

A geological section across the Variscan belt in the SE French Massif central (Cévennes-Gévaudan)

Michel Faure
(ISTO-UMR CNRS Université d'Orléans-CNRS-BRGM)
michel.faure@univ-orleans.fr

Foreword

This article corresponds to a guidebook for a 3-day excursion in the Cévennes and Gévaudan areas in SE French Massif Central, carried out from August 25 to 27, 2021 at the request of the Association of Professors of Biology and Geology (APBG) of Montpellier. The field trip brought together around twenty very enthusiastic and motivated participants, from many high schools of the Occitanie region. Their questions and comments greatly helped the author to improve the writing of the article. A fourth day, corresponding to a submeridian section in the central Cévennes, was then added. This presentation of the major lithostructural, magmatic, metamorphic, and structural features of the pre-Permian setting of the South-East Massif Central, and of the sites where they can be observed is likely to interest a readership extended to other teachers and amateurs interested in the geology of the Variscan chain.

Additional, more detailed, information can be found in the specialized articles mentioned in the reference list, and in the explanatory notes of the geological maps at 1/50,000°, which can be downloaded free of charge from the BRGM website. These are the sheets Le Vigan, Nant, Meyrueis, St-André-de-Valborgne, Alès, Bessèges, Génolhac, Florac, Mende, Le Bleyard. Maps can be also accessed on the web site: <https://www.geoportail.gouv.fr/>

*The dissatisfied or the most curious people can also consult the article "**Structure et évolution pré-permienne du Massif central français**" (M. Faure, 2020) on the Planet-Terre website of ENS Lyon. Three articles, linked by an explanatory note and references, present a synthesis of the Variscan chain of the Massif Central.*

Partie 1 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-structuration.xml>

Partie 2 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-tectonique-metamorphisme.xml>

Partie 3 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-magmatisme-geodynamique.xml>

Key-words : Variscan belt, French Massif central, ductile deformation, late-orogenic extension, syn-tectonic plutonism, crustal melting

Une coupe de la chaîne varisque dans le SE du Massif central Cévennes-Gévaudan

Michel Faure
(ISTO-UMR CNRS Université d'Orléans-CNRS-BRGM)
michel.faure@univ-orleans.fr



Le versant sud du Mont Lozère vu du col de Chalsio

Une coupe de la chaîne varisque dans le SE du Massif central Cévennes-Gévaudan

Avant-propos

Cet article correspond au livret-guide d'une excursion de 3 jours dans les Cévennes et le Gévaudan, réalisée du 25 au 27 Août 2021 à la demande de l'Association des Professeurs de Biologie et Géologie (APBG) de Montpellier. Elle a réuni une vingtaine de participants très enthousiastes et motivés, venus de nombreux établissements de la région Occitanie. Leurs questions et commentaires ont grandement aidé l'auteur à améliorer la rédaction de l'article. Un quatrième jour, correspondant à une coupe subméridienne dans les Cévennes centrales, a ensuite été ajouté. Cette présentation des traits majeurs du contexte pré-Permien du Sud-Est du Massif central et de sites où ils peuvent être observés est susceptible d'intéresser un lectorat élargi à d'autres enseignants et amateurs intéressés par la géologie de la chaîne varisque.

Des informations complémentaires, plus détaillées, peuvent être trouvées dans les articles spécialisés mentionnés dans les références et dans les notices des cartes géologiques au 1/50 000°, téléchargeables gratuitement sur le site du BRGM. Il s'agit des feuilles Le Vigan, Nant, Meyrueis, St-André-de-Valborgne, Alès, Bessèges, Génolhac, Florac, Mende et Le Bleymard.

On peut aussi accéder aux cartes sur le site : <https://www.geoportail.gouv.fr/>

*Les insatisfaits ou les plus curieux peuvent aussi consulter l'article « **Structure et évolution pré-permienne du Massif central français** » (M. Faure, 2020) sur le site Planet-Terre de l'ENS Lyon.*

Trois articles, reliés par une note explicative et des renvois, présentent une synthèse sur la chaîne varisque du Massif central.

Partie 1 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-structuration.xml>

Partie 2 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-tectonique-metamorphisme.xml>

Partie 3 : – <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-magmatisme-geodynamique.xml>

Mots-clés : chaîne varisque, Massif central français, déformation ductile, extension tardi-orogénique, plutonisme syn-tectonique, fusion crustale

Introduction

Au sens de Jules César et de Strabon, les “*Cebenna Mons*” désignent les reliefs bordant le SE du Massif central depuis la Montagne Noire, au Nord de Béziers, jusqu'aux Monts du Lyonnais. Dans une acception géologique plus restreinte, on limite les Cévennes à la région comprise entre les causses de Navacelles et de Pompignan au SW d'Anduze, le massif du Tanargue, au Sud du Velay, et le plateau des grands causses à l'Ouest. A l'Est, la faille des Cévennes, probablement déjà présente au Paléozoïque, est proche, de la bordure orientale des terrains paléozoïques. Les formations sédimentaires mésozoïques forment la “bordure cévenole”, zone plissée et faillée à l'Eocène lors de l'orogénèse pyrénéenne. A l'Oligocène, la faille des Cévennes, réactivée en faille normale, contrôle l'ouverture du graben oligocène d'Alès lors du rifting Ouest-Européen. Le substratum anté-permien des Cévennes est constitué de roches métamorphiques et plutoniques formées lors de l'orogénèse varisque. La région des Cévennes est traversée, selon une direction générale SW-NE, par la ligne de partage des eaux entre les bassins fluviaux du Rhône à l'Est et de la Garonne à l'Ouest. Les serres (montagnes) et les valats cévenols, alignés selon une direction NW-SE, dont la formation est liée aux variations du niveau marin au Mio-Pliocène, confèrent à la région un relief contrasté. Au NW des Cévennes, le Gévaudan (ou pays des Gabales), marque le début du “plateau central” de la France. Géologiquement, il constitue la

prolongation septentrionale des Cévennes. L'ensemble Cévennes-Gévaudan est une région très favorable à l'étude de la chaîne varisque.

Remarque : Chaîne varisque ou chaîne hercynienne ?

C'est à la fin du dix-neuvième et au début du vingtième siècle que M. Bertrand (1887), E. Suess (1900) et E. Haug (1911) ont défini les principales caractéristiques des chaînes antépermiennes d'Europe. E. Suess distingue la chaîne varisque d'Europe centrale, la chaîne armoricaine et la chaîne ibérique à partir de leurs directions structurales. Pour M. Bertrand et E. Haug, ces différentes directions sont synchrones et appartiennent à un même orogène : la chaîne hercynienne d'Europe moyenne. En 1924, H. Stille nomme chaîne varisque ce domaine orogénique. Par la suite, les géologues francophones ont utilisé le terme d'hercynien pour qualifier, en Europe et en Afrique du Nord, une chaîne carbonifère. En revanche, les auteurs et les journaux scientifiques anglo-saxons privilégient le terme varisque qui s'est peu à peu imposé dans la littérature internationale. Les termes varisque ou hercynien peuvent être considérés comme synonymes.

Du fait de la tectonique tertiaire, et notamment le rifting Ouest-Européen, la bordure cévenole présente les altitudes les plus élevées du Massif central, à l'exclusion des sommets volcaniques. Vers l'Ouest, l'altitude moyenne du substratum diminue progressivement, en outre, la forte influence climatique atlantique engendre un couvert végétal très développé. En revanche, dans le SE du Massif central, les régions de la Montagne Noire, des Cévennes et du Velay offrent de bonnes qualités d'affleurement qui permettent d'illustrer de façon très satisfaisante divers aspects de la chaîne varisque (Fig. 1).

Il est maintenant bien admis que le Massif central est un édifice de nappes sym-métamorphiques formées au Dévonien et Carbonifère moyen avant la formation des bassins houillers du Gzhélien (ou Stéphanien). Le domaine méridional de la Montagne Noire expose le bassin d'avant-pays et l'unité des Plis-et-Chevauchement où le métamorphisme est absent. Ce domaine ne sera pas visité lors de cette excursion. Le lecteur intéressé peut se reporter aux articles Faure & Claveau (2015), Faure & Mediavila (2019) ou consulter le site Planet-Terre de l'ENS-Lyon.

Le but de cette excursion est d'illustrer quelques aspects lithologiques, structuraux et métamorphiques des diverses unités litho-tectoniques du Massif central. Le long d'un parcours allant du Vigan à St-Jean-du-Gard, via Florac, Marvejols, la Margeride, le M^t-Lozère, la Cézairene, et Alès. On examinera successivement : (i) l'Unité des Plis-et-Chevauchements du Viganais, (ii) l'Unité Para-autochtone des Cévennes centrales, (iii) les Unités Inférieure et Supérieure des Gneiss du Gévaudan, (iv) les plutons granitiques intrusifs, (v) les migmatites pre-Velay et (vi) le bassin houiller des Cévennes.

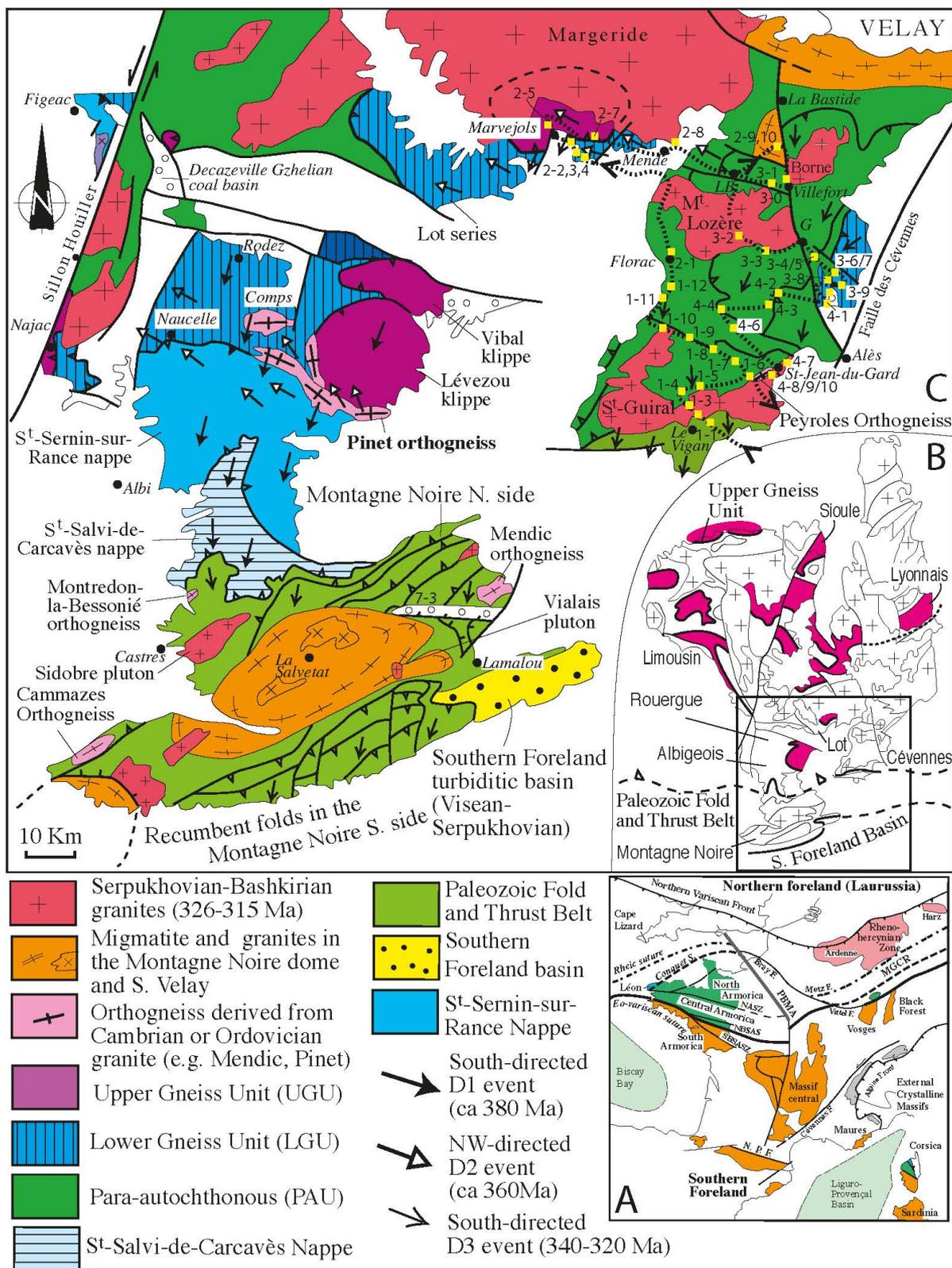


Fig. 1. Carte structurale des différentes unités litho-tectoniques de la chaîne varisque et les ensembles magmatiques post-nappes du SE du Massif central et trajet de l'excursion. Les carrés jaunes indiquent les arrêts proposés (Faure et al., 2017).

1. Les grands ensembles lithologiques rencontrés lors de l'excursion

A) Les formations métamorphiques

1. L'unité des Plis-et-Chevauchements du Viganais

Dans les Cévennes méridionales, le Viganais appartient à l'Unité des Plis-et-Chevauchements du Massif central (Figs. 1, 2). Il est constitué de grès, silts, pélites et

carbonates (calcaires et dolomies) faiblement métamorphiques. Cet ensemble se prolonge au-delà des Causses dans le versant nord de la Montagne Noire. Par analogie avec cette dernière région, on considère que les roches sédimentaires du Viganais sont d'âge cambro-ordovicien, ce qui s'accorde avec les très rares fossiles de trilobites du Cambrien moyen découverts vers St-Bresson (Alabouvette et al., 1988). Plusieurs unités structurales, caractérisées par une schistosité de flux, empilées du Nord vers le Sud, associées à des cisaillements ductiles, et sans doute des plis couchés, sont reconnues (voir Alabouvette et al., 1988, carte géologique Le Vigan au 1/50 000 pour plus de détails).

L'âge de la déformation est inconnu, mais il est antérieur à la mise en place du monzogranite de l'Aigoual-St-Guiral-Liron daté vers 315-307 Ma. Par comparaison avec la Montagne Noire, un âge Viséen terminal ou Serpukhovien (Namurien), entre 330 et 318 Ma, semble raisonnable. Au Nord de Sumène, les grès et micaschistes épimétamorphiques du Viganais sont chevauchés par un ensemble de micaschistes quartzeux attribués à l'unité Para-autochtone.

2. L'Unité Para-autochtone des Cévennes

Au Nord du pluton de l'Aigoual-St-Guiral-Liron, l'ensemble des micaschistes des Cévennes centrales appartient à l'unité Para-autochtone du Massif Central (Figs. 1, 2). Malgré une apparente monotonie, les études détaillées (Gèze, 1949; Roger, 1962; Brouder, 1963, 1964, 1971; Pellet, 1965, 1972; Brouder et al., 1977; Arène et al., 1978; Gèze et al., 1980; Elmi et al. 1989; Guérangé-Lozes, 1990) ont identifié des niveaux repères remarquables : quartzite blanc, microconglomérats, niveaux volcano-sédimentaires acides (ex. gneiss de l'Apié), niveaux à epidote-actinote (ex. gneiss du Feljas, amphibolites de Malataverne, du Collet-de-Dèze). Sans entrer dans les détails, on peut considérer que la série litho-stratigraphique des Cévennes comprend du bas en haut les éléments suivants (Fig. 3) : (i) un ensemble basal d'alternances gréséo-pélitiques flyschoides (unité des Plantiers), (ii) un niveau de quartzite blanc d'épaisseur variable en fonction de la tectonique, (iii) un ensemble de micaschistes noirs (du Pompidou ou de St-Martin-de-Boubaux), (iv) un ensemble volcano-sédimentaire acide (gneiss de l'Apié), (v) une série de micaschistes quartzeux (de Molézon ou de St-Privat-de-Vallongue). La répétition de ces éléments lithologiques est interprétée par des contacts anormaux (Faure et al., 2001, 2009b), mais l'unicité des niveaux repères n'étant pas clairement établie, le schéma structural proposé reste discutable (voir paragraphe suivant).

Il n'existe aucun âge paléontologique dans les micaschistes des Cévennes, mais la datation U/Pb des zircons magmatiques des niveaux volcano-sédimentaires des gneiss de l'Apié montre un pic d'âge entre 480 et 460 Ma suggérant qu'au moins une partie de la série est d'âge Ordovicien (Fig. 4). Cependant, la présence de niveaux volcano-sédimentaires du Cambrien ou du Néoprotérozoïque ne peut pas être exclue.

En outre, l'unité basale est recoupée par un granite porphyrique alcalin déformé en orthogneiss (appelé orthogneiss de Peyroles, de Waard, 1950; Brouder, 1973) lors de la tectonique varisque. Des datations LA-ICP-MS de zircons indiquent des âges discordants compris entre 420 et 650 Ma. Un calcul sur les 8 analyses les moins discordantes permet de proposer un âge à 433 ± 4 Ma interprété comme celui du magmatisme (Cocherie in Faure et al., 2009). Une datation Rb-Sr donne aussi un âge à 465 ± 12 Ma (Alabouvette et al., 1988). Les zircons d'âges néoprotérozoïques (600 Ma) et paléoprotérozoïques (1940 Ma, 1880 Ma, 1575 Ma) sont des reliques héritées du protolithe source du magma. Enfin, l'orthogneiss d'Aire de Côte (ou du col du Pas) est dérivé d'un protolithe dioritique daté à 500 ± 16 Ma (Caron, 1994).

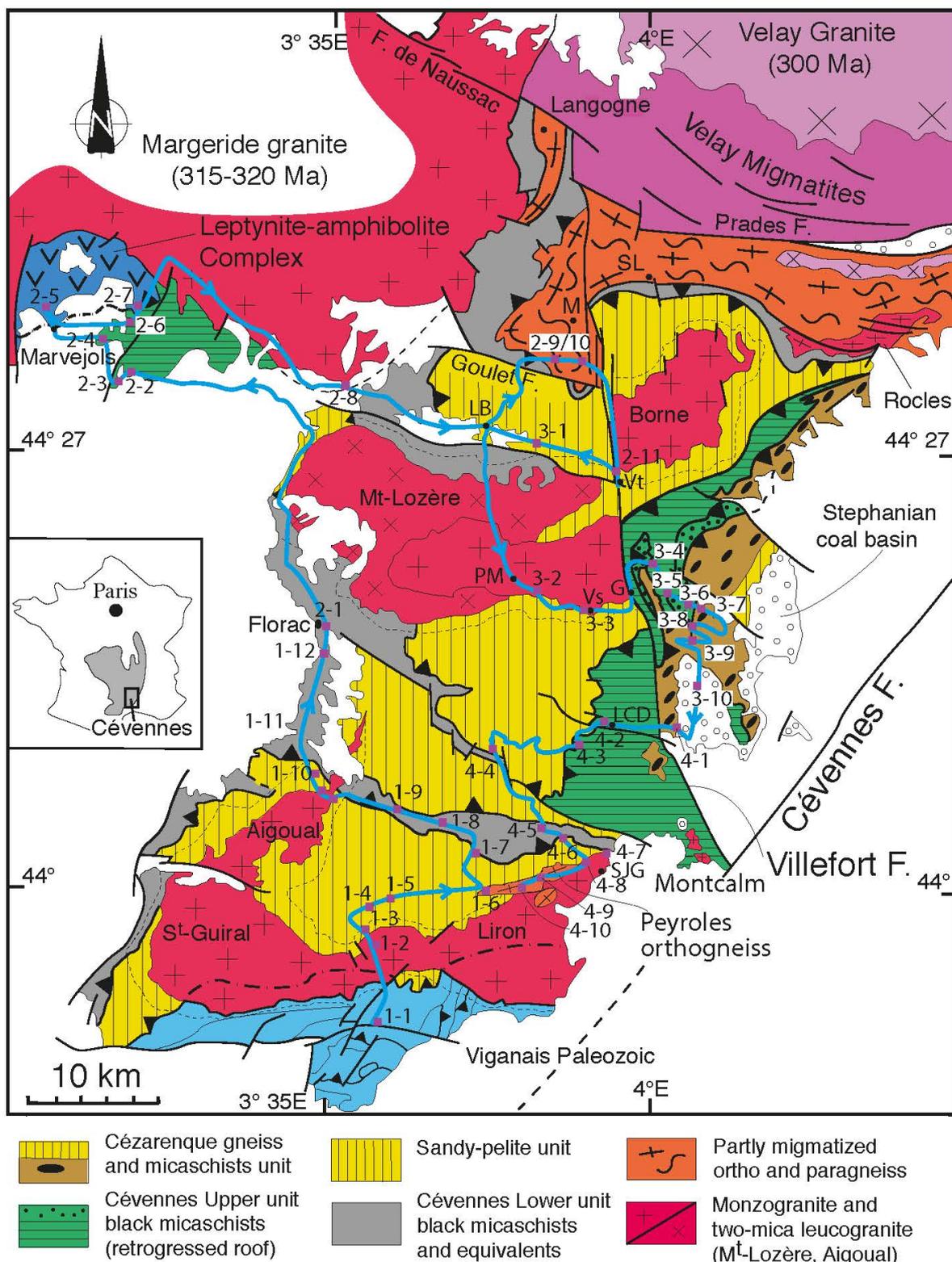


Fig. 2 : Schéma structural des Cévennes montrant les différentes unités lithotectoniques et le trajet de l'excursion (d'après Faure et al., 2001). G : Genolhac, LB : Le Bleymard, LCD : Le Collet-de-Dèze, M : Masméjean, PM : Le Pont-de-Montvert, SJG : St-Jean-du-Gard, SL : St-Laurent-les Bains, Vs : Vialas, Vt : Villefort. Les carrés violets indiquent les arrêts proposés.

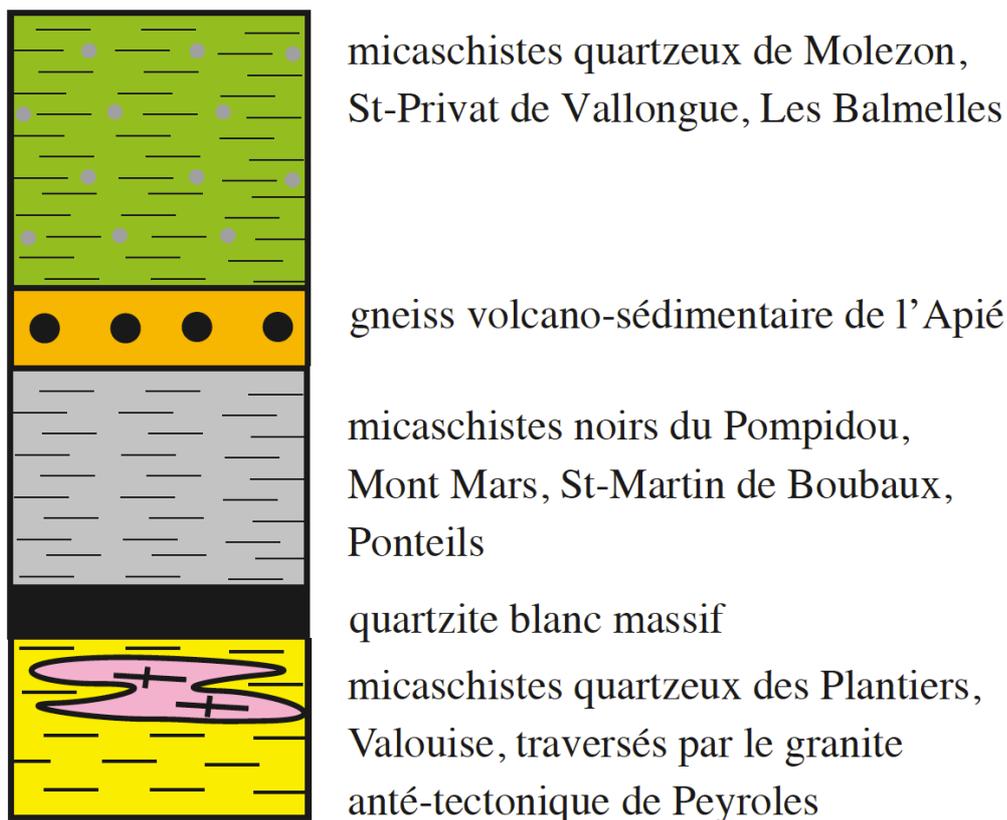


Fig. 3 : Colonne litho-stratigraphique synthétique des formations des Cévennes (d'après Brouder, 1963).

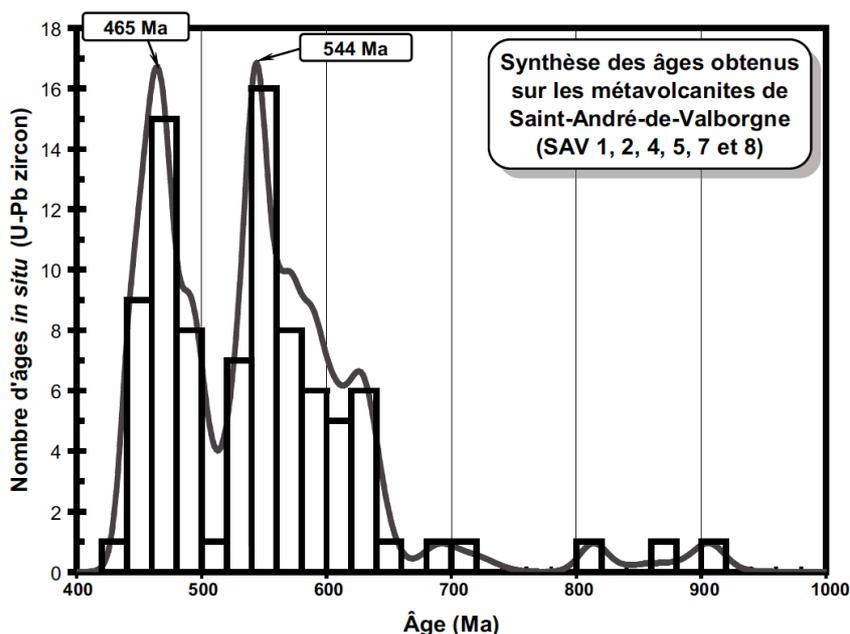


Fig. 4 : Histogramme de fréquence des âges U-Pb sur zircon obtenus dans les formations volcano-sédimentaires des micaschistes des Cévennes montrant deux pics à 465 Ma et 544 Ma indiquant la présence d'au moins deux épisodes magmatiques paléozoïques (Cocherie in Faure et al., 2009b).

3. L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)

Sur le trajet de l'excursion, cette unité s'observe dans la vallée du Lot, au Sud de Marvejols et dans la Cézarenque, au Nord d'Alès.

a) Au Sud de Marvejols, la *série métamorphique du Lot* est constituée de micaschistes à biotite, grenat, staurotide, de micaschistes quartzeux et de métaconglomérats. Plusieurs corps intrusifs se sont mis en place dans cette série, notamment la métadiorite des Picades et l'orthogneiss de Marvejols. Le premier est daté à 540 ± 12 Ma par la méthode de dilution

isotopique U/Pb sur des populations de zircons (Pin and Lancelot, 1978). Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite donne 352 ± 1 Ma (Costa, 1989). L'orthogneiss de Marvejols est un granite alcalin avec des mégacristsaux roses de feldspath potassique. Les monazites ont fourni un âge U/Th/Pb à 370 ± 12 Ma soit Dévonien supérieur (Joly, inédit), dont la signification reste mal comprise.

En outre, des pegmatites plus ou moins mylonitisées affleurent immédiatement sous le contact entre les unités inférieure et supérieure des gneiss. Un âge U/Pb sur des populations de zircons donne 346 ± 8 Ma (Pin, 1981). Cet orthogneiss est interprété comme un pluton syncinématique contemporain du chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss.

b) A l'Est de la faille de Villefort, l'*unité de la Cézarenque* est formée de gneiss œillés, de micaschistes et de quartzites. Initialement considérés comme des orthogneiss (Brouder in Elmi et al., 1989), les gneiss œillés, sont maintenant plutôt interprétés comme des métaconglomérats et des formations volcano-sédimentaires (Faure et al., 2001 ; Cousinié et al., soumis). Les yeux sont parfois constitués d'agrégats polycristallins d'albite. Ce plagioclase tardif provient du remplacement (ou albitisation) de mégacristsaux de feldspath potassique (orthose ou microcline) parfois maclés. Certains yeux apparaissent comme des agrégats de quartz, albite et feldspath potassique suggérant qu'il s'agit de galets de microaplite. Même si la présence de corps granitiques (plutons ou filons hypovolcaniques) ne peut pas être exclue, la présence de quartz bleutés et d'intraclastes surmicacés est en faveur de l'hypothèse para-dérivée. Très récemment, des datations par la méthode LA-ICP-MS de zircons extraits de gneiss à grain fin, interprétés comme des filons granitiques, recoupant des meta-grauwackes, ont donné des âges à 486 ± 5 Ma et 483 ± 5 Ma (Ordovicien) pour cette formation (Cousinié et al., soumis).

3. L'Unité Supérieure des Gneiss (USG)

Cette unité affleure dès la sortie nord de Marvejols. Elle comporte une partie inférieure appelé "complexe leptyno-amphibolique" et une partie supérieure formée de migmatites et de micaschistes à biotite-grenat-disthène. Le complexe leptyno-amphibolique de Marvejols est un exemple de référence pour cette formation. Les leptynites (= gneiss clairs sans biotite) dérivent de lave acides (rhyolites, dacites) ou de formations volcano-sédimentaires (tufs acides). Les amphibolites dérivent de gabbros, basaltes, tufs basiques. Les populations de zircon donnent un âge U/Pb à 487 ± 6 Ma pour une amphibolite et 484 ± 6 Ma pour un métagabbro (Pin et Lancelot, 1982). Un orthogneiss de cette unité donne un âge U/Pb sur zircon 478 ± 6 Ma (Pin et Lancelot, 1982). Ces âges de l'Ordovicien inférieur sont interprétés comme ceux du magmatisme bimodal (acide-basique) contemporain du rifting qui a séparé le microcontinent Armorica du Gondwana (cf par ex. Lardeaux, 2014). Il est important de noter que **les complexes leptyno-amphiboliques ne sont pas des ophiolites (lithosphère océanique), mais de la croûte continentale amincie et injectée de magmas basiques**. Ils correspondent à la transition océan-continent des marges continentales passives.

4. Les migmatites pre-Velay (ou de Masméjean)

Au Nord du Mont Lozère et au Sud du Velay (Figs. 1, 2), affleurent des orthogneiss œillés correspondant à des granites cambriens (datés entre 550 et 543 Ma), partiellement fondus entre 329 ± 5 et 323 ± 3 Ma (Viséen supérieur à Serpukhovien). Ces âges sont obtenus par des datations chimiques, et non isotopiques, basées sur les concentrations relatives en U, Th et Pb de la monazite (Bé Mézème et al., 2006). Bien que parfois assimilées aux migmatites du Velay, ces roches sont plus anciennes et indiquent des conditions de fusion

différentes de celles du Velay (Montel et al., 1992). La fusion se produit dans des conditions thermo-barométriques de 700°C et 0,4-0,5 GPa. Bien que probable, une structure en dôme, comparable à celui de la Montagne Noire, n'est pas établie pour ces roches.

B) Les plutons tardi-orogéniques

Les séries métamorphiques des Cévennes et du Gévaudan sont recoupées par les massifs granitiques de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron, du Mont Lozère-Borne et de la Margeride (Figs. 1, 2). Ces massifs présentent de nombreux points communs pétrographiques et structuraux. Ils se sont mis en place à la fin du Carbonifère (Serpukhovien-Bashkirien = Namurien-Westphalien), ou même Moscovien, avant le Carbonifère terminal (Gzhélien) puisque les conglomérats du bassin houiller d'Alès renferment des galets de granite. Tous ces granites sont à chimisme alumineux à peralumineux traduisant une source métapélitique pour la genèse du magma.

Le massif de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron est formé d'un monzogranite porphyrique (= à mégacristsaux de feldspath potassique, de 4 à 10cm de long, appelé parfois « granite à dents de cheval »). La terminaison NW du pluton est constituée d'un réseau dense de filons de microgranites de direction N-S à NNE-SSW, subverticaux ou à pendage est. Les conditions de mise en place sont estimées à 690-700°C et 0,1-0,2 GPa (Najoui et al., 2000). Les datations U/Pb sur zircon et ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur biotite indiquent des âges compris entre 311 et 307 Ma (Brichaud et al., 2008).

La masse principale du massif du Mont Lozère-Borne est également formée de monzogranite porphyrique appelé pluton du Pont-de Montvert-Borne. Le massif de la Borne n'étant que la terminaison orientale de ce pluton, décalée par la faille sénestre de Villefort. Le reste du massif du Mont Lozère est formé de granite à deux micas, rarement porphyrique. Selon l'importance du mica, on distingue le faciès du Sommet de Finiels à muscovite prédominante, et le faciès du Bougès à biotite prédominante. Le coin NW du massif est occupé par un granite à cordiérite appelé adamellite des Laubies (Van Moort, 1966).

Le pluton de la Margeride est un très grand laccolithe qui recoupe l'UGI et l'USG (Fig. 5). Il est formé pour l'essentiel d'un monzogranite porphyrique, et aussi de petites masses de granite à deux micas qui constituent des filons ou des sills. Le détail de sa structure interne et les mécanismes de sa mise en place ne seront pas présentés lors de l'excursion.

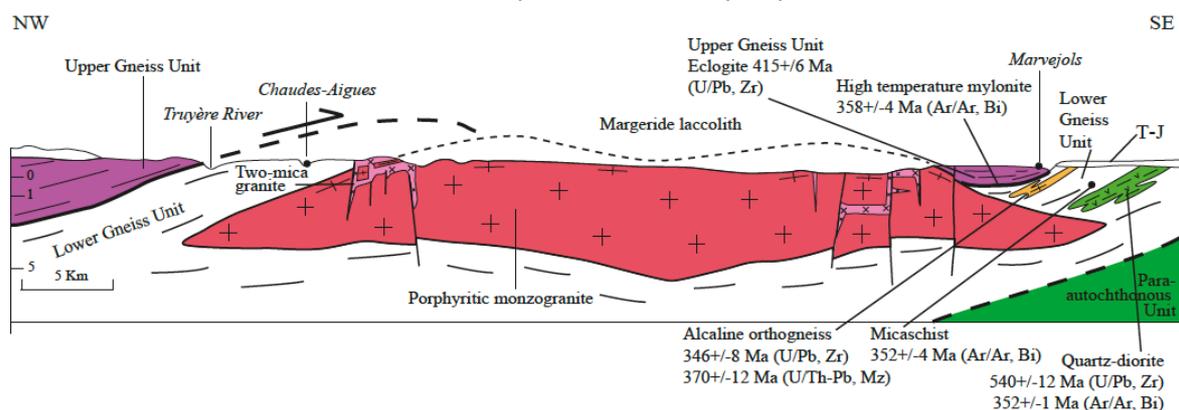


Fig. 5. Coupe de Marvejols à la vallée Truyère montrant la superposition tectonique des unités de gneiss et la forme en laccolithe du pluton de la Margeride (d'après de Goër de Hervé et al., 1994).

Les plutons de monzogranite présentent des orientations préférentielles minérales (ou fabriques) des mégacristsaux de feldspath potassique, des enclaves ou des joints (ou diaclases). Même si cette fabrique est souvent difficile à voir sur le terrain, les études texturales au laboratoire la mettent clairement en évidence. Sa signification tectonique pour

les plutons de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron et du Mont Lozère-Borne sera discutée dans le paragraphe structural.

Enfin, des filons métriques sombres à grain fin à biotite-plagioclase-amphibole ± olivine ± pyroxène de lamprophyres (ou minettes ou kersantites) recoupent les séries métamorphiques et les plutons. Les zircons extraits d'un filon de lamprophyre, recoupant l'orthogneiss de Peyroles, à l'Est de l'Estréchure, a donné un âge U/Pb à 286 ± 3 Ma (Cocherie in Faure et al. 2009b). Cet âge Permien inférieur (Sakmarien) suggère que ces manifestations magmatiques tardives, en partie liées avec le magmatisme du Velay, peuvent être attribuées à l'événement D₅ du Massif central (voir ci-dessous).

C) Le bassin houiller tardi- à post-orogénique d'Alès

Des petits bassins de conglomérats, grès, silts, cinérites et tufs renfermant des niveaux centimétriques à métriques de charbon se rencontrent dans tout le Massif central où ils ont été exploités de longue date. Les couches du bassin de S^t-Etienne ont servi de stratotype pour définir le Stéphaniens, mais internationalement, l'étage Gzhélien est actuellement préféré car il a été établi sur des séries marines plus continues que les dépôts lacustres ou fluviatiles du Massif central.

Le bassin houiller d'Alès est formé par les deux cuvettes de la Grand'Combe et de Bessèges séparées par le horst du Rouvergue (Genna et Debriette, 1996 ; Figs. 2, 6A,B). Les formations gzhéliennes renferment de nombreux fossiles de cryptogammes (Neuroptéris, Pecoptéris, Calamites, Annularia, Cordaites, etc...) ainsi que de rares fossiles d'insectes. Les fougères arborescentes, typiques de la flore houillère, dénotent un climat tropical humide. L'épaisseur cumulée des dépôts houillers du bassin des Cévennes est estimée à plus de 5000 m. Sur la bordure occidentale du bassin, les conglomérats et grès sont discordants sur les séries métamorphiques. La bordure orientale du bassin n'est pas connue, car elle est masquée par les formations mésozoïques de la bordure cévenole.

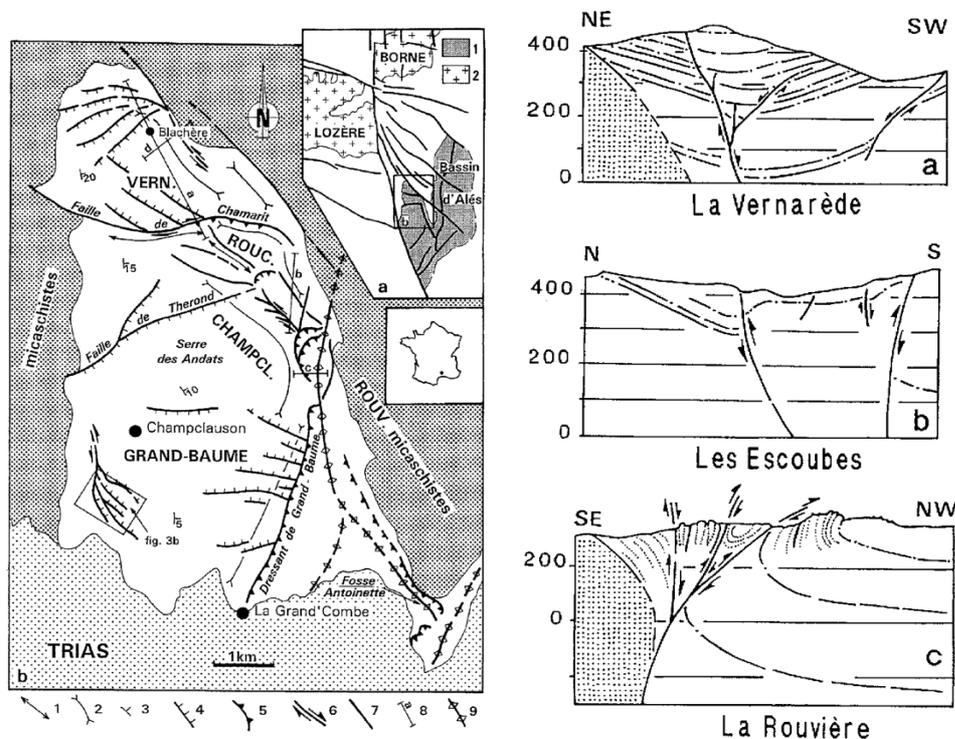


Fig. 6A : Schéma structural du bassin de la Grand'Combe (Genna & Debriette, 1996).

1 : anticlinal, 2 : synclinal, 3 pendage, 4 : faille normale, 5 : chevauchement, 6 : décrochement, 7 : faille, 8 : coupe, 9 : axe de la structure en fleur. Vern : Vernarède ; Rouc : Rouchan ; Rouv : Rouvergue. a, b, c : coupes

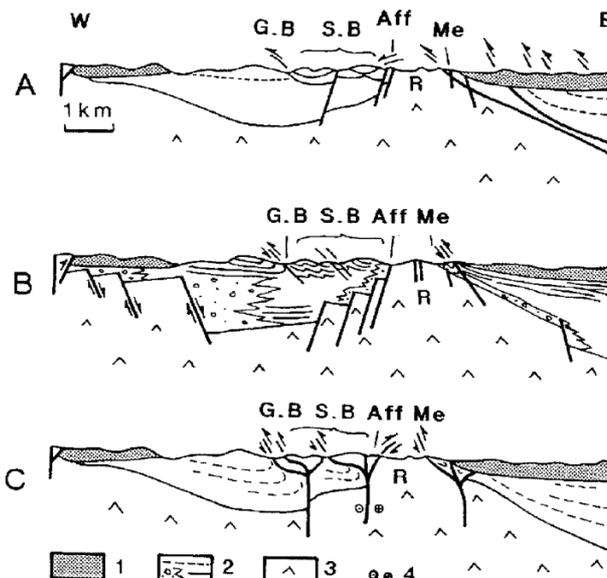


Fig. 6B : Trois interprétations structurales du bassin houiller.
 a: Gras (1970); b: Delénin (1988); c: Genna & Debriette (1996).

Les zircons des tufs interstratifiés dans les sédiments houillers donnent des âges U-Pb (LA-ICP-MS) à 298 ± 2 Ma, soit à la limite Carbonifère-Permien (Bruguier et al, 2003, Fig. 7).

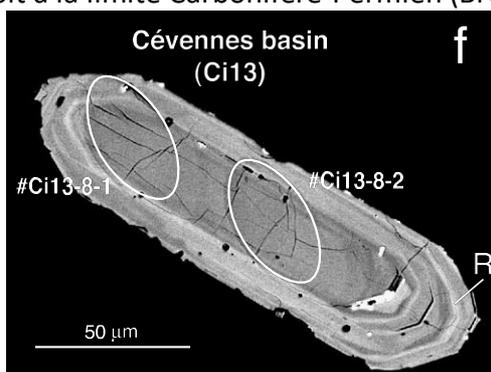


Image en microscopie à balayage d'un zircon d'un tuf du bassin d'Alès. Les ellipses indiquent la zone analysée

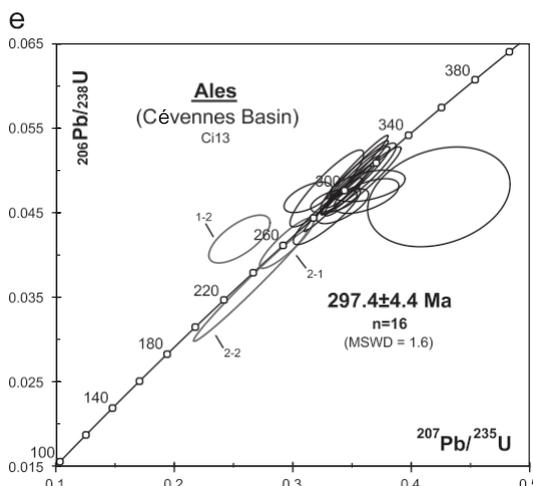
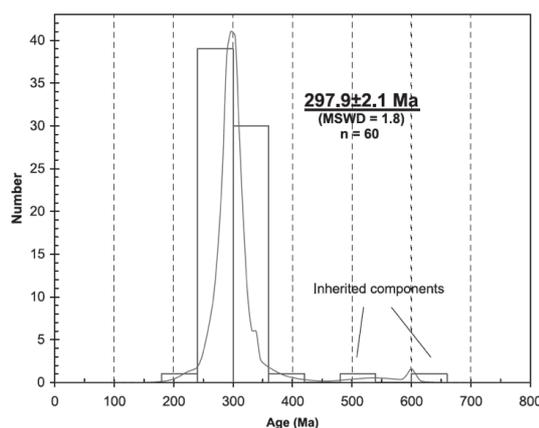


Diagramme Concordia des zircons analysés



Histogramme de fréquence montrant la distribution des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des zircon analysés

Fig. 7 : Géochronologie U/Pb par ma méthode LA-ICP-MS de zircons des tufs du bassin houiller de la Grand'Combe (Bruguier et al., 2003).

Dans les Cévennes, il n'existe pas de dépôt permien avéré. Cependant, la rubéfaction de la partie supérieure des micaschistes, scellée par les grès et arkoses du Trias, résulte de paléaltérations en

climat tropical aride. Ces formations latéritiques pourraient dater du Permien continental contemporain de celui du bassin de Lodève ou de Rodez.

2. L'évolution structurale, métamorphique et plutonique

A) La pile de nappes varisques

A l'échelle de tout le Massif central, on reconnaît 4 événements tectono-métamorphiques appelés D_0 , D_1 , D_2 , D_3 , responsables de l'épaississement crustal (voir Faure et al., 2009 et le site Planet-Terre pour les détails). Lors de cette excursion, on observera essentiellement l'événement D_3 . Cependant, il apparaît utile de tous les évoquer brièvement ici (Fig. 8).

L'événement D_0 n'est reconnu que par ses caractéristiques métamorphiques. Il est représenté par un métamorphisme de haute pression donnant des éclogites et des granulites de haute pression. Ces roches existent dans l'USG de Marvejols où une population de zircon d'un gabbro a donné un âge de 415 ± 6 Ma interprété comme celui du métamorphisme éclogitique. Les conditions thermo-barométriques de D_0 sont de $1,6 \pm 0,4$ GPa et $800 \pm 50^\circ\text{C}$ (Pin & Lancelot, 1982).

L'événement D_1 est exprimé dans l'USG et l'UIG. Il se caractérise par une linéation minérale Nord-Sud (0 à N50E) et par un métamorphisme de moyenne pression-moyenne à haute température à disthène puis sillimanite, développé lors de l'exhumation de l'USG. Des migmatites à sillimanite, (appelées M_1), datées vers 385-375 Ma dans le Limousin (Faure et al., 2008), issues de la fusion partielle des parties les plus hydratées (pélites et orthogneiss), donc les plus fusibles, se forment aussi à ce moment-là. Les roches basiques plus réfractaires, donc moins fusibles, se rétro-morphosent. Les éclogites deviennent des amphibolites (cf. Lardeaux, 2014 et références incluses).

Les événements D_0 et D_1 , d'âge Dévonien, relèvent de l'évolution *éo-varisque*. En termes de géodynamique, ils correspondent à la fermeture de l'océan Médio-européen par subduction vers le Nord, puis à la collision entre Armorica et Gondwana (Faure et al., 2008). Une discussion détaillée de ces phénomènes sort du cadre de l'excursion.

L'événement D_2 est très développé dans l'UIG et parfois dans l'USG, mais jamais dans l'unité méridionale para-autochtone. Il se caractérise par une linéation minérale orientée NW-SE et un métamorphisme de moyenne pression-moyenne température. Biotite, grenat, staurotide sont très répandus, le disthène apparaît rarement. L'événement D_2 est daté vers 360-350 Ma, c'est-à-dire à la limite Dévonien-Carbonifère (Costa, 1989 ; Lardeaux, 2014 ; Do Couto et al., 2016 ; Faure et al. 2017) A l'échelle de la chaîne varisque, il s'agit de la **phase majeure** correspondant à la fermeture de l'océan rhéïque et à la collision entre Baltica et Gondwana.

L'événement D_3 , très développé dans le sud du Massif central est responsable de l'empilement d'unités tectoniques. Son âge évolue du Nord au Sud, du Viséen (345 Ma) à Marvejols, au Serpukhovien (320 Ma), voire Bashkirien (315 Ma) en Montagne Noire. Cet événement peut être vu comme une déformation tardi-collisionnelle.

La région des Cévennes est formée du Sud vers le Nord de la succession suivante: (i) Paléozoïque du Viganais, (ii) Micaschistes des Cévennes, (iii) Unité Inférieure des Gneiss, iv) Unité Supérieure des Gneiss (Fig. 2). Dans le détail, les deux premiers ensembles sont structurés en sous-unités (Figs. 2, 9, 10).

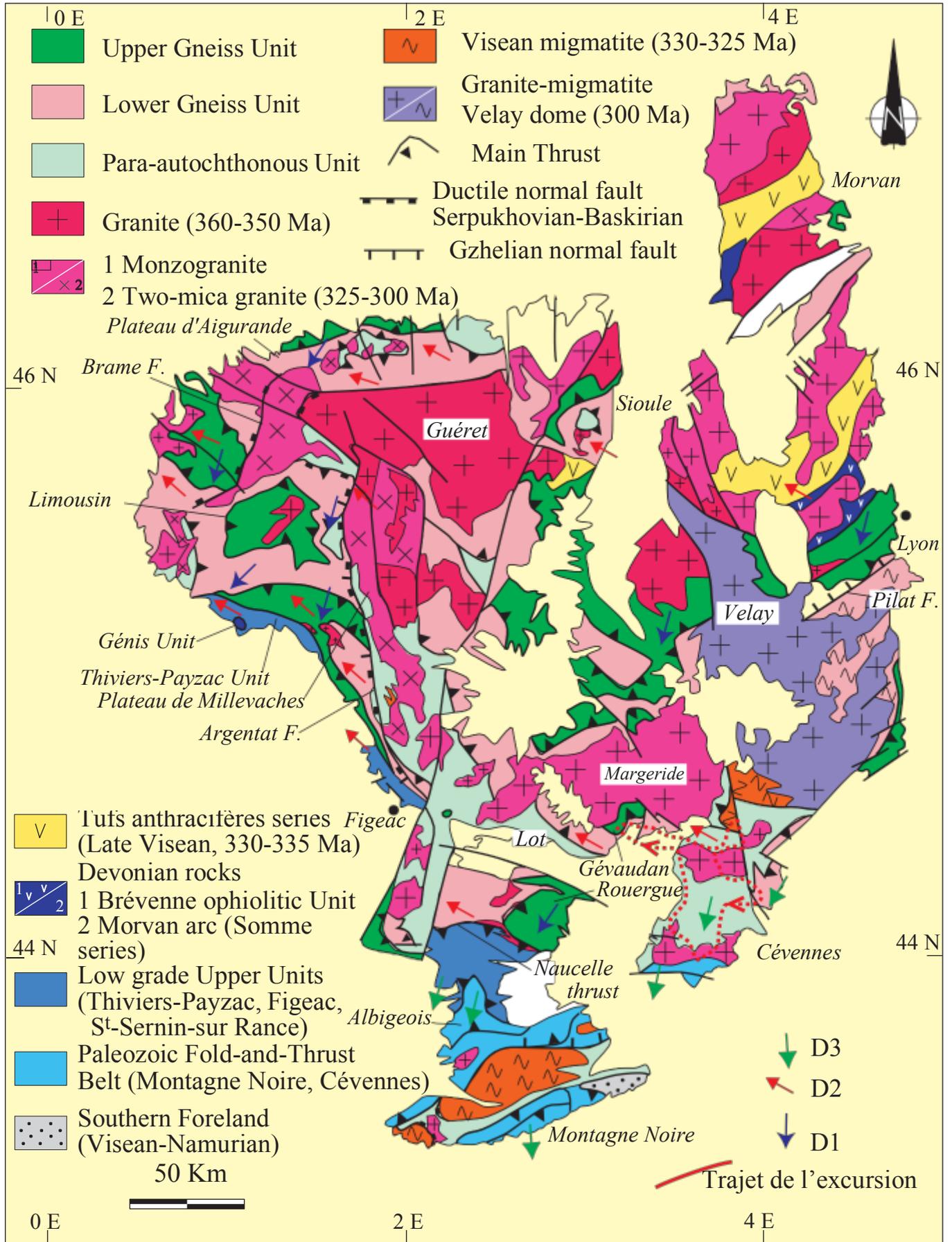
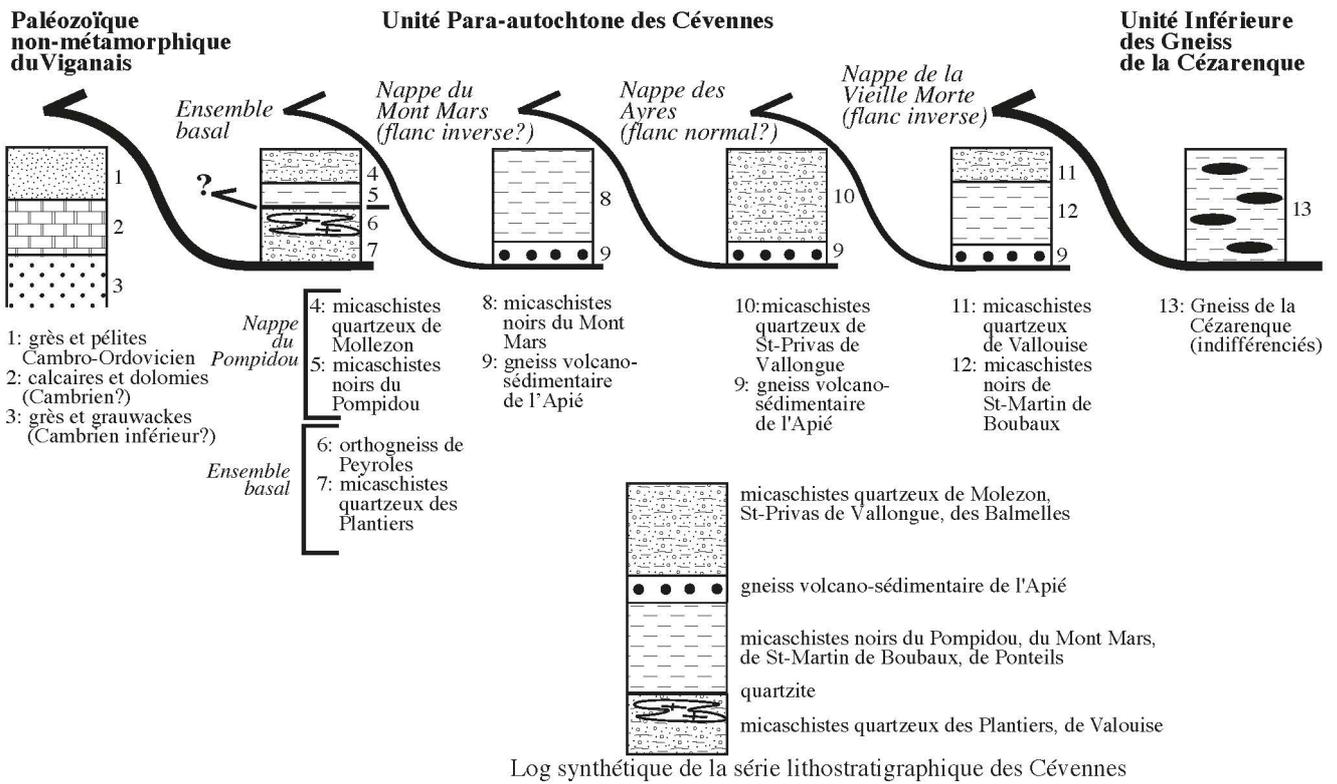


Fig. 8 : Schéma structural du Massif central montrant les principales unités litho-tectoniques et les sens de déplacement associés aux trois événements « épaisissants » (Faure et al. 2009a).



Log synthétique de la série lithostratigraphique des Cévennes

Fig. 9 : Une interprétation possible des répétitions des séries de micaschistes quartzeux et de micaschistes noirs supposant l'unicité du niveau volcano-sédimentaire du gneiss de l'Apié (Brouder, in Faure et al., 2009b).

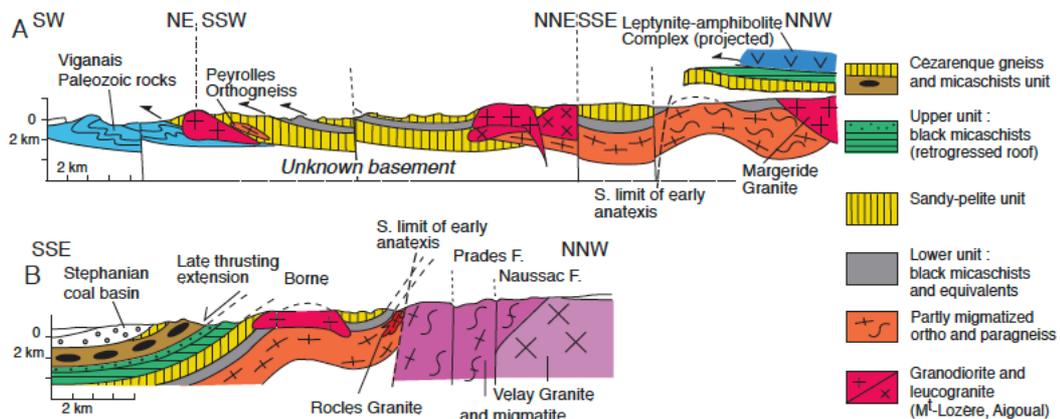


Fig. 10 : Coupes interprétatives de l'architecture des nappes cévenoles (Faure et al., 2001).

Remarque : Schistosité ou foliation.

Dans les domaines profonds, ces deux termes sont largement employés par les structuralistes. Il apparaît cependant utile de définir l'usage qui en est fait dans cet article. Toute déformation ductile (ou continue, ou pénétrative) produit des anisotropies planaires ou linéaires dans une roche. C'est-à-dire que la roche déformée présente un débit « facile ». Cette orientation préférentielle se produit essentiellement de deux façons, (i) soit par une rotation solide des particules constituant la roche, (ii) soit par des cristallisations orientées. Les deux mécanismes ne sont bien sûr pas exclusifs l'un de l'autre. Lorsque la rotation solide prédomine, les grains vont tourner pour s'orienter dans le même plan qui sera appelé « plan de schistosité » (en anglais on utilise le terme « slaty cleavage »). Par exemple, c'est notamment le cas des phyllosilicates (argiles, micas, chlorite) détritiques qui seront responsables d'un débit ardoisier, on parle parfois de « schistosité de flux ». Lorsque la déformation ductile s'accompagne de cristallisations métamorphiques, la croissance des minéraux est contrôlée par la déformation contemporaine. Ainsi, les phyllosilicates néoformés (micas, chlorites) vont se développer dans un plan qui sera

appelé « **plan de foliation** ». Toutefois, le terme de « schistosité de crénulation », plan axial de microplis, est un abus de langage puisque cette surface est formée notamment par des phyllosilicates. Elle devrait être appelée foliation. Dans les deux cas, les plans structuraux de schistosité ou de foliation, sont perpendiculaires à la direction de raccourcissement maximum (souvent appelé axe Z). On notera que cette définition géométrique en terme de déformation ne nécessite aucunement l'intervention de contraintes (pression orientées) ou de notion de tectonique. Les surfaces de schistosité et de foliation peuvent se développer dans tous les contextes : compression, extension, coulissage. Les plans structuraux, et eux seuls, contiennent des structures linéaires ou linéations qui ne doivent pas être confondues avec les structures non-pénétratives, ou localisées, comme les stries sur un miroir de faille.

Toutes les unités cévenoles sont caractérisées par une schistosité de flux dans le Viganais, puis par une foliation métamorphique, à faible pendage vers le Nord dans les Cévennes centrales. Dans les années 1930-40, A. Demay, pionnier de la microtectonique, avait proposé, mais pas démontré, l'existence de plis couchés et de grandes nappes dans les Cévennes. Dans les années 1950-60, comme dans tout le Massif central, la foliation régionale était interprétée, par J. Jung et ses élèves, comme la conséquence de l'enfouissement, de la diagenèse, puis du métamorphisme des roches déposées dans un bassin sédimentaire. On doit à M. Mattauer (1974) l'idée que la foliation plate (ou à faible pendage) résulte de cisaillements ductiles d'échelle crustale associés à de grands chevauchements comparables à ceux de l'Himalaya. Ce schéma est maintenant largement accepté, même s'il doit être nuancé et précisé à l'échelle de toute la chaîne varisque (voir Ledru et al., 1989 ; Faure et al., 2009a ; Lardeaux 2014).

La direction de déplacement des chevauchements est indiquée par la linéation d'allongement qui est aussi la linéation minérale des minéraux métamorphiques. Des critères cinématiques, par exemple micas sigmoïdes, recristallisations en zones abritées (« pressure shadows »), lentilles de quartz sigmoïdes, donnent un sens de chevauchement du Nord vers le Sud. L'épisode tectono-métamorphique majeur des Cévennes (D_1) correspond à la foliation régionale (S_1) à faible pendage, même si elle peut être perturbée par des plis postérieurs. La linéation d'allongement (L_1) est orientée N-S à NE-SW (Figs. 11, 12 ; Mattauer et Etchecopar, 1977 ; Lacassin et Van den Driessche, 1982 ; Arnaud, 1997 ; Arnaud et al., 2004 ; Faure et al., 2001, 2009b). **Rappelons que la première déformation (D_1) des Cévennes correspond à l'échelle de tout le Massif central à la déformation D_3 qui se développe depuis la région de Marvejols, au Nord, jusqu'à la Montagne Noire, au Sud** (voir la table de corrélation des événements tectono-métamorphiques). Cependant, pour des raisons pédagogiques, au cours de cette excursion, la première foliation régionale observée sur le terrain à l'échelle macroscopique sera appelée S_1 . La linéation d'allongement (L_1), portée par S_1 , se présente notamment sous forme de tâches d'oxydes (Viganais), de micas ou de lentilles de quartz (Cévennes centrales) ou d'yeux feldspathiques (Cézarenque). L_1 est rarement préservée dans les métapélites épimétamorphiques qui ont recristallisé au cours de la déformation. Nonobstant, les critères de cisaillement indiquent un sens de transport des nappes cévenoles vers le Sud ou le SW. Des plis intrafoliaux, ou isoclinaux, (P_1) dont le déversement peut être indifféremment vers l'Est ou l'Ouest, sont aussi attribués à la déformation D_1 (Fig. 12, Photo A).

La déformation cisillante incrémentale.

La foliation des séries métamorphiques des Cévennes est aussi déformée par des plis couchés centimétriques à métriques ($P_{1.5}$), d'axes NW-SE associés à une schistosité de crénulation de plan axial ($S_{1.5}$). Une linéation de crénulation ($L_{1.5}$) est également parallèle aux axes de plis NW-SE (Fig. 12). Bien que d'axes perpendiculaires aux plis P_1 , les plis $P_{1.5}$ admettent les mêmes directions de déformation que les plis P_1 car il représentent en fait un *incrément tardif de la même déformation cisillante D_1* . Aussi par souci de simplification, et afin d'éviter la multiplication des phases microtectoniques, ils seront rapportés ici à l'événement D_1 .

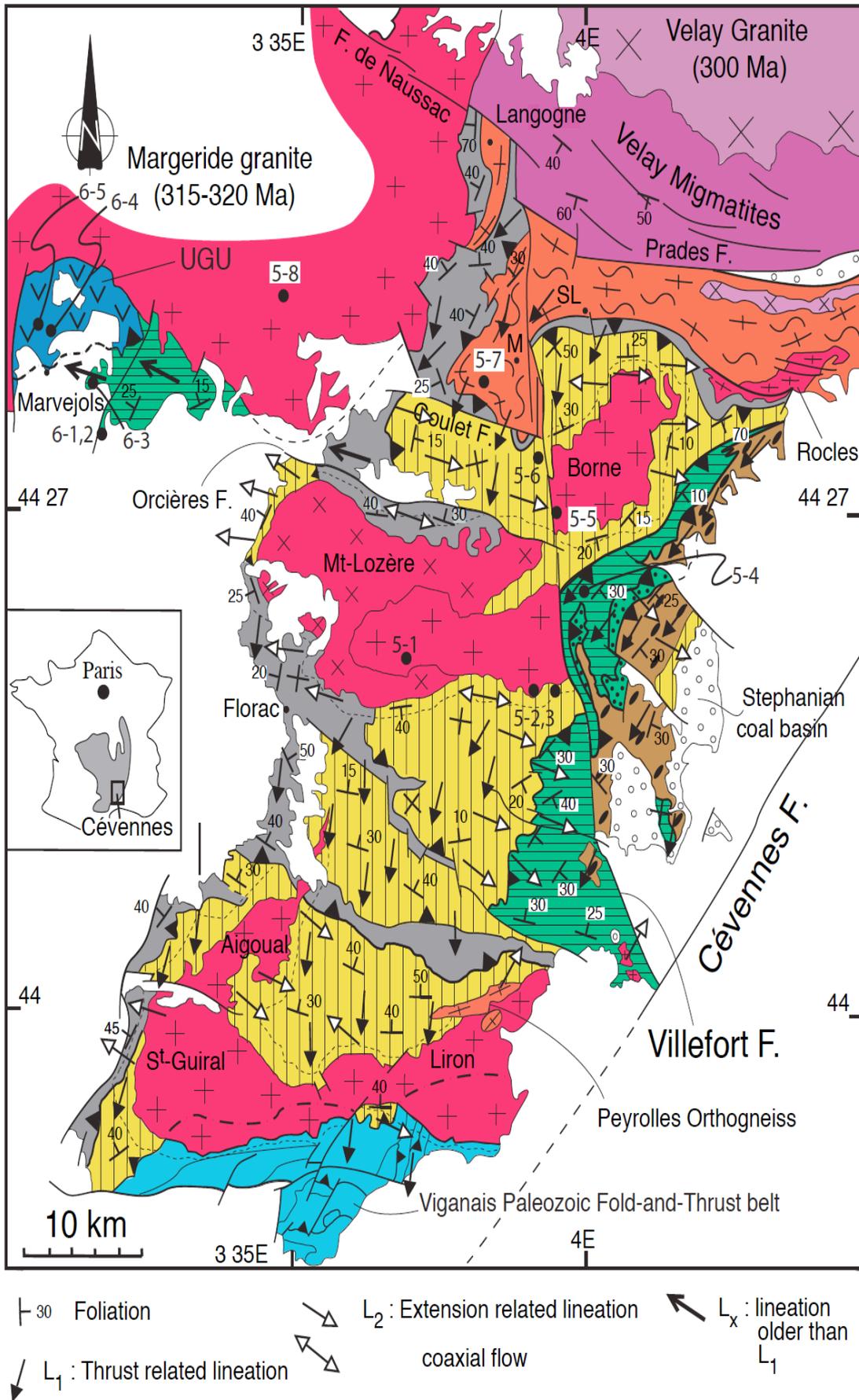


Fig. 11 : Schéma structural des Cévennes montrant les structures planaires et linéaires formées lors des événements D₁ et D₂ des Cévennes (d'après Faure et al., 2001).

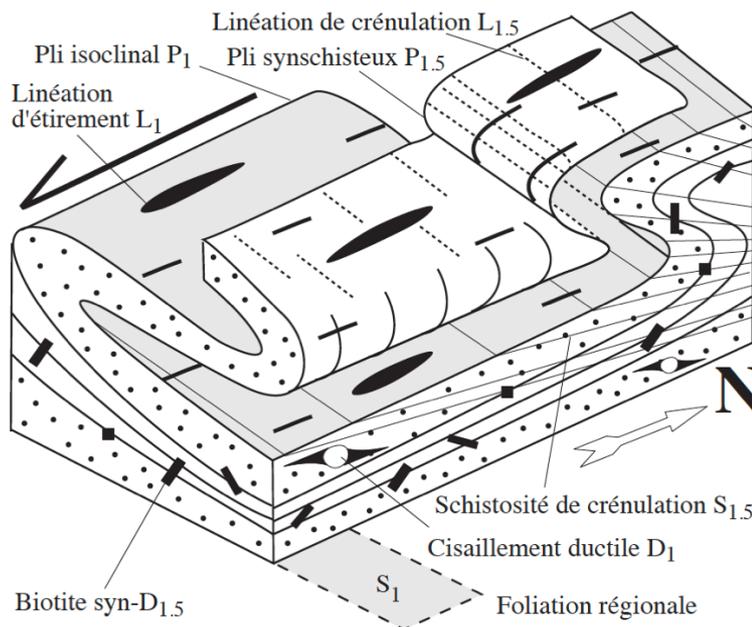


Fig 12 : Bloc diagramme montrant les structures : foliation S_1 , linéation L_1 , plis intrafoliaux P_1 formés lors de l'événement D_1 précoce et les plis synschisteux ($P_{1.5}$, $S_{1.5}$) et crénulation $L_{1.5}$, plus tardives que D_1 mais interprétées ici comme des incréments tardifs de D_1 . Des biotites post-foliales, (rectangles noirs), cristallisent après $S_{1.5}$ (Faure et al., 2001).



Photo A : Plis isoclinaux P_1 d'axe N-S ou NE-SW (St-Hilaire-de-Lavit)

La déformation principale D_1 est contemporaine d'un métamorphisme de faciès schiste vert à amphibolite (Rakib, 1996 ; Brouder in Faure et al., 2009b ; Montmartin, 2021). Les paragenèses à quartz-mica blanc (séricite ou muscovite)-chlorite (\pm apatite \pm ilménite \pm tourmaline) sont les plus communes. Le chloritoïde, associé à la chlorite, apparaît dans les schistes noirs. Le grenat est présent dans les roches les plus alumineuses. Selon Rakib (1996) et Arnaud (1997), ces assemblages définissent des conditions thermo-barométriques de $500 \pm 30^\circ\text{C}$ et $0,5 \pm 0,05$ GPa.

En outre, les micaschistes contiennent des porphyroblastes de biotite et de grenat obliques sur la foliation S_1 mais déformés (Photo C). Il existe donc un métamorphisme tardi- S_1 dont les isogrades recoupent la foliation régionale (Fig. 13), attribué à l'incrément $D_{1.5}$.

Une étude de la température maximale atteinte par les micaschistes des Cévennes a été récemment réalisée par la mesure de la cristallinité du graphite par spectrométrie Raman (Montmartin, 2021). A l'exception du Viganais où une élévation de température peut être mise en évidence au passage du chevauchement des micaschistes sur les séries épimétamorphiques, ces températures ne

montrent pas d'organisation nette des isothermes parallèlement à la foliation S_1 qui permettrait de les rapporter à l'événement D_1 . En revanche, la géométrie des isogrades suggère une source de chaleur sous-jacente aux micaschistes des Cévennes centrales qui serait contemporaine de l'incrément $D_{1.5}$ (Fig. 14).

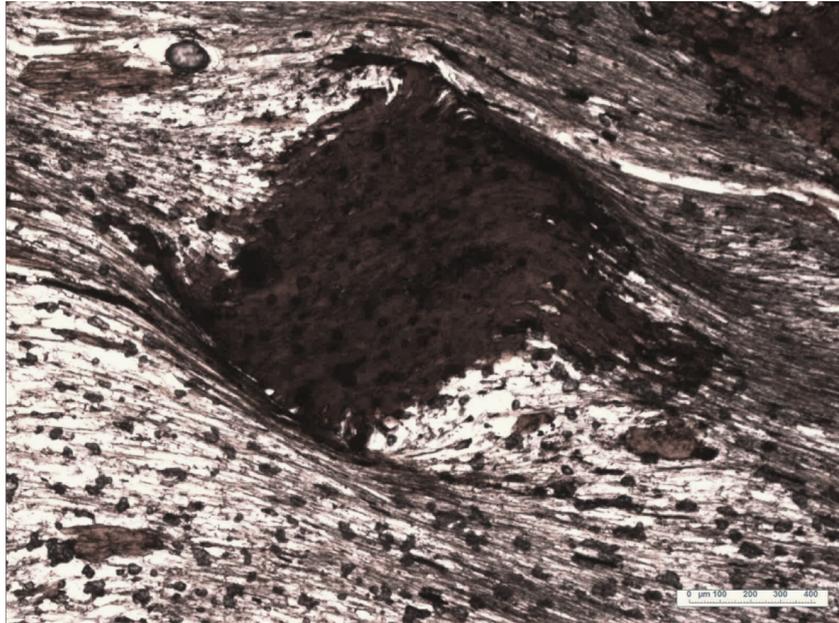
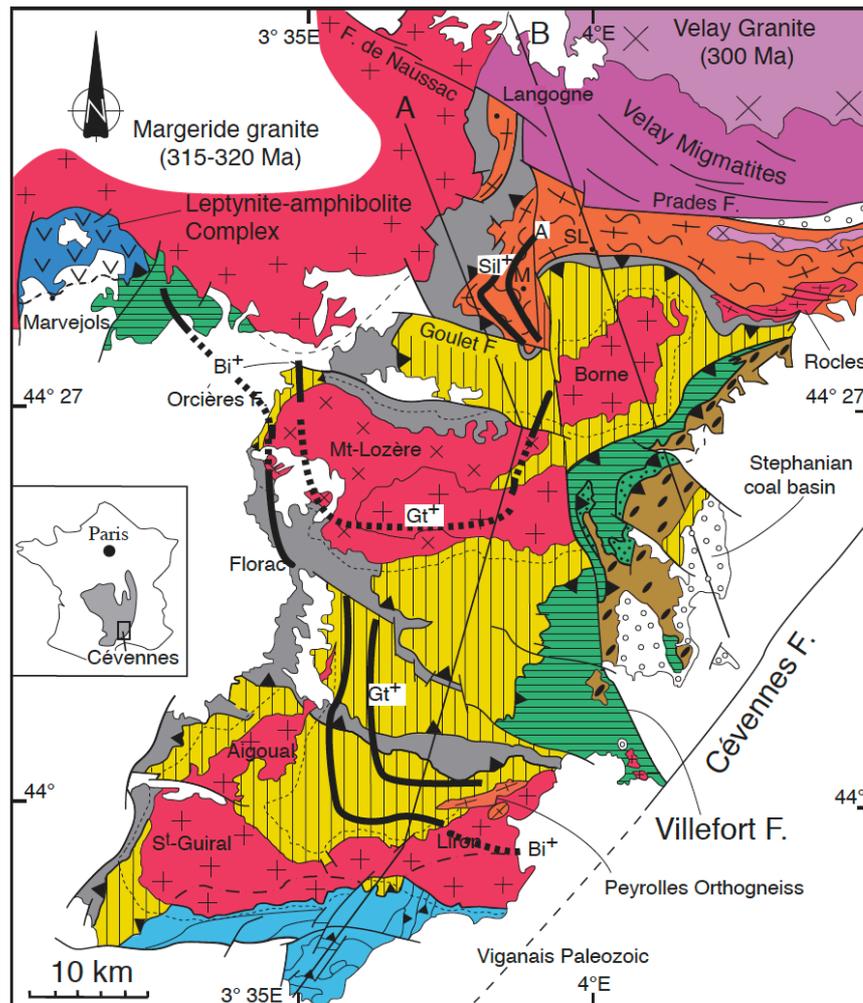


Photo C : Biotite syn- S_1 déformée par $D_{1.5}$, datée à 320 Ma en Ar/Ar (Cassagnas)

Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ donnent des valeurs comprises entre 345-335 Ma pour des biotites et muscovites de la Cézarenque et 325-320 Ma pour des biotites de la métadiorite d'Aire de Côte et des muscovites dans la série micaschisteuse (Caron, 1994 ; Montmartin, 2021). Ainsi dans les Cévennes centrales, un âge autour de 325-320 Ma pour la déformation syn-métamorphe D_1 est probable.

La signification thermique de l'incrément $D_{1.5}$ est encore discutée. Une possibilité serait d'interpréter l'élévation de température comme liée à un dôme migmatitique caché sous les Cévennes centrales, comparable à celui qui affleure dans les Cévennes septentrionales, au Sud du massif du Velay (Figs. 1, 13).



Bi⁺ : biotite Gt⁺ : garnet Sil⁺ : sillimanite A : anatexis

Fig. 13 : carte des isogrades métamorphiques de l'événement D2 (adapté de Rakib, 1996).
Pour la légende voir figure 2.

B) La déformation ductile post-nappe (D₂)

L'événement D₂ des Cévennes relève d'une autre logique tectonique que l'évènement D₁. La foliation régionale est déformée par des bandes de cisaillement obliques sur S₁, associées à une linéation minérale ténue, des crénulations de la foliation S₁, et des stries NW-SE marquées par des biotites, des micas blancs ou des chlorites. Des lentilles sigmoïdes de quartz (parfois à tourmaline) sont aussi attribuables à D₂. Dans la partie orientale des Cévennes centrales et en Cézairenque, les critères cinématiques indiquent un cisaillement vers le SE de la partie supérieure, alors qu'à l'Ouest, au Nord de Florac, ou vers Meyrueis, les cisaillements sont vers le NW. Les conditions thermo-barométriques de l'évènement D₂ sont estimées à 680°C et 0,4 GPa (Rakib, 1996). Des datations ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur muscovite donnent des âges proches de 315-300 Ma (Najoui et al., 2000 ; Montmartin, 2021). Cependant l'effet thermique dû à la mise en place des plutons reste limité à l'auréole de métamorphisme de contact. Il n'interfère pas avec le métamorphisme de l'incrément D_{1.5}.

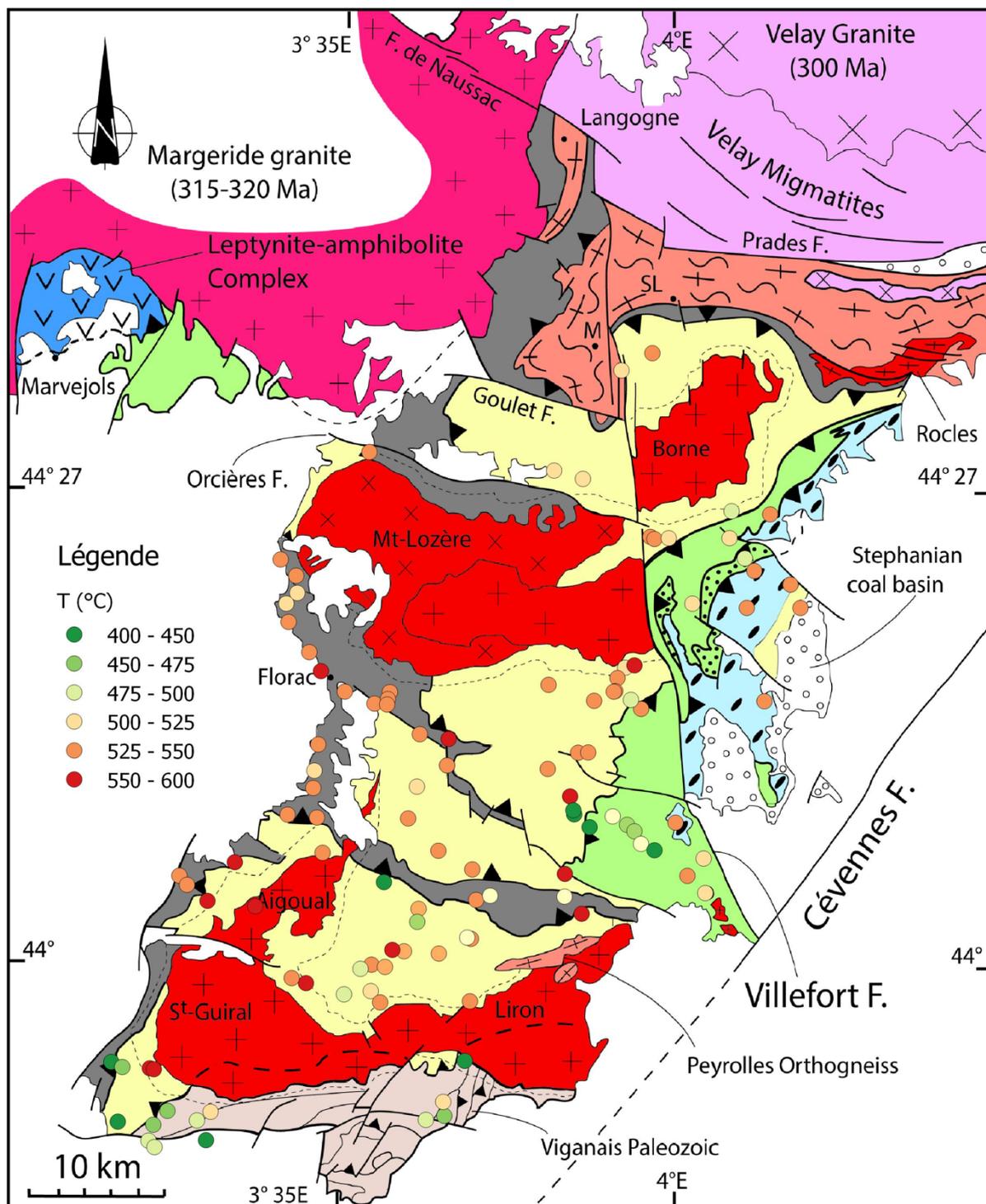


Fig. 14 : Températures raman déduites de la mesure de la cristallinité du graphite (Montmartin, 2021).
Pour la légende voir figure 2.

C) La mise en place des plutons syn-tectoniques

Les plutons granitiques du Mont Lozère-Borne et de l'Aigoual-St-Guiral-Liron sont intrusifs dans la pile de nappe formée lors de D_1 , et affectée par D_2 . Une auréole de métamorphisme de contact à biotite, muscovite, andalousite, et plus rarement grenat, se surimpose sur la foliation D_1 . Des études de la fabrique (= orientation préférentielle des minéraux constitutifs) des granites et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) mettent en évidence une fabrique planaire et linéaire des minéraux granitiques acquise lors de leur cristallisation. L'ASM définit une linéation magnétique NW-SE à E-W développée lors de la mise en place des plutons (Faure, 1995 ; Faure et al., 2001; Talbot et al., 2004,

2005; Figs. 15A, 16). En outre, les données gravimétriques montrent que les plutons granitiques du Mont Lozère-Borne et de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron sont des laccolithes enracinés à l'Ouest et déversés vers l'Est (Faure et al., 2001; Talbot et al., 2004, 2005; Fig. 17). Les bordures orientales et occidentales des plutons sont déformées ductilement par des failles normales (rarement observées) ou des structures extensives qui abaissent l'encaissant par rapport au granite, respectivement vers le SE à l'Est et le NW à l'Ouest. Les biotites et andalousite du métamorphisme de contact sont également orientées selon la même direction E-W à NW-SE. Les filons de microgranites de la bordure NW du massif de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron sont des fentes de tension ouvertes lors d'un étirement NW-SE à E-W (Fig. 15B ; Talbot et al., 2005). Tous ces éléments structuraux conduisent à interpréter la déformation qui affecte les plutons cévenols et leur encaissant comme une phase extensive qui accommode l'exhumation de la pile de nappe édifée durant D₁. **Les plutons des Cévennes sont donc des massifs syntectoniques contemporains de la phase D₂.**

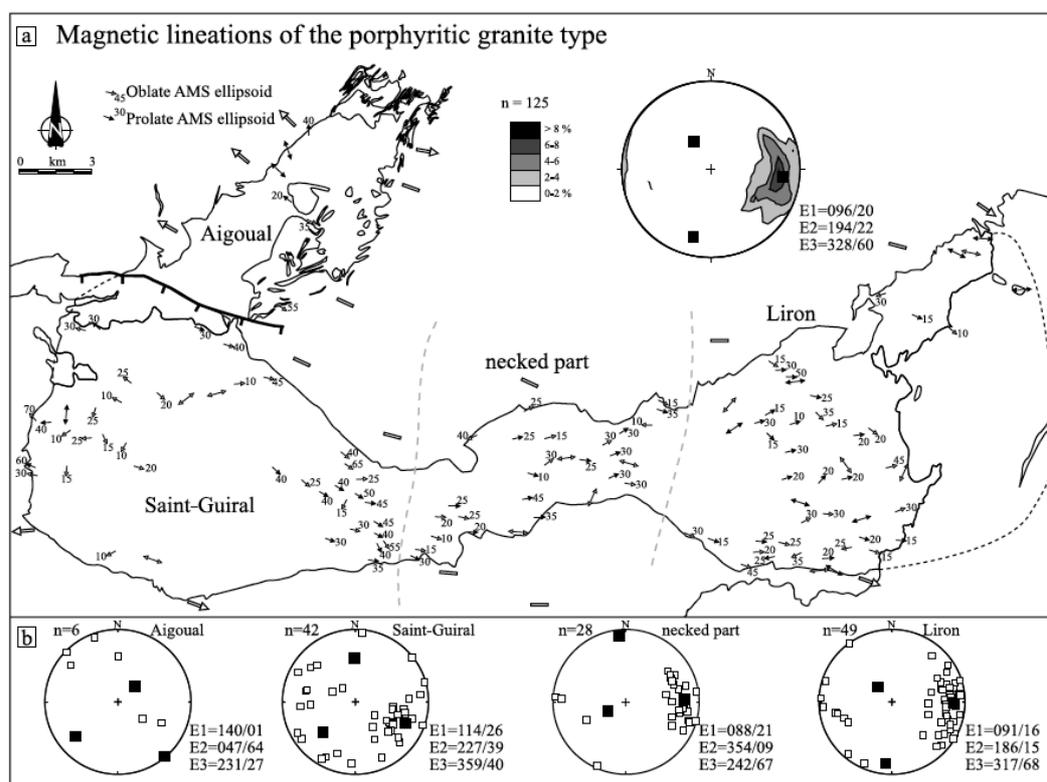


Fig. 15A : Carte des linéations magnétiques du pluton de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron (Talbot et al., 2005)

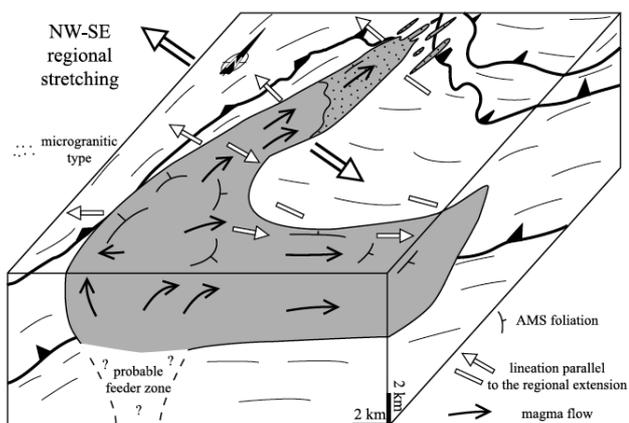


Fig. 15B: Bloc diagramme interprétatif des trajectoires de foliation et de linéation dans le pluton de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron (Talbot et al., 2005)

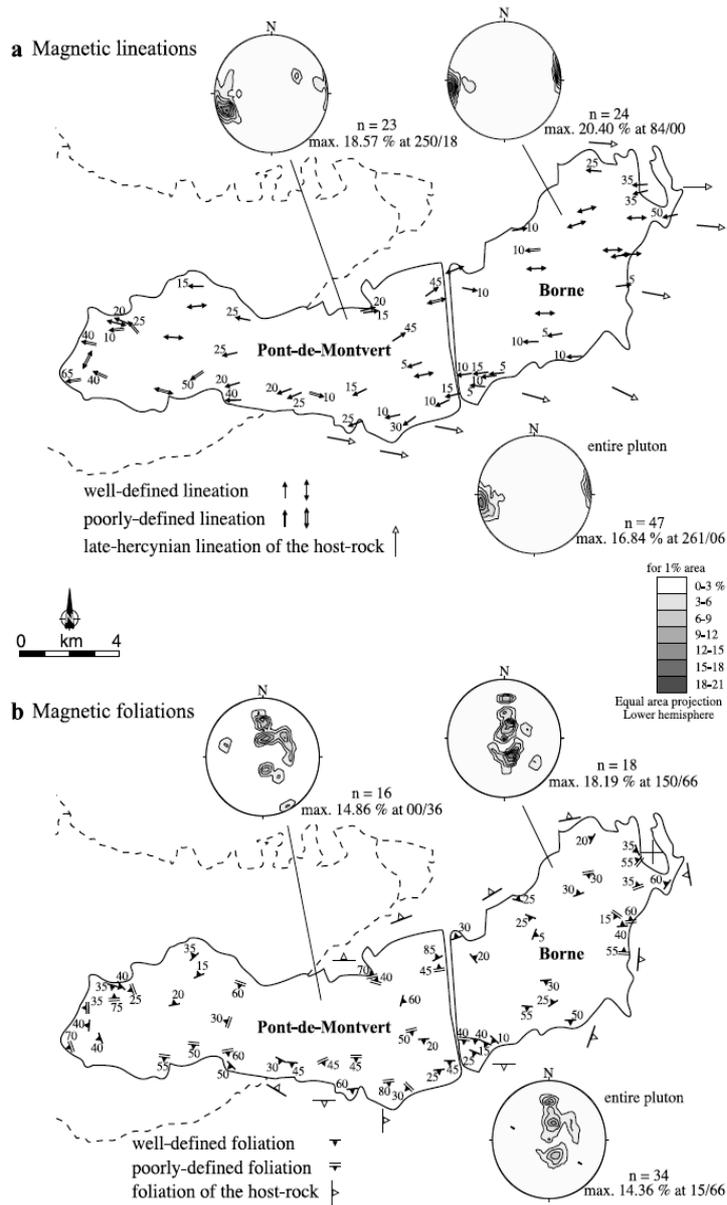


Fig. 16 : Carte des foliations et linéations magnétiques du pluton du Pont-de-Montvert-Borne (Talbot et al., 2004)

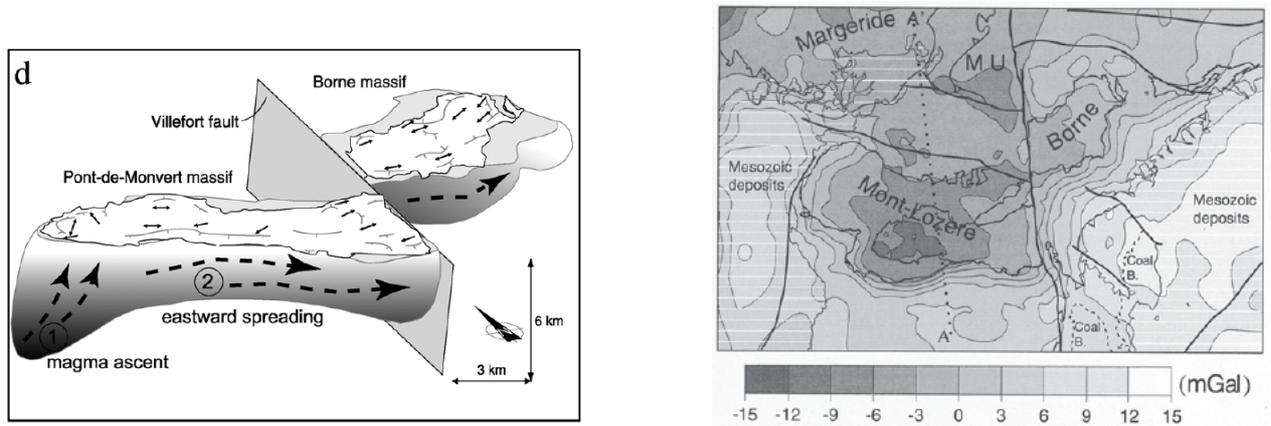


Fig 17: Architecture 3D du pluton du Pont de Montvert-Borne déduit de la modélisation gravimétrique de l'anomalie de Bouguer (Talbot et al., 2004)

A l'échelle de tout le Massif central, cet événement extensif syn-plutonique représente l'événement D₄ observé du Nord du Limousin aux Cévennes (Faure et al., 2009a ; Fig. 18).

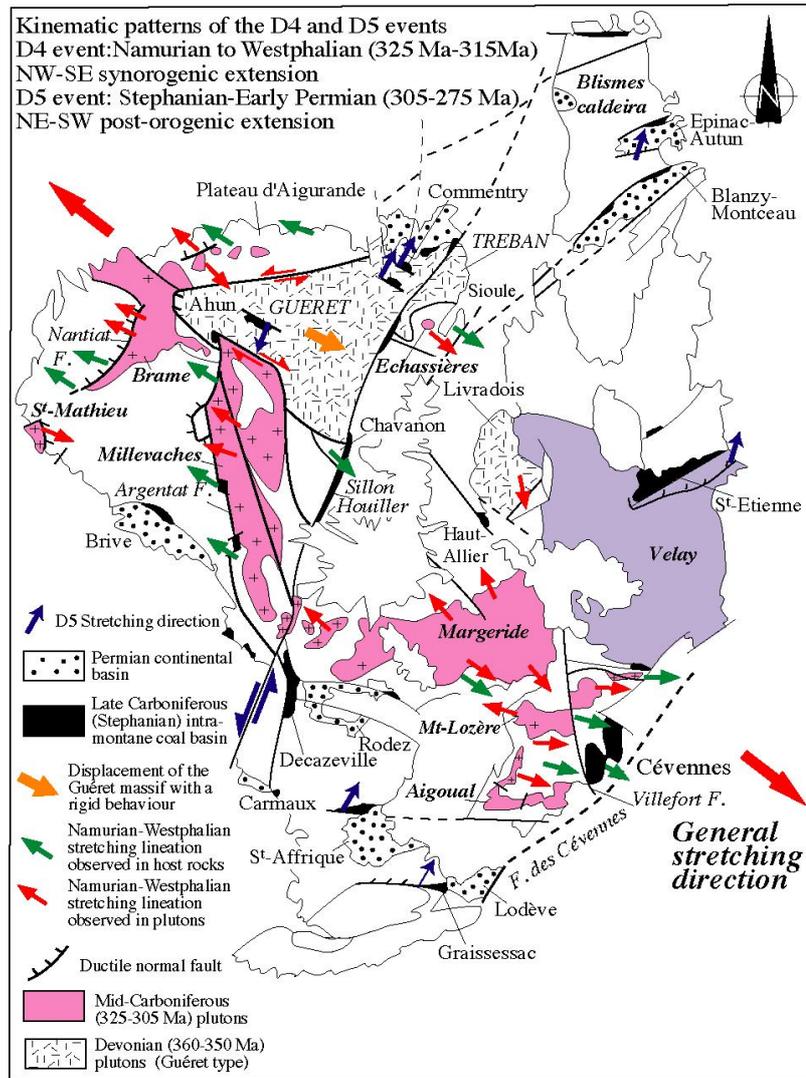


Fig. 18 : Carte des événements D4 et D5 du Massif central (Faure et al. 2009a)

La figure 19 est une synthèse de l'évolution thermique du para-autochtone cévenol à partir des températures raman contemporaines des événements D₁, D_{1.5} et D₂ (Montmartin, 2021).

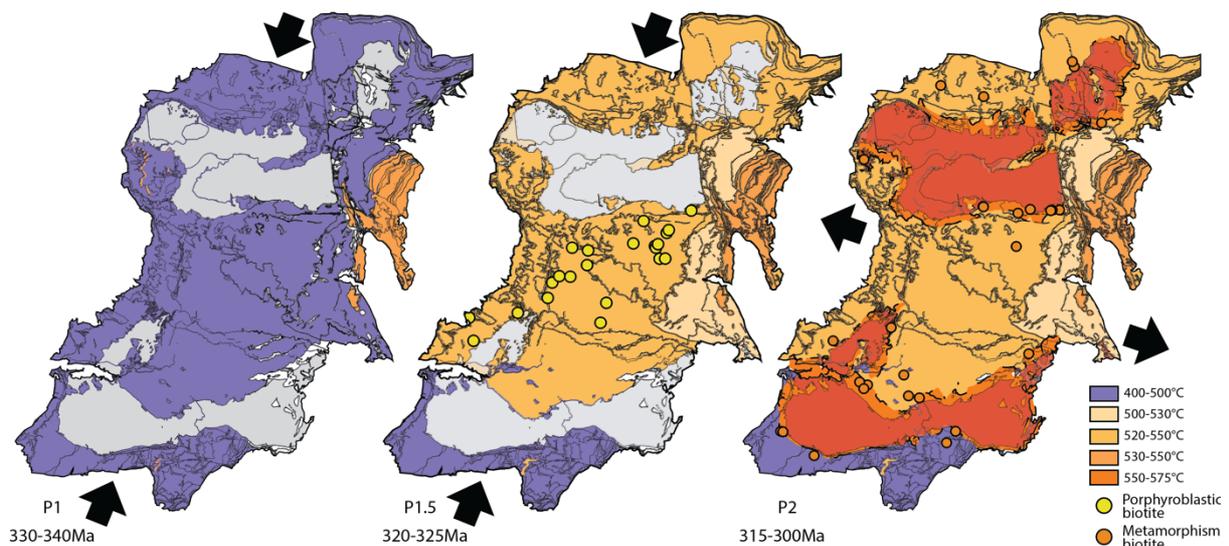


Fig. 19 : Carte des températures raman associées aux événements D₁ et D₂ des Cévennes (ou D₃ et D₄) du Massif central (Montmartin, 2021). Les flèches convergentes indiquent l'épaississement D₁ et D_{1.5}. Les flèches divergentes traduisent l'extension D₂. Sur la carte du centre, les cercles jaunes représentent les porphyroblastes de biotite, sur celle de droite, les cercles en orange représentent les biotites du métamorphisme de contact autour des plutons.

D) Les bassins houillers témoins de l'extension tardi- à post-orogénique (D₅)

Dans tout le Massif central, les bassins houillers d'âge Gzhélien, sont des demi-grabens bordés par une faille normale ou normale à composante décrochante dextre (par exemple St-Etienne, Graissessac, Figs. 1, 18). Quelle que soit l'orientation de la faille bordière, la direction d'ouverture du bassin, donnée par la strie sur le miroir de faille, indique une direction d'étirement maximum N-S à NNE-SSW. Ces bassins intramontagneux se forment lors de l'extension tardi- à post-orogénique qui participe au stade final du "des-épaississement" (ou effondrement) de la chaîne varisque (Malavieille et al., 1990). Il s'agit de la phase D₅ du Massif central (Faure et al., 2009a).

Dans les Cévennes (Fig. 2), la faille bordière du bassin houiller est masquée par les dépôts mésozoïques, ainsi ce bassin n'apporte pas d'information structurale sur le régime tectonique qui accompagne sa formation (Fig. 6 ; Genna et Debriette, 1996 ; Djarar et al., 1996).

Par ailleurs, une déformation extensive vers le NE, reconnue au toit de l'orthogneiss de Peyroles (Arnaud et Burg, 1993) pourrait être attribuée à l'événement D₅. Il en est de même pour la déformation observée dans l'auréole métamorphique du petit massif granitique de Montcalm au SW d'Alès (Fig. 2 ; Allemand et al., 1997). Pour une discussion plus détaillée de la place du plutonisme et de la sédimentation houillère dans le des-épaississement de la chaîne varisque du Massif central voir Faure (1995).

Conclusion

Grâce à ses bonnes conditions d'affleurement, la région des Cévennes-Gévaudan permet de bien documenter l'empilement des diverses unités du Nord vers le Sud : USG, UIG, UPA, UPC, la déformation polyphasée associée à la formation des nappes du domaine para-autochtone de la chaîne varisque du Massif central pendant l'épaississement. L'évolution thermique syn- à tardi-épaississement est complexe et demeure encore incomplètement élucidée. Les plutons granitiques et leurs auréoles de contact apportent des informations sur les relations entre les structures associées à la mise en place des magmas et l'extension tardi-orogénique régionale. En outre, les micaschistes des Cévennes renferment aussi des minéralisations à Au, Sb, Ag, Pb, Zn, Ba mises en place lors du dés-épaississement tardi-varisque ou lors du rifting liasique qui caractérise la bordure cévenole au moment où s'ouvre l'océan liguro-piémontais des Alpes.

Références

Pour les Cévennes, l'essentiel des références se trouve dans la notice de la carte géologique au 1/50 000 St-André-de-Valborgne (Faure et al., 2009b) téléchargeable gratuitement sur le site BRGM.

Alabouvette B., Arthaud F., Bodeur Y., Barthes J.-P., Paloc H., Aubague M. (1988) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Vigan (937) - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 68 p.

Allemand P., Lardeaux J.-M., Dromart G., Ader M. (1997) – Extension tardi-orogénique et formation des bassins intracontinentaux : le bassin stéphanien des Cévennes. *Geodinamica Acta*, 10, 70-80.

Arène J., Berger G.M., Gras H., Poidevin J.L., Sauvel C. (1978) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Alès (912) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p.

Arnaud F. (1997) - Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisque : les Cévennes centrales (Massif central français) - Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses. Thèse doct. Géol, Institut National Polytechnique de Lorraine, 266 p.

Arnaud F., Burg J.P. (1993) - Microstructures des mylonites schisteuses : cartographie des chevauchements varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique. *C.R. Acad Sci, Paris*, 317, II, 1441-1447.

Arnaud, F., Bouiller A.M., Burg J.P. (2004) - Shear structures and microstructures in micaschists: the Variscan Cévennes duplex (French Massif Central). *Journal of Structural Geology*, 26, 855–868

Arthaud F., Mattauer M., Matte P. (1969) - La direction des plis couchés penniques de la phase majeure hercynienne est subméridienne dans les Cévennes méridionales. *C.R. Acad. Sci, Paris*, 269, D, p.556-559.

Bé Mézème E., Cocherie A., Faure M., Legendre O., Rossi P. (2006) - Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. *Lithos*, 87, 276–288.

Berger G.M. (1972) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Anduze (938) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 23 p.

Briand B., Legendre C., Prax J.Y., Rousset C., Karnay G., Talbot J.-Y., Joly A. (2009). – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Geniez-d'Olt (861). – BRGM, Orléans, Notice explicative par Legendre C., Briand B., Thierry J., Lebreton P., Joly A., Bertin C., Coint N., Cotten J., Guillou H., 185 p.

Brichau S., Respaut J.P., Monié P. (2008) - New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, (Geol. Rundsch.) 97 : 725-738.

Brouder P. (1963) - Description d'une succession lithologique avec niveaux-repères dans les schistes cristallins des Cévennes près de Villefort (Lozère). *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 828-834, 2 fig.

Brouder P. (1964) - Niveaux-repères dans la série métamorphique des Cévennes centrales (Massif central français). *Bull. Soc. géol. France*, (7), VI, p. 699-703, 1 fig.

Brouder P. (1968) - De la présence de nappes-plis de style pennique dans une série métamorphique hercynienne : les Cévennes, massif central français. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 267, 575-578.

Brouder P. (1971) - Les étapes de formation d'un édifice hercynien polyphasé : les Cévennes (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 273, 27-29.

Brouder P. (1973) - Un document sur la limite Cambrien-Antécambrien dans les Cévennes : les Gneiss de Peyroles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 278, D, p.2617-2620.

Brouder P., Gèze B., Macquar J.C., Paloc H. (1977) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Meyrueis (910) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 29 p.

Bruguier O., Becq-Giraudon J.F., Champenois M., Deloule E., Ludden J., Mangin D. (2003) - Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, 201, 319– 336.

Caron C. (1994) - Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglésiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb, ⁴⁰Ar-³⁹Ar et K-Ar. Thèse Univ. Montpellier II, 288 pp.

Chauvet, A., Volland-Tuduri, N., Lerouge, C., Bouchot, V., Monié, P., Charonnat, X., Faure M. (2012) - Geochronological and geochemical characterization of magmatic-hydrothermal events within the Southern Variscan external domain (Cévennes area, France), *Int. J. Earth Sci.*, 101, 69-86.

Costa, S., (1989) - Age radiométrique ⁴⁰Ar/³⁹Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (massif Central français). *Comptes Rendus Acad. Sci., Paris* 309, II, 561-567.

Couzinié S., Bouilhol P., Laurent O., Grocolas T., Montel J.M. (soumis) - Age and origin of the Cézarenque-Joyeuse gneiss (Cévennes, French Massif Central) : sediment-derived ferrosilicic magmas erupted along the Furongian-Tremadocian volcanic belt of western Europe. *B. S.G.F.*

Demay A. (1948) - Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. *Mem. Carte géol. France*, 250 pp.

Djarar L., Wang H., Guiraud M., Clermonte J., Courel L., Dumain M., Laversanne J. (1996) – Le bassin stéphanien des Cévennes (Massif central) : un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. *Geodinamica Acta*, 9, 193-222.

Do Couto, D., Faure, M., Augier, R., Cocherie, A., Rossi, P., Li, X., Lin, W. (2016) - Monazite EPMA and zircon U-Pb SIMS chronological constraints on the tectonic, metamorphic and thermal events in the inner part of the Variscan orogen, example from the Sioule series, French Massif Central. *Int. J. Earth Sciences*, 105, 557-579. DOI: 10.1007/s00531-015-1184-0.

Elmi S., Brouder P., Berger G., Gras H., Busnardo R., Berard, P., Vautrelle C. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Bessèges (888) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 115 pp.

Faure, M., Pin, C., Mailhe, D. (1979) - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, 1276-1270.

Faure M. (1995) - Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, 132-153.

Faure M., Lardeaux J-M, Ledru P. (2009a) - A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences*, 341, 202-213, thematic issue « The Variscan Orogeny », doi :10.1016/j.crte.2008.12. 001, 202-213.

Faure M., Brouder P., Thierry J., Alabouvette B., Cocherie A., Bouchot V. (2009b) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille St-André-de-Valborgne - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Faure M., Clavaud M. (2015) - La géologie anté-permienne de la Montagne Noire. *Bulletin APBG*, 3, 163-190.

Faure M., Mediavila F. (2019)- Excursion de l'AGSO en Montagne Noire. *Géochronique*, 151.

Faure M., Bé Mézème E., Duguet M., Cartier C., Talbot J-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., and Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 5. (site web : <http://virtualexplorer.com.au>)

Faure M., Charonnat X., Chauvet A., Chen Y., Talbot J-Y., Martelet G., Courrioux G., Monié, P., Milesi J-P. (2001)- Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore deposits formation. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 687-696.

Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D. (2008) - Devonian geodynamic evolution of the Variscan belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics*, 27, TC002115.

- Faure, M., Li, XH., Lin, W.** (2017) -The northwest-directed "Bretonian phase" in the French Variscan Belt (Massif Central and Massif Armoricain): a consequence of the Early Carboniferous Gondwana-Laurussia collision. *C. R. Géoscience* 349: 126–136.
- Genna A., Debriette P.**, (1996) - Evolution structurale du bassin houiller d'Alès (données nouvelles et interprétation). *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 83-91.
- Gèze B.** (1949) - Etude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXIV, 62, 215 p.
- Gèze B., Pellet J., Paloc H., Bambier A., Roux J. Senaud S.** (1980) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Florac (886) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 29 p.
- Guérangé-Lozes J., Pellet J., Van Moort J.C., Fernandez A., Magontier J.** (1990) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Génolhac (887) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 62 p.
- Lacassin R., Van Den Driessche J.** (1982) - Analyse de la déformation hercynienne majeure des gneiss des de la Cézarenque (Cévennes, Massif central). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 295, Série II, 1027-1030.
- Lardeaux, J.-M.** (2014). Deciphering orogeny: a metamorphic perspective. Examples from European Alpine and Variscan belts - Part II: Variscan metamorphism in the French Massif Central – A review. *A. Bull. Soc. Géol. Fr.*, 185, 281-310.
- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J-M., Floc'h J-P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A.** (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 605-618.
- Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.M. Gardien V.** (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149.
- Mattauer M.** (1974) - Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? *Réun. ann. Sci. Terre, Nancy*, p. 279.
- Mattauer M., Etchecopar A.** (1977) - Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. *Colloque Int. CNRS* 268, 261-267.
- Montel J.M., Marignac C., Barbey P., Pichavant, M.** (1992) - Thermobarometry and granite genesis : the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). *J. Metam. Geol.* 10, 1-15.
- Montmartin C.** (2021). Métamorphisme tardi-orogénique dans le domaine externe d'une chaîne de montagnes. Nouvelles contraintes par thermométrie RSCM et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans le sud de la chaîne varisque (Cévennes, Montagne Noire). Thèse Université d'Orléans, 356 pp.
- Najoui K.** (1996) - Conditions et âge de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : Etude pétro-structurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des roches de leurs auréoles de contact. Implications géotectoniques. - Thèse Université de Montpellier, 271 pp.
- Najoui K., Leyreloup A., Monié P.** (2000). Conditions et âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : exemples des granodiorites de St-Guiral et de Liron (Cévennes, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 171, 495-510.
- Pellet J.** (1965) - La faille de Villefort, portion cévenole d'une "dislocation régordane". *C.R. Acad Sci, Paris*, 250, 372-374.
- Pellet J.** (1972) - Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t.LXI, 238p.
- Pin C.** (1979) - Age à 482 Ma des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Lozère, Massif central français), déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, 291-294.
- Pin C., Lancelot J.** (1982). U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 1–12.
- Rakib A.** (1996) - Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales : une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif Central français). Thèse Univ. Montpellier II, 207pp.
- Roger G.** (1962) – Etude géologique de la Cézarenque et du SE du Mont Lozère. Mémoire BRGM 66, 88p.
- Talbot J.-Y., Chen, Y., Faure M.** (2005) - A magnetic fabric study of the Aigoual-Saint-Guiral-Liron granite pluton (French massif Central) and relationships with its associated dykes. *J. Geophysical Research*, 110, B12106, doi : 10.1029/2005JB003699, 2005.
- Talbot J.-Y., Martelet G., Courrieux G., Chen Y., Faure M.** (2004) - Emplacement in an extensional setting of the Mont-Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *J. Structural Geology*, 26, 11-28.
- Van Moort J. C.** (1966). - Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. *Annales de la faculté des Sciences de l'Université de Clermont*, 31, 272p.
- Waard D. de** (1950) - Tectonics of a pre-tectonic orthogneiss massif near Saint-Jean-du-Gard in the South-Eastern Cévennes, France. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch*, LIII, p. 545-549 et 662-674.



Photo B. Plis 1.5 avec schistosité de crénulation ($S_{1,5}$) de plan axial, sortie Nord de Florac (arrêt J2-1)

Tableau comparatif des événements tectono-métamorphiques du Massif central et des Cévennes

Age	Massif Central	Cévennes
285- 305 Ma	D ₅ . Extension post-orogénique. Allongement N-S Bassins houillers Dôme du Velay	Ouverture du bassin houiller des Cévennes
305- 320 Ma	D ₄ . Extension syn-orogénique Mise en place de monzogranites et granites à 2 micas Etirement régional NW-SE	D ₂ . Mise en place des plutons : A) monzogranite porphyrique - M ^t -Aigoual-S ^t -Guiral-Liron - Pont-de-Montvert-Borne B) granite à 2 micas des Signaux (Bougès, Sommet de Finiels, adamellite des Laubies).
320- 325 Ma	Anatexie régionale Dômes probables : Montagne Noire	Migmatites pre-Velay (Masméjan) Biotite post-S ₁ , crénulation NW-SE à E-W, cisaillement vers le SE
325- 345 Ma	D ₃ . Cisaillement ductile syn-métamorphe vers le S-SW	D ₁ : Foliation (S_1), linéation (L_1) plis P_1 D _{1.5} : Plissement de S_1 et L_1 par des plis $P_{1.5}$ synschisteux ($S_{1.5}$) d'axes NW-SE, crénulation NW-SE ($L_{1.5}$).
355- 360 Ma	D ₂ . Collision varisque Foliation plate Linéation NW-SE Cisaillement syn-métamorphe → NW	N'existe pas dans les Cévennes, mais existe dans la série du Lot (UIG)
375- 385 Ma	D ₁ . Collision éo-varisque Anatexie	N'existe pas dans le sud du Massif central

Détail des arrêts

Carte routière IGN 1/100 000 Privas-Alès (n°59) et Rodez-Mende (n° 58) ou carte IGN Lozère
Cartes géologiques au 1/50 000 : Le Vigan, St-André de Valborgne, Genolhac, Bessèges, Alès, Meyrueis, Florac, Mende, Le Bleynard

J1 : Pont d'Hérault - Valleraugue - Saumane - L'Estréchure - Saumane- St-Roman de Tousque- Le Pompidou- tunnel du Marquairès- Rousses- Vébron- Florac.

Buts : Paléozoïque du Viganais, monzogranite du Liron-micaschistes des Cévennes (lithologie, structure, métamorphisme), orthogneiss de Peyroles.

J1-1 : Après le Prat, virage à gauche, Parking à droite facile (44° 0' 34'' N ; 3° 40' 29''E)
Schistes et silts noirs sériciteux, pas de déformation ni de métamorphisme. Série du Cambro-Ordovicien probable du Viganais.

J1-2 : Après Peyregrosse, moulin des Pauses. Parking à droite
Monzogranite porphyrique du pluton de St-Guiral-Liron-Aigoual. Age vers 315-300 Ma. Pas d'orientation minérale, mais orientation magnétique avec foliation E-W à fort pendage et linéation subhorizontale (pt 37-38 de Talbot et al., 2005).

J1-3 : Après le pont, en rive gauche de l'Hérault, après le carrefour d'Ardailhès. Parking à gauche
Cornéennes à biotite (\pm andalousite \pm cordiérite ?), rubanement quartz et micas, pendage N.

Valleraugue --> Col du Pas (D10).

Après Valdeyron, vers Esperières. Parking à droite

J1-4 : Micaschistes quartzeux micacés et quartzite de l'unité inférieure. Plis.

J1-5 : Col du Pas

Micaschistes et grès. Foliation plissée, linéation de crénulation E-W à N 120 et fine linéation minérale.

D193 --> Les Plantiers --> Saumane --> L'Estréchure

Route dans l'unité inférieure, entre les Plantiers et Saumane, barres blanches de quartzites dans le paysage. Pas d'arrêt.

Estréchure --> E, carrefour avec D39 (Lasalle), après Gramentes, virage à gauche. Parking à droite ou 250 m après à droite.

J1-6 : Orthogneiss de Peyroles à petits yeux, foliation nette, pas de linéation. Age U-Pb sur zircon à 433 \pm 4Ma (Cocherie in Faure et al. 2009b).

Filon de microgranite non orienté recoupant la foliation. Age U-Pb sur zircon à 286 \pm 3 Ma (Cocherie in Faure et al. 2009b).

Les observations de l'orthogneiss de Peyroles seront complétées durant le 4^e jour (J4-9, J4-10).

Retour vers Saumane, --> D 39 --> St-Roman-de-Tousque

J1-7 : Virage à droite, Parking limité. Panorama vers le Sud (Aigoual) et quartzite blanc, base de l'unité 2 ou nappe du Pompidou (Brouder, 1963, 1964).

Route dans les micaschistes noirs du Pompidou

St-Roman de Tousque --> Florac (D 9) Corniche des Cévennes.

J1-8 : Après le Castanier, ancien virage coupé, Parking à droite facile
Micaschistes noirs du Pompidou, graphite, muscovite, biotite post-foliale. Zones de cisaillement à quartz.

J1-9 : Ancien virage coupé. Parking à droite facile. Panorama sur Vallée Française et avant-causses.
Micaschistes gris quartzeux à éclat métallique à muscovite ± chlorite.

Le Pompidou --> tourner à gauche D 18, sans arrêt --> La Loubière --> Le Mas Supérieur.
La route recoupe les niveaux feldspathiques (métavolcanites) du « triple associé de Bassurel ». Les zircons du niveau B3 ont donné un âge Pb-Pb à 482 ± 8 Ma (Ordovicien inférieur) interprété comme l'âge du magmatisme contemporain de la sédimentation de la série des Cévennes (Cocherie in Faure et al. 2009).

--> Salidès --> D 19 vers Florac, avant le tunnel du Marquairès. Parking à droite difficile
Panorama vers le Nord sur le causse de Barre. Filons de microgranite et encaissant micaschisteux. Ligne de partage des eaux.

J1-10 : avant Rousses, virage à droite. Parking à gauche facile.
Filons de microgranite et leur encaissant de cornéenne. Dans l'arrière-plan, calcaires liasiques du causse de Barre des Cévennes.

Rousses --> Vébron --> Salgas Parking à droite facile.

J1-11 : filon plat (sill) de lamprophyre à biotite-feldspath ± pyroxène ou amphibole, fantôme d'olivine (âge sans doute vers 300 Ma, comme point J1-6).

Après carrefour de la route de Barre des Cévennes et de la corniche. Carrière, puis micaschistes altérés.
Parking à droite.

J1-12 : altérites, micaschistes rubéfiés. La couleur rouge est due à la concentration d'oxydes de fer en climat tropical (sorte de latérite). L'âge de cette altération n'est pas précisément connu mais il est certainement post-gzhélien (Carbonifère supérieur) et anté-liasique. Un âge permien est envisageable.

Fin de la 1^o journée

J2: Florac- Marvejols-Mende-Chasseradès-barrage de Puylaurent-Prévenchères-Villefort

Buts : Unités Inférieure et Supérieure des Gneiss, orthogneiss migmatitique des Cévennes septentrionales, faille de Villefort, Trias discordant sur granite de la Borne.

J2-1 : Parking délicat le long de la RN 106. Nord de Florac, face au pont intermédiaire sur le Tarnon. Pli synschisteux P_{1.5} dans la série des micaschistes noirs (photo B).

--> RN 106 vers le col de Montmirat, Balsières et Marvejols. La route sinueuse, et passante, serpente entre les micaschistes noirs et la terminaison occidentale du granite à biotite-muscovite du sommet de Finiels. Pas de parking et pas d'arrêt.

Avant le col de Montmirat, la route recoupe des micaschistes rubéfiés recouvert par les calcaires et dolomies marron clair (calcaire capucin) du Jurassique inférieur ce qui suggère que l'altération s'est produite au Permien ou au Trias (similaire à J1-12). Après le col de Montmirat, la route traverse des micaschistes cornéifiés au contact du granite.

A Balsièges, traverser le Lot et tourner à gauche sur la N 88, continuer vers l'ouest le long de la vallée du Lot.

J2-2 : Méandre du Lot. Parking à gauche facile.

Diorite quartzreuse des Picades foliée. Les biotites définissent une linéation minérale et d'allongement NW-SE. C'est la déformation D₂. La datation U/Pb sur populations de zircons donne un âge à 540±12 Ma, interprété comme celui du magmatisme (Pin and Lancelot, 1978). L'âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur biotite à 352±1 Ma correspond à celui de la déformation D₂ (Costa, 1989).

J2-3 : Continuer --> ouest. Parking à gauche.

Micaschistes à biotite-grenat ± staurotide de la série du Lot (Unité Inférieure des Gneiss). La foliation très plate porte une linéation minérale et d'allongement NW-SE (D₂). La biotite et la muscovite donnent respectivement des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar à 358±4Ma et 342±4 Ma (Costa, 1989).

Au carrefour du pont des Ajustons, tourner à droite sur la N9 vers Marvejols.

J2-4 : Pont de Pesil. Tourner à droite après le pont, parking à droite.

Orthogneiss oëillé mylonitique de Marvejols. Les datations U/Pb sur populations de zircon (U/Pb) et sur monazite (U/Th/Pb) donnent respectivement des âges à 346±8 Ma (Pin, 1981) et U/Th/Pb à 370±12 Ma (Joly, inédit).

Traverser Marvejols vers le Nord par la N9. Parking facile à gauche

J2-5 : complexe leptyno-amphibolique (Unité Supérieure des Gneiss)

Cet affleurement est typique des alternances acides basiques caractéristiques du complexe leptyno-amphibolique. Des boudins métriques à plurimétriques sont très développés. Des blastes de feldspath potassique attribués à l'effet thermique de l'anatexie dévonienne (M₁) sont également visibles.

Retour vers Marvejols. Sur la gauche, la route de S^t-Léger-de-Peyre permet d'observer les migmatites (M₁) du Val d'Enfer déformées par l'événement D₂. Les conditions de circulation sont difficiles pour un convoi de plusieurs véhicules. De rares places de parking permettent le stationnement de quelques véhicules. La promenade à pied dans le Val d'Enfer est très agréable.

Le contact entre les unités supérieure et inférieure des gneiss passe dans la ville de Marvejols. Les affleurements sont actuellement très difficiles à trouver compte tenu de l'urbanisation galopante de cette métropole régionale!

A Marvejols --> D42 vers Berlières. Parking facile après le pont.

J2-6 : Micaschistes et gneiss oëillés de l'UIG. La falaise face au parking montre un pli isoclinal métrique dans des micaschistes de la série du Lot. Des gneiss oëillés, correspondant à des métaconglomérats, affleurent au Nord du pont. Cette roche est très comparable aux gneiss oëillés conglomératiques de la Cézarenque qui seront observés le jour suivant.

--> Servières. Parking facile près de l'église. Prendre vers l'ouest un petit chemin carrossable vers un lavoir.

J2-7 : Mylonites de haute température développées le long du contact entre l'USG et l'UIG.

Ces roches très particulières à débit en plaquette portent une linéation d'allongement N-S, parallèle à l'axe de plis intrafoliaux (plis « a »). Ce contact tectonique synmétamorphe est un des premiers décrit dans le Massif central (Faure et al. 1979). La présence de granites mylonitisés datés à 345 Ma (Pin et Lancelot, 1982) conduit à proposer que ce chevauchement relève de l'événement D₃.

Servières --> Mende. Le long de la route, sur le plateau, blocs de granite de la Margeride. Descente dans la vallée du Lot. Sortie est de Mende par la D 988. La route traverse des alternances calcaires-argilites du Lias qui masquent le contact entre l'Unité Inférieure des Gneiss et l'Unité Para-autochtone. Après Badaroux, tourner à droite sur la D901 --> Bagnols-les-Bains.

La D 901 suit la vallée du Lot. S^{te}- Hélène. Parking à gauche

J2-8 : Granite porphyrique de la Margeride altéré en argilite rouge, peut être latéritique, fracturé et recouvert par les dépôts jurassiques.

Bagnols-les-Bains --> Le Bleymard --> D20 --> Belvezet (ligne de partage des eaux)-- > D6 --> la route suit maintenant le Chassezac, affluent du Gard.

J2-9 : Viaduc de Mirandol. Parking facile.

Orthogneiss oillé mylonitique de Chasseradès. Pas de trace de migmatisation.

Chasseradès --> Grossefage --> Puylaurent

J2-10 : barrage de Puylaurent. Parking à droite et à gauche près du belvédère ou du virage en épingle. Orthogneiss migmatitique. La migmatite M_{II} est datée à 323±3 Ma sur monazite par la méthode U-Th-Pb (Bé Mézème et al., 2006). Le protolithe est un granite porphyrique mis en place vers 550 Ma (Ediacarien, Bé Mézème et al., 2006) puis transformé en orthogneiss avant la migmatisation.

Prévenchères --> D906 vers le Sud. La route suit la faille de Villefort. A gauche de la route, le village médiéval de La Garde Guérin est construit sur des grès grossiers (arkoses) du Trias reposant à plat sur le massif de la Borne, équivalent oriental du pluton du Pont-de-Montvert décalé par la faille de Villefort. Descente vers Villefort, panorama sur les gorges de l'Altier creusées dans le massif de monzogranite de la Borne recouvert par des arkoses subhorizontales du Trias.

J2-11 : Barrage de Villefort. Parking à gauche facile

Faille de Villefort dans le granite cataclaté.

Fin de la 2^e journée.

J3: Villefort- Le Beynard-Le Pont de Montvert-Vialas-Génolhac- Sénéchas- Belle Poëlle-Chamborigaud- Portes-La Grand Combe.

Buts : pluton de monzogranite porphyrique du M^t-Lozère et son auréole, unité ou klippe de la Cézarenque (métaconglomérats et micaschistes), bassin houiller de la Grand Combe (Gzhélien).

Villefort --> le Bleymard. La D911 suit l'Altier vers l'amont.

Face au château du Champ. Parking à gauche facile.

J3-1 : Micaschiste quartzeux et quartzite plissés par des plis synschisteux d'axe E-W à NW-SE déversés au SW, attribués à l'événement 1.5. La foliation porte aussi une linéation minérale et d'allongement subméridienne (N-S à N170E) correspondant à la linéation L₁.

A l'ouest de Cubières, la route traverse des formations de calcaires dolomitiques, calcaires marneux et marnes du Jurassique inférieur (Lias). Après le Col des Tribes (ligne de partage des eaux), la route descend vers Le Bleymard. Tourner à gauche vers le Sud sur la D20.

Le Bleymard --> Le Pont-de-Montvert.

Le route recoupe à nouveau le causse blotti de Cubières, limité au Sud par la faille normale, probablement liasique, du Mas d'Orcières à pendage fort vers le nord. Les couches, apparemment subhorizontales, présentent néanmoins un faible pendage vers le sud (15 à 20°) qui s'accorde avec le jeu normal de la faille. Au sud de la faille du Mas d'Orcières, les micaschistes à pendage nord de l'unité para-autochtone forment l'enveloppe du pluton de granite à biotite-muscovite des Signaux qui ne se rencontre que sous forme de boules. Les micaschistes sont affectés par le métamorphisme de contact qui sera observé sur le versant sud du pluton.

Au sud du col de Finiels, la descente vers le Pont-de-Montvert s'effectue dans le granite porphyrique. Elle offre un beau panorama vers le Sud sur les Cévennes centrales et le massif granitique de l'Aigoual-S^t-Guiral-Liron.

Le Pont-de-Montvert, --> Vialas (D 998).

Arrêt après le pont sur le Tarn, parking à droite facile.

J3-2 : Monzogranite porphyrique du Pont-de-Montvert. Les mégacristsaux de feldspath potassique présentent une orientation préférentielle, également documentées par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (cf plus haut), ainsi que par des observations pétrostructurale au microscope. L'affleurement montre aussi des enclaves sombres riches en mica de composition dioritique. Le monzogranite est également recoupé par des filons d'aplite. Même si ce caractère n'apparaît pas immédiatement sur le terrain, le monzogranite du Pont-de-Montvert présente des orientations préférentielles planaire (foliation) et linéaire (linéation) de ses minéraux constitutifs formées lors de leur cristallisation. Ainsi, ce pluton peut être qualifié de syn-tectonique.

Continuer vers Vialas, via le col de la Croix de Berthel (ligne de partage des eaux). La route traverse des cornéennes formées pendant la mise en place du pluton du Pont-de-Montvert. Le pendage de la foliation des cornéennes varie de subhorizontale à subverticale du fait de plissements d'axe proche de Est-Ouest attribués à la mise en place du pluton.

Polimies. Parking à droite ou à gauche après le pont.

J3-3 : contact entre le granite porphyrique et des cornéennes à muscovite (\pm tourmaline) à foliation subverticale.

Vers l'Est, les grandes falaises du rocher de Trenze qui dominent le village de Vialas sont formées par un faciès granitique riche en quartz et de ce fait plus résistant à l'érosion.

Vialas --> Genolhac (D906). Au Nord de Genolhac, tourner à gauche vers Brésis (D 155), puis à Montredon D318A vers Chalap et Sénéchas.

La suite de la journée se poursuit à l'Est de la faille de Villefort, mais reste dans l'unité para-autochtone. Carrefour D318A et D 134. Parking à droite facile

J3-4 : Micaschistes à albite \pm grenat \pm tourmaline

--> D318A : Les Croupatières, Parking à droite bord de route.

J3-5 : quartzite d'épaisseur métrique bien folié et recristallisé

--> Chalap, virage à gauche, Parking à droite facile

J3-6 : Micaschiste quartzeux à albite-biotite (chloritisée), grenat, tourmaline. La chloritisation est interprétée comme un événement tardif lors duquel des circulations hydrothermales réactivent le contact de base de la klippe de la Cézarenque (pour plus de détail, voir Chauvet et al., 2012).

La route recoupe le contact avec des gneiss à ocelle d'albite vers Les Brugèdes, mais parking difficile et affleurement moyen. Pas d'arrêt

--> Entrée de Fontanille. Parking à droite

J3-7 : Gneiss oeilé : métaconglomérat à yeux centimétriques de feldspath et quartz bleuté

Traversée de Sénéchas, descente, Parking à gauche facile.

Panorama sur la vallée de la Cèze, lac du barrage de Sénéchas, château d'Aujac et cause blotti, limité par la faille normale-sénestre de Bordezac.

Après le virage à droite, descente sur l'Homol. Au carrefour, prendre à droite la route (D 156) vers Génolhac qui remonte la vallée de l'Homol.

--> virage à droite. P à droite 100m après le virage, un peu difficile.

J3-8 : Gneiss à ocelles d'albite et lentilles de quartz sigmoïdes de taille centimétrique à métrique montrant un cisaillement vers le SE, correspondant à la déformation extensive D₂. L'affleurement se situe quasiment sur le contact de base de l'unité de la Cézarenque.

Après un demi-tour, rejoindre le carrefour de Sénéchas, prendre la D156 vers Le Mas d'Herm et Peyremale. A l'entrée de Peyremale, tourner à droite sur la D29 jusqu'au moulin de Chareneuve. Parking et descente à pied vers la rivière du Luech.

J3-9 : micaschistes à lentilles de quartz allongées dans la direction NNE-SSW (L₁ des Cévennes = L₃ du Massif central).

Continuer ensuite vers La Vernarède --> La Tavernole -->Portes

La route traverse les formations gréso-pélitiques et charbonneuse du Ghzélien du bassin d'Alès. Des débris de fougères peuvent être collectés dans le niveaux charbonneux.

J3-10 : Col de Portes, au pied du château éponyme du XI^e siècle, vue vers le Sud sur l'ancienne mine découverte de charbon et bancs gréseux du Carbonifère sup (Gzhélien), maintenant largement reboisée en pins.

Vers le Nord et l'Ouest, vue sur le Mont Lozère, la faille de Villefort et la Cézarenque.

Col de Portes D 906 -->Alès.

Le long de la route à gauche : grès, conglomérats et niveaux charbonneux. Arrêt difficile et dangereux, à éviter.

Fin de la 3^e journée.

J4: La Grand Combe-Le Collet-de-Dèze - St-Germain-de-Calberte- St-Etienne-Vallée Française- St-Jean-du Gard.

Buts : discordance des conglomérats du Gzhélien sur les micaschistes de la Cézarenque. Déformation polyphasée dans les séries cévenoles, pluton de monzogranite porphyrique du Liron, orthogneiss de Peyroles.

La Grand Combe --> N 106 vers Florac.

--> La Haute Levade. Après le pont sur le Gardon puis celui sur la voie ferrée, Parking à gauche facile.

J4-1 : Discordance des conglomérats du Gzhélien sur les micaschistes feldspathiques (gneiss de la Cézarenque). Cet affleurement est le seul où la discordance du Gzhélien peut être observée.

La Haute Levade --> N 106 --> St^e-Cécile d'Andorge

La route nationale traverse un pont sur l'Andorge (limite entre les départements du Gard et de la Lozère). La vallée correspond à la partie méridionale de la faille de Villefort.

Au Collet-de-Dèze, traverser le village, après le pont sur le Dourdon, parking facile soit devant le monument aux morts, soit devant le collège.

J4-2 : 200 m à l'ouest du monument aux morts, au bord de la route, la foliation des micaschistes quartzeux et chloriteux porte une strie de haute température orientée NW-SE, elle est également déformée par des bandes de cisaillement et des lentilles de quartz asymétriques indiquant un cisaillement ductile post-métamorphe vers l'Est. Ces structures sont attribuées à la déformation extensive post-épaississement D₂.

A la sortie ouest du Collet-de-Dèze, prendre la D13 vers le Pendedis, puis la D54 vers Branoux et le col de la Barraque. Environ 600 m après le carrefour, parking à droite facile.

J4-3 : Niveau volcano-sédimentaire des gneiss de l'Apié. Des clastes quartzeux ou felspathiques sont clairement observables. En lame mince, des cristallisations en zones abritées, développées autour de ces clastes, indiquent un cisaillement vers le Sud. Dans ces roches volcano-sédimentaires, des zircons ont fourni des âges U/Pb par la méthode LA-ICP-MS à 476±6 Ma, interprétés comme l'âge du volcanisme contemporain du dépôt des sédiments (Cocherie in Faure et al., 2009b).

Demi-tour vers la D13. Dans le village du Pendedis, tourner à gauche sur le D13, vers St-Germain-de-Calberte. A droite de la route, panorama vers le Nord sur le Mont Lozère et la montagne du Bougès. Au Sud du col de Prentigarde, beau panorama vers le Sud sur les serres et vallats cévenols et le Mont Aigoual. Parking à gauche facile dans le virage au Sud du col.

D13 --> St-Germain-de-Calberte. Traverser St-Germain-de-Calberte, puis emprunter la D 984 vers St-André-de-Lancize. Parking facile.

J4-4 : Contact de base de la nappe du Mont Mars sur la nappe du Pompidou. Les micaschistes quartzofeldspathiques portent une linéation d'allongement N-S (N20 à N30), attribuée à la déformation D₁. Les gneiss volcano-sédimentaires de l'Apié qui jalonnent le contact de la nappe du Mont-Mars sur celle du Pompidou contiennent de nombreuses lentilles de quartz sigmoïdes indiquant un cisaillement vers le Sud.

Demi-tour et retour sur la D 984 --> St-Etienne-Vallée Française et St-Jean-du-Gard.

Après la sortie sud de St-Etienne-Vallée Française, une barre de quartzite forme la limite entre l'unité sus-jacente des micaschistes quartzeux et sériciteux et les micaschistes noirs, sous-jacents. Les quartzites, déformés ductilement, présentent une foliation à pendage nord et des plis intrafoliaux d'axes subméridiens (N 160-N170).

D 984 --> Pont du Martinet, Parking facile.

J4-5 : Micaschistes noirs du Pompidou parcourus par de nombreux filons de quartz.

D 984 --> St-Jean-du-Gard. Cabrespic, dans le virage de la route.

J4-6 : Quartzite jalonnant le contact entre la nappe du Pompidou et l'unité basale, bien visible dans le paysage, peut être directement observé en bord de route. Il s'agit d'un équivalent oriental du quartzite observé à l'arrêt 1-7. Du fait de l'importante recristallisation de la roche, aucune structure linéaire n'est préservée.

D 984 --> Avant d'atteindre St-Jean-du-Gard, détour vers l'Est sur la D 50, pont des Abarines. Parking facile.

J4-7 : Monzogranite de l'Aigoual-St-Guiral-Liron. Sous le pont, le granite porphyrique contenant de nombreuses enclaves riches en biotite affleure largement dans le lit du Gardon de Mialet.

Entrée Ouest de St-Jean du Gard, au carrefour avec la D907.

J4-8 : Monzogranite porphyrique de l'Aigoual-St-Guiral-Liron est caractérisé par des mégacristaux centimétriques de feldspath potassique et des enclaves biotitiques. Sur l'affleurement il est très difficile de reconnaître une orientation préférentielle des minéraux du granite, mais une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) du monzogranite indique la présence d'une foliation E-W à pendage sud et d'une linéation magnétique orientée NW-SE (Talbot et al., 2005).

St-Jean-du-Gard --> D 907 en direction de l'Estréchure

J4-9 : Orthogneiss ocellé de Peyroles présentant une foliation à pendage Nord, bien marquée par l'orientation préférentielle des biotites et des yeux feldspathiques, la linéation d'allongement est dans l'ensemble mal visible. Près d'un ancien virage de la route, des zircons ont donné un âge U/Pb LA-ICP-MS à 433 ± 4 Ma (Cocherie dans Faure et al. 2009b).

D 907 --> Au sud-ouest du carrefour de Bussas, à proximité de l'arrêt 1-6.

J4-10 : Orthogneiss mylonitique. La linéation d'allongement est mal visible, mais sur des échantillons sciés dans la direction NE-SW, on observe une déformation ductile hétérogène. Les grains de quartz sont allongés en rubans polycristallins et les mégacristaux feldspathiques présentent des queues de cristallisation asymétriques. Ces critères cinématiques indiquent un cisaillement ductile vers le Sud, attribuée à l'événement D_1 . En outre, la foliation est localement déformée par des bandes de cisaillement tardives avec une géométrie en faille normale abaissant le compartiment nord (Arnaud et Burg, 1993 ; Arnaud, 1997). Cette déformation est attribuable à l'événement D_5 du Massif central.

Fin de l'excursion.

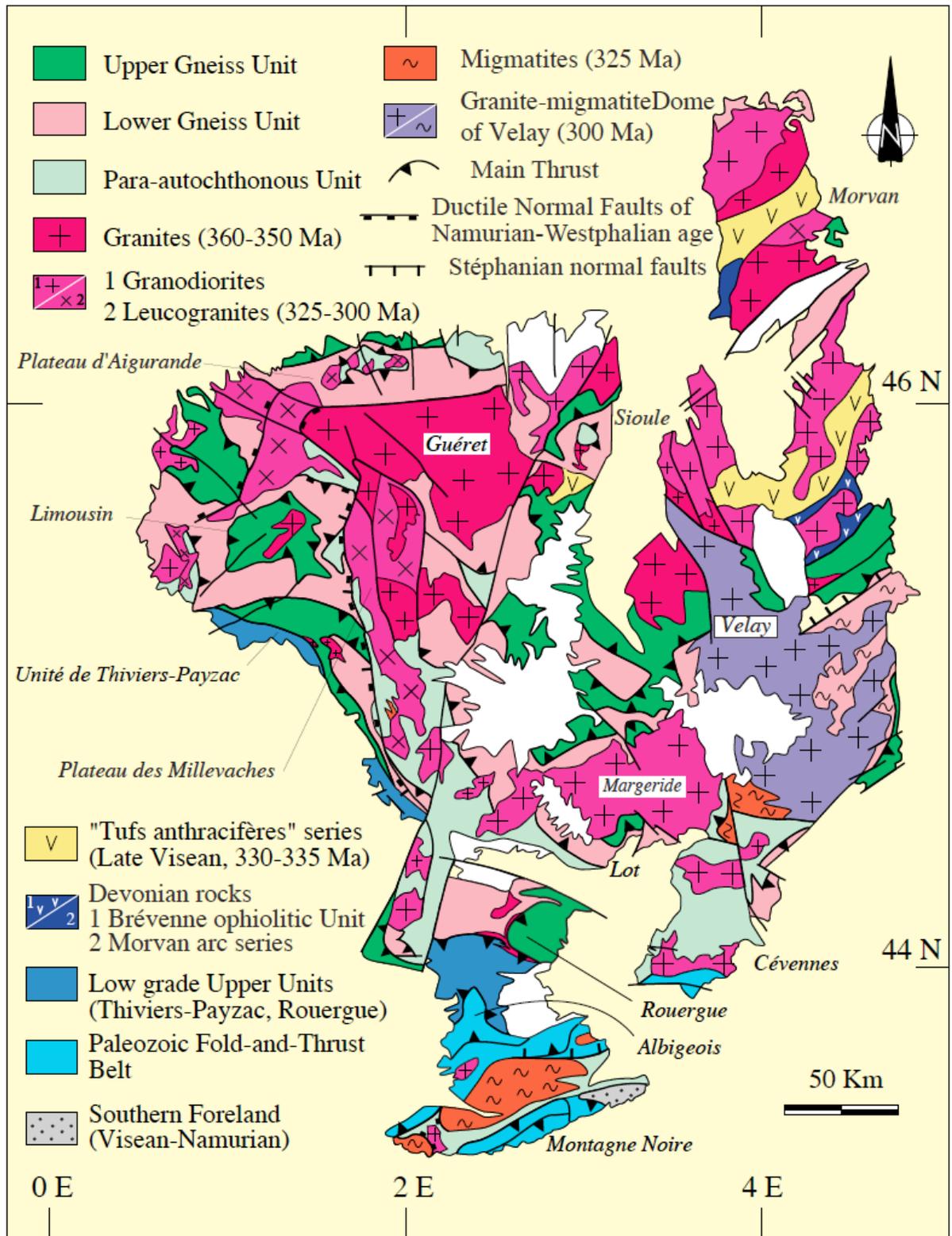


Schéma structural du Massif central (d'après Faure et al., 2009a).