

Boivin P., Camus G., Lénat J.-F. (1978) - Un alignement volcanique original à proximité de la Chaîne des Puys : La fissure éruptive Enval-Volvic. 6ième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. (Soc. géol. Fr. éd.), Orsay, p. 45.

Boivin P. et Camus G. (1981) - Igneous scapolite-bearing associations in the Chaîne des Puys, Massif Central (France) and Atakor (Hoggar, Algeria). Contrib. Mineral. Petrol., 77, pp. 365-375.

B**oivin P., Besson J.-C., Briot D., Camus G., de Goër de Herve A., Gourgaud A., Labazuy P., Langlois E.-P., de Larouzière F.-D., Livet M., Mergoil J., Miallier D., Morel J.-M., Vernet G., Vincent P.** (2009) - Volcanologie de la Chaîne des Puys, 5ième édition, carte et fascicule. Editions du Parc Naturel Régional de la Chaîne des Puys, Aydat, 196 p.

Boivin P., Besson J-C., Briot D., Gourgaud A., Labazuy Ph., Langlois E., Larouzière F-D. de, Livet M., Médard E., Merciecca, C., Mergoil J., Miallier D., Morel J-M., Thouret, J-C., Vernet G. (2017) - Volcanologie de la Chaîne des Puys, Massif Central Français. 6ième édition. Édité par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Montlosier, 63970 Aydat. 199 p., carte au 25 000e.

Bourgeois O., Ford M., Diraison M., Le Carlier de Veslud C., Gerbault M., Pik R., Ruby N., Bonne, S. (2007) - Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. Int. J. Earth. Sci. DOI 10.1007/s00531-007-0202-2.

B**out P., Frechen J., Lippolt H.J.** (1966) - Datations stratigraphiques et radiochronologiques de quelques coulées basaltiques de Limagne. Revue d'Auvergne, 80, pp. 207-231.

Briot D. et Poidevin J.-L. (1998). - Stratigraphie 87Sr/86Sr de quelques laminites carbonatées du Rupélien supérieur du fossé de Limagne : incursions marines dans le rift du Massif Central français. − C. R. Acad. Sci., 326, pp. 479-483.

Briot D., Poidevin J.-L., Hugueney M. (2001) - Apports de l'étude isotopique Sr et Nd des sédiments cénozoïques de Limagne à la compréhension du fonctionnement du rift du Massif Central français. − Bull. Soc. Géol. Fr., 172, pp. 17-24.

Brousse R., Rançon J.-P, Tempier P., Veyret Y. (1989) - Notice et carte géologique de Bourg-Lastic au 1/50 000. Edition BRGM, Orléans, 78 p.

Calcagno P., Baujard C., Guillou-Frottier L., Dagallier A., Genter A. (2014) - Estimation of the deep geothermal potential within the Tertiary Limagne basin (French Massif Central): An integrated 3D geological and thermal approach. Geothermics 51, pp. 496-508.

Camus G. (1975) - La chaîne des puys (Massif central français) : étude structurale et volcanologique. Thèse, Annales de l'université Clermont-Ferrand, 28 (56), 322 p.

Cantagrel J.-M. et Baubron J.-C. (1983) - Chronologie des éruptions dans le Massif volcanique des Monts Dore (Méthode Potassium Argon). Implications volcanologiques. Géol. France, (2) I, 1-2, pp. 123-142.

Cavelier C. (1979) - La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. Mém. Sci. Géol., 54, 280 p.

CETE/LRPC (2009) - Bilan de la ressource hydrogéologique des bassins de la Chaîne des Puys. Lyon.

Chantepie M. (1990) - Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le Plateau des Dômes ; étude pétrographique et géochronologique ; implications volcanologiques et morpho-tectoniques. Mém. DEA, Géologie, Université Blaise-Pascal, 63 p.

Chantraine J., Autran A., Cavelier C., Clozier L. (2003) - Carte géologique de la France au 1/1 000 000. Editions BRGM.

Dangeard L. (1933) - Sur la présence de foraminifères dans l'Oligocène du Massif central. C. R. Somm. Géol. Fr., 1-2, pp. 12-13.

Defive E. et Cantagrel J.-M. (1998) - Chronologie de l'encaissement du réseau hydrographique en domaine volcanisé : l'exemple de la haute vallée de la Loire. INQUA COT/UISPP 31 Inter-congress Symposium, Brives-Charensac, pp. 12-17.

Delfau M. et Lenôtre N. (1992) - Mouvements verticaux actuels dans le Massif Central et le Sud du Bassin Parisien ; comparaison de nivellements. Rapport BRGM/RR-35411-FR, 35 p.

Derruau M. (1944) - Tectonique et érosion sur le substratum cristallin des Monts Domes, versant oriental. Revue de géographie alpine 32, pp. 447–463.

Derruau M. (1949) - La formation du relief de la Grande Limagne (Première partie). In : Revue de géographie alpine, tome 37, n°4, pp. 599-670.

Deschamps M. (1973) - Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du Centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse d'État, Université Paris 6, 1270 p.

Dèzes P., Schmid, S., Ziegler, P. (2004) - Evolution of the European cenozoic rift system: interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere. Tectonophysics, 389, pp. 1-33.

Dollfus G.-F. (1923) - Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. 2ième partie : mollusques. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 26, 147, pp. 151-226.

Dorel J., Fourvel D., Donnadieu G. (1995) - Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif Central français). Bull. Soc. Géol. Fr., 166, pp. 271-284.

Duffell H. (1999) - Contribution géochronologique à la stratigraphie volcanique du Massif des Monts Dore par la méthode 40Ar/39Ar. Mém. DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 56 p.

Duwiquet H., Arbaret L., Guillou-Frottier L., Heap M., Bellanger M. (2019) - On the geothermal potential of crustal fault zone : a case study from the Pontgibaud area (French Massif Central, France). https://doi.org/10.1186/s40517-019-0150-7.

Etienne R. (1970) - Les Monts du Forez. Le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. Thèse 3ième cycle, Univ. Clermont Ferrand, 183p.

Faure M., Charonnat X., Chauvet A. (1999) - Schéma structural et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 328, pp. 401-407.

Faure M., Ballèvre M., B.V., Chen Y., Cocherie A., Courrioux G., Edel J.-B., Guillot S., Joly A., Lardeaux, J.-M., Marcoux E., Martelet G., Ménot R.-P., Paris F., Pin C., Rossi Ph., Sengör A.M.C., Sintubin M. (2008) - La chaîne varisque. Géochronique, 105, pp. 18-63.

Faure M., Lardeaux J.-M., Ledru P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. C. R. Géosc., 341, (2-3), pp. 202-213.

Feybesse J.-L. (1981) - Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. Thèse, Université de Clermont Ferrand, 250 p.

France L., Demacon, M., Gurenko A., Briot D. (2016) - Oxygen isotopes revealed crustal contamination and a large, partially molten magma chamber in the Chaîne des Puys (French Massif Central). Lthos, 260, pp. 328-338.

Giraud J. (1902) - Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). Thèse d'Etat, Ed. Ch. Béranger, Paris, 410 p.

Glangeaud P. (1913) - Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme, II – La Chaîne des Puys et la petite Chaîne des Puys. Bull. Serv. Carte géol. France 135, 256 p.

Goër de Herve A. de., Tempier P., Simon-Coinçon R. (1990) - Carte géologique de la France au 1/50000 : notice de la carte de Saint Flour. Ed. BRGM, 92 p.

Goër de Herve A de. et Etienne R. (1991) - Le contact Margeride Cézallier Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. Bull. Labo. Rhod. de Géom., 27- 28, pp. 3-26.

G**oër de Herve A. de, Camus G., Miallier D., Sanzelle S., Falguères C.** ***et al.*** (1993) - Le puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (Massif central français) : un modèle inhabituel d'avalanche de débris, déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. Bull. Soc. Géol. France, 164 (6), pp.783-793.

Gorin G. (1975) - Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). Bull. BRGM, 3, pp.147-181.

Grolier J. et Letourneur J., (1968) - Evolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central Français. XXIII IGC, 1, pp. 107-116.

Guérin G. (1983) - Thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Thèse d'université, Paris 6, 260 p.

Hottin A.-M., Camus G., Michaeli B., Marchand J., Perrichaud J.-J., d'Arcy D. (1989) - Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Pontgibaud et notice explicative (102 p.). Ed BRGM.

Hugueney M., Poidevin J.-L., Bodergat A.-M., Caron J.-B., Guérin C. (1999) - Des mammifères de l'Aquitanien inférieur à La Roche-Banche-Gergovie (Puy-de-Dôme, France), révélateurs de l'activité post-oligocène du rift en Limagne de Clermont. C. R. Acad. Sci. Paris, 328, pp. 847-852.

Juvigné E. et Gilot E. (1986) - Ages et zones de dispersion de tephras émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). Z. Deutsch. Geol. Gesell., 137, pp. 613-623.

Lageat Y., Goër de Herve A. de, Cantagrel J.-M. (1992) - Les apports des datations volcaniques à la connaissance de l'évolution géomorphologique : l'exemple de la région de Clermont-Ferrand (Massif central français). Actes du colloque AGF « Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé », CERAMAC, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 51-74.

Larue J.-P. (2003) - L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène / Fluvial incision of the Allier and the upper and middle Loire (France) during the Pliocene and Pleistocene. In : Géomorphologie : relief, processus, environnement. Vol. 9, n°3, pp. 135-149.

Lefort J.-P. et Agarwal B.N.P. (1996) - Gravity evidence for Alpine buckling of the crust beneath the Paris Basin. Tectonophysics, 258, pp. 1-14.

Le Griel A. (1988) - L'évolution géomorphologique du massif central français. Essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'Etat, Univ. Lyon II, 2 vol. + 1 vol illustr., 569 p.

Letourneur J. (1953) - Le grand Sillon Houiller du plateau central français, Bull. Carte Géol. France, 238, LI, 235 p.

Lo Bello Ph. (1988) - Géochronologie par la méthode 39Ar-40Ar de ponces quaternaires contaminées - Exemple des ponces des Monts Dore (Massif central français). Utilisation d'un laser continu pour la datation de minéraux individuels, Thèse, Université de Nice, 115 p.

Martel C., Champallier R., Prouteau G., Pichavant M., Arbaret L., Balcone-Boissard H., Boudon G., Boivin P., Bourdier J.-L., Scaillet B. (2013) – Journal of Petrology, 54, 6, pp. 1071-1107.

Maury R., 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) I. Pétrologie. Bull. Minéral., 103, pp. 250-266.

Merle O., Michon L., Camus G., de Goër de Herve A. (1998) - L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. Bul. Soc. Géol. France, 169, 5, pp. 615-626.

Miallier D., Fain, J., Sanzelle S. (1985) - Single quartz grains TL dating. Nucl. Tracks Radiat. Meas., pp. 163-168.

Michon L. (2001) - Dynamique de l'extension continentale. Application au Rift Ouest Européen par l'étude de la province du Massif central. Mém. Géosci. Rennes, 99, 266 p.

Michon L. et Merle O. (2001) - The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. Bull. Soc. Géol. France, 172, 2, pp. 201-211.

Morange A., Héritier F., Villemin J. (1971) - Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif Central. Symposium J. Jung. Plein Air Service, Clermont Ferrand, pp. 295-308.

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, pp. 153-175.

Pastre J.-F., Lageat, Y., Cantagrel, J.-M., Defive, E. (2007) - Morphogenèse plio-quaternaire et repères volcaniques : l'exemple de la vallée de l'Allier (Massif central, France). Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard). Presses Universitaires, Université Blaise-Pascal, pp. 543-560.

Quesne D. et Kersuzan L. (2018) - Géologie de la France. Edition omnisciences, 256 p.

Rey R. (1971) - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. In : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central. Symposium J. Jung. Plein Air Service, Clermont Ferrand, pp. 309-330.

Scanvic J.-Y. et Weeksteen G. (1981) - Notice explicative de la carte des linéaments de la France. Doc. BRGM, 14, 14 p.

Séranne M. (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath & M. Séranne (Eds.). The Mediterraean basins: Tertiary extension within the apline orogen. Geol. Soc. Spec. Publ., 156, pp. 15-36.

Wattinne A. (2004) - Evolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions en Limagne Bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif central, France). Thèse d'université, Museum d'Histoire naturelle, Paris, 195 p.

Westaway R. (2004) - Pliocene and quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire-Allier river system (France). Quaternaire, 15, pp. 103-115.