

La chaîne varisque en France : de la construction au démantèlement d'une chaîne de montagne Chapitre 4 Métamorphismes et déformations précoces dans la chaîne varisque française

Michel Faure

▶ **To cite this version:**

Michel Faure. La chaîne varisque en France : de la construction au démantèlement d'une chaîne de montagne Chapitre 4 Métamorphismes et déformations précoces dans la chaîne varisque française. La chaine varisque, du local au général, Ressources scientifiques pour l'enseignement des sciences de la Terre et de l'Univers, 2021. insu-03992598

HAL Id: insu-03992598
https://insu.hal.science/insu-03992598

Submitted on 16 Feb 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.

Chapitre 4

Métamorphismes et déformations précoces dans la chaîne varisque française

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327, Université d'Orléans, Orléans 45071, France

4.1 Introduction

Ce chapitre concerne les aspects métamorphiques et structuraux des principaux événements responsables de l'architecture précoce de la chaîne varisque française avant les événements tectono-métamorphiques contemporains de son démantèlement tardi- et post-orogénique. Les unités métamorphiques varisques se situent principalement dans le domaine « moldanubien » de la chaîne (cf. Chapitre 2), correspondant à la marge Nord-Gondwanienne, représenté en France par l'Armorique méridionale, l'ensemble du Massif central, les Vosges centrales et méridionales (voir figure 4.1). On rencontre également des roches métamorphiques dans le bloc du Léon qui appartient au domaine saxothuringien. Il existe aussi un métamorphisme faible dans les faciès prehnite-pumpellyite et schistes verts dans l'Ardenne franco-belge qui appartient au domaine rhéno-hercynien. En outre, des unités métamorphiques sont représentées dans la branche orientale de la chaîne qui comprend le socle des Alpes, ainsi que le Massif des Maures et l'ensemble corso-sarde dans lesquels l'empreinte

alpine est plus limitée. Le métamorphisme précoce identifié dans le massif varisque pyrénéen ne sera pas présenté ici.

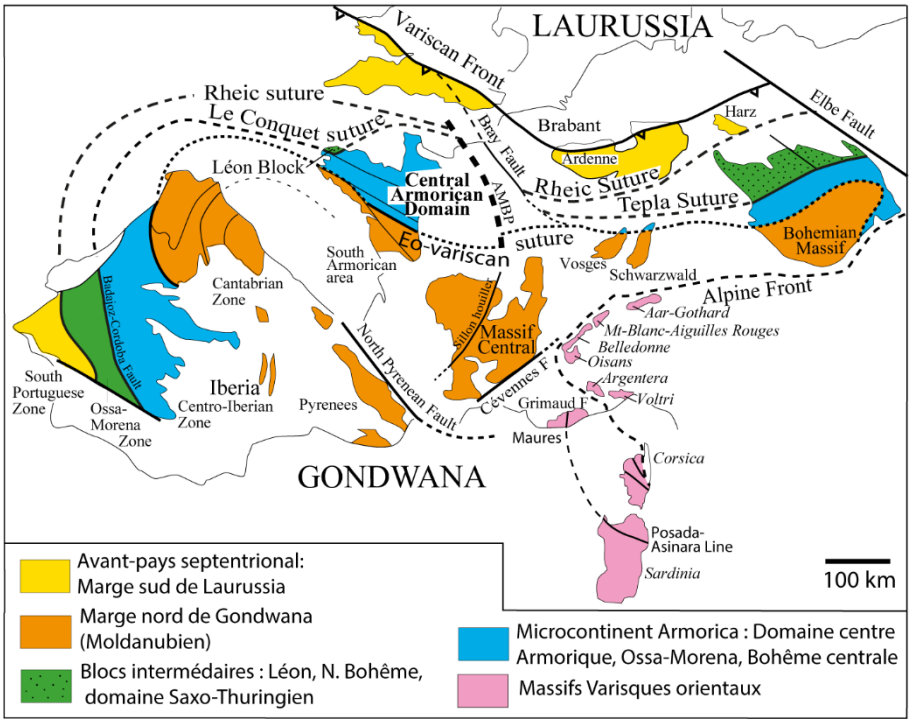


Figure 4.1 Carte schématique des différents domaines litho-tectoniques des massifs varisques ouest-européens.

METAMORPHISME ET DEFORMATION.

Le métamorphisme est généralement un processus syntectonique qui s'accompagne de transformations structurales. Les minéraux métamorphiques se disposent ainsi selon des surfaces appelées plans de foliation ou de schistosité. La cristallisation préférentielle des phyllosilicates à habitus planaire tels que les micas, ainsi que la déformation intra-cristalline des autres minéraux, sont responsables de ce débit dans les micaschistes ou des gneiss. En cristallisant, les minéraux aciculaires (amphiboles) ou fibreux (quartz, calcite, chlorite) définissent une linéation minérale

qui est le plus souvent parallèle à la linéation d'étirement. Depuis Mattauer et Etchecopar (1976), on considère dans le cas de l'étude des stades précoces de la construction orogénique, que la foliation syn-métamorphe à faible pendage est la réponse structurale à l'activité de grandes zones de cisaillement d'échelle crustale responsables de l'épaississement de la croûte continentale. La linéation minérale et d'allongement est parallèle à la direction de transport de la matière. La connaissance de son orientation et des critères cinématiques associés permet d'établir les sens de déplacement des unités litho-structurales. Les cristallisations métamorphiques sont très dépendantes de la lithologie et de la chimie du protolithe, de la cinétique des réactions, des conditions de pression (P) et de température (T), et des circulations de fluides. Ainsi, la succession des paragenèses observées n'est pas toujours représentative de toute l'histoire métamorphique des unités structurales. En outre, la précision des géothermomètres, au mieux de l'ordre de ±50°C, et des géobaromètres, de l'ordre de ±0.1 GPa, rend la détermination des trajets P-T incertaine. Enfin, une des conséquences des événements superposés est d'effacer plus ou moins les événements précoces. Nonobstant, la combinaison des études thermo-barométriques, structurales et géochronologiques permet d'établir les chemins P-T-t-d suivis par chacune des unités.

4.2 Métamorphismes et déformations dans le domaine moldanubien

Dans ce domaine, quatre événements tectono-métamorphiques précoces, D_0, D_1, D_2, D_3 ont contribué à l'édification de la chaîne (voir p. ex. Faure et al., 2005, 2009 ; Lardeaux 2014). Dans la suite, on ne considèrera pas les métamorphismes pré-orogéniques comme le métamorphisme de contact développé autour de plutons d'âges Cambrien ou Ordovicien qui seront ultérieurement transformés en orthogneiss. De même, les métamorphismes océaniques décrits dans l'ophiolite de Chamrousse (Guillot et al., 1992) et dans le Limousin (Berger et al., 2005) ne seront pas détaillés ici. La plupart des données présentées dans cette partie proviennent de travaux conduits dans le Massif central et l'Armorique méridionale. Des informations complémentaires sont données pour les Vosges centrales et méridionales mais les corrélations entre ces trois massifs restent encore incertaines. Afin de faciliter la lecture, un rappel sommaire de la structure du Massif central est donné ci-dessous (pour plus de détails, voir Ledru et al., 1989 et Faure et al. 2009). Un aperçu historique de l'évolution des idées sur la structure du Massif central est donné dans Faure (2020).

L'ARCHITECTURE DE NAPPES DU MASSIF CENTRAL

Il est maintenant bien accepté que le Massif central français varisque est formé par un empilement de nappes ductiles et synmétamorphes appartenant toutes au domaine dit "moldanubien" qui, paléogéographiquement, correspond à la marge

Nord du Gondwana (Voir chapitres 1 et 2). Plusieurs unités sont distinguées par leurs contenus lithologiques et leurs âges (Faure et al., 2009, Faure et al., 2020). Du haut en bas de l'édifice de nappes, on reconnaît les unités litho-tectoniques suivantes largement réparties dans tout le MCF (voir figures 4.2 et 4.3).

- L'unité supérieure des gneiss (USG) est l'unité la plus originale de l'édifice de nappes. C'est là que se rencontrent la plupart des alternances centimétriques à métriques de gneiss acides et d'amphibolites appelées « complexe leptyno-amphibolique » (CLA) contenant des reliques métamorphiques de haute pression (éclogites et granulites). D'une façon générale, l'USG se rencontre sous forme de klippes ; Limousin Central, synforme d'Uzerche, Haut-Allier, Marjevols, Lévezou.

- L'unité inférieure des gneiss (UIG), tectoniquement sous-jacente à l'USG, ne diffère guère du point de vue lithologique. Dans la région de Tulle, des alternances acides-basiques forment un complexe leptyno-amphibolique mais contrairement à ceux de l'Unité Supérieure des Gneiss, il ne contient pas de reliques métamorphiques de HP. Les micaschistes et paragneiss de l'UIG sont métamorphisés dans le faciès amphibolite.

- L'unité para-autochtone (UPA) est chevauchée par la précédente. Elle affleure dans les Cévennes centrales, la région du Haut Lot et la Châtaigneraie. A l'ouest du Sillon Houiller, elle forme la partie la plus profonde du massif du Millevaches. Dans le Limousin, elle apparaît au cœur des fenêtres tectoniques de Sussac, de la Drone, de St-Goussaud, du plateau d'Aigurande, et de la Sioule, à l'est du Sillon Houiller. Lithologiquement, l'UPA se caractérise par l'abondance de micaschistes sériciteux et de micaschistes quartzo-feldspathiques.

- L'unité des plis-et-chevauchements forme les versants sud et nord de la Montagne Noire, le horst du Lodévois, et le Viganais dans les Cévennes méridionales. Lithologiquement, cet ensemble contient surtout des roches sédimentaires qui peuvent être localement épimétamorphiques : calcaires, grès et argilites dont l'âge s'étale du Cambrien inférieur (possiblement de l'Ediacarien) jusqu'au Carbonifère inférieur (Serpukhovien).

- Le bassin d'avant-pays méridional affleure dans la partie SE de la Montagne Noire et se prolonge sous les sédiments mésozoïques et cénozoïques du Languedoc pour réapparaître dans le massif du Mouthoumet au sud de Carcassonne, puis dans les Pyrénées. Il est également connu en Sardaigne et dans l'île de Minorque aux Baléares. Il est formé de turbidites (flyschs) d'âge viséen à serpukhovien, voire même bashkirien (namurien-westphalien) (cf. chapitre 7).

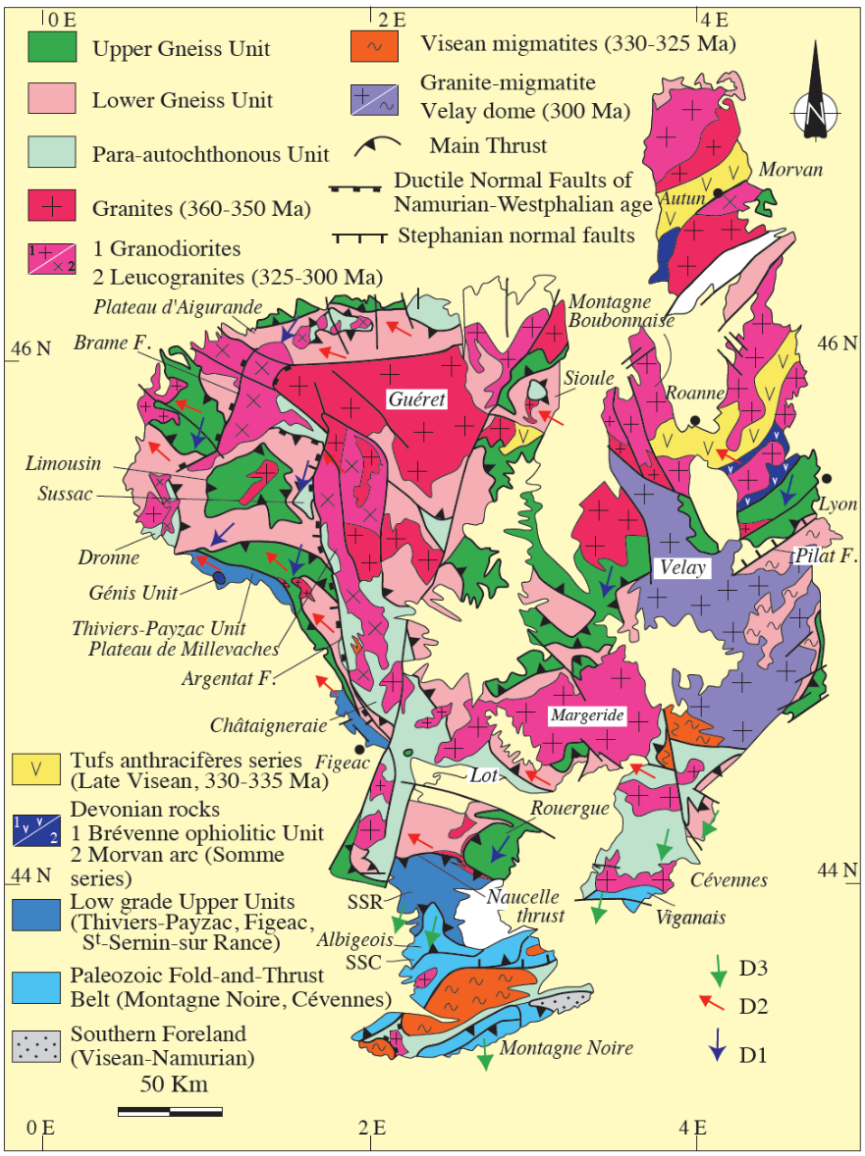


Figure 4.2 *Schéma structural du Massif central montrant les grandes unités lithotectoniques ainsi que les trois événements compressifs (D1, D2, D3) décrits dans le texte. SSR : nappe de St-Sernin-sur Rance, SSC : nappe de St-Salvi de Carcavès. (D'après Faure et al., 2009).*

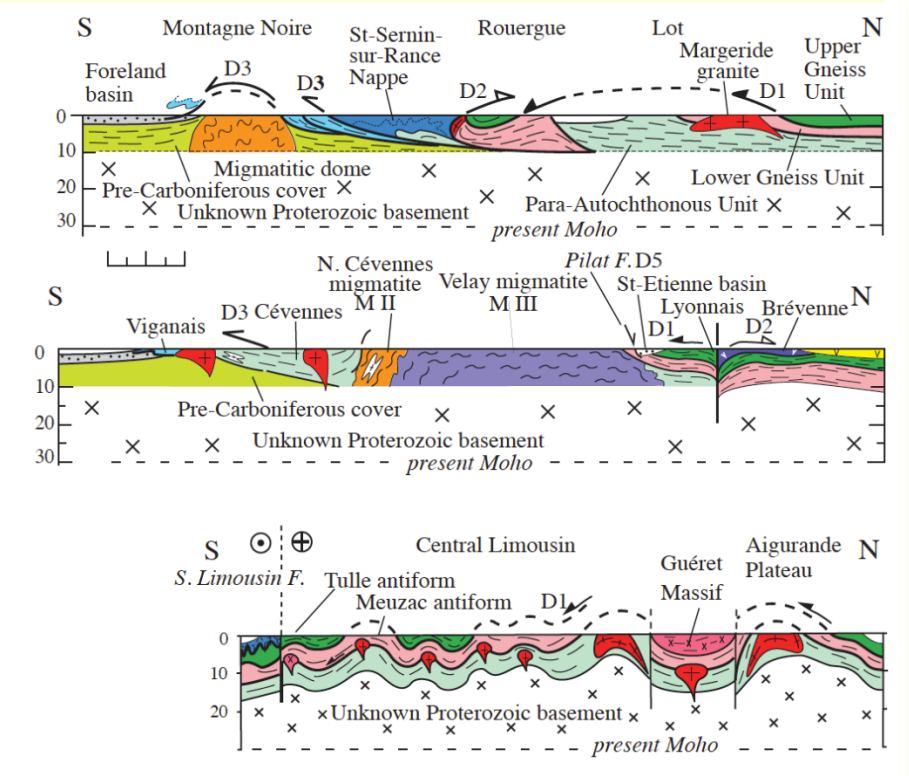


Figure 4.3 *Coupes générales simplifiées de l'édifice varisque du Massif central montrant les déformations superposées de la pile de nappe replissée en antiformes et synformes d'échelle kilométrique et recoupée par des intrusions granitiques. A) coupe N-S du S de la Montagne Noire à la Margeride ; B) coupe N-S du SE du Massif central du Viganais à la Brévenne ; C) coupe N-S du Limousin (d'après Faure et al., 2009). Les légendes sont les mêmes que pour le schéma structural de la figure 4.2*

Outre cette succession, il faut aussi mentionner des unités particulières, restreintes à certaines régions :

- L'Unité de Thiviers-Payzac (UTP) forme une bande allongée le long de la bordure SW du Massif Central, du Limousin au Quercy. A l'est du Sillon Houiller, la nappe de St-Sernin-sur-Rance, bien que lithologiquement comparable à l'Unité Para-autochtone, est rattachée à l'UTP sur la base de ses caractéristiques structurales et métamorphiques. Les formations volcano-sédimentaires acides sont très

développées. L'UTP est marquée par un métamorphisme régional développé dans le faciès schiste vert ou amphibolite.

- L'Unité de la Brévenne affleure dans le NE du Massif central, au nord des Monts du Lyonnais et dans le Beaujolais. L'existence de laves basaltiques (parfois sous forme de pillow lavas), de diabase, gabbro, de péridotites serpentinisées, de granites sodiques (albitites), de roches volcano-sédimentaires basiques (grauwackes, grès à pyroxènes détritiques), de laves acides (kératophyres), de sédiments siliceux (argilites et radiolarites) est connue de longue date (Péterlongo, 1960). Le chimisme tholéiitique des roches magmatiques s'accorde avec une série ophiolitique d'âge Dévonien supérieur. Elle constitue une nappe ophiolitique charriée sur des gneiss chloriteux (gneiss d'Affoux) équivalents à l'USG mais déjà exhumés et rétromorphosé avant le charriage. La nappe de la Brévenne et son substratum sont recouverts en discordance par des grès du Viséen inférieur.

- La série de la Somme et les formations du Dévono-dinantien ne sont connues que dans la partie ouest du Morvan central. Il s'agit d'une succession de roches volcaniques (andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites), et volcani-clastiques (grauwackes, conglomérats, pyroclastites, tufs), ainsi que d'amas sulfurés. La série de la Somme n'est ni métamorphique ni déformée ductilement, elle est datée paléontologiquement du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien, 380-370 Ma), mais le contact de base de la série avec son substratum n'est pas connu. Des galets calcaires, d'âge Dévonien inférieur à moyen (Emsien à Givétien, 407-385 Ma), remaniés dans le Carbonifère suggèrent que la base de la série de la Somme pourrait atteindre le Dévonien moyen. Les roches magmatiques présentent une signature géochimique calco-alcaline caractéristique d'un arc magmatique. La série de la Somme est recouverte en discordance par des formations détritiques non métamorphiques et non déformées d'âge Viséen inférieur. Des gneiss, éclogites et migmatites, appartenant à l'USG, sont connus dans la région d'Autun, mais les relations entre ces roches métamorphiques et celles de la série de la Somme sont inconnues. Malgré l'absence d'arguments de terrain, on admet souvent que les roches sédimentaires du Dévonien reposent en discordance sur ce substratum métamorphique.

- La série des « Tufs anthracifères » n'existe que dans le nord du Massif central, où elle affleure sous forme de deux « bandes » dans le Morvan septentrional au N d'Autun et dans la région de Roanne. Vers l'ouest, la formation des «Tufs anthracifères» se prolonge dans la Montagne Bourbonnaise, puis au sud de la région de la Sioule, et dans le Limousin septentrional, où elle forme la partie la plus profonde du bassin de Bosmoreau-les Mines. Elle consiste en conglomérats à galets variés, notamment des fragments de roches métamorphiques et de granites, grès, silts

avec des intercalations charbonneuses. Elle contient aussi des coulées volcaniques (rhyolites, dacites) et des filons de microgranite ou de dolérite. Elle est datée paléontologiquement du Viséen supérieur par des plantes. Les datations radiométriques Rb/Sr et U/Pb vers 330 Ma confirment cet âge fini-Carbonifère inférieur. La formation des « Tufs anthracifères » repose en discordance sur certains granites (par exemple le massif de St-Gervais-d'Auvergne dans la Sioule) et également sur la série d'arc de la Somme ou sur les ophiolites de la Brévenne. Cette formation est donc d'un marqueur chronologique essentiel pour l'évolution tectonique du Massif central car dans le nord du Massif, car elle scelle la déformation syn-métamorphe D_2 (voir dans la suite du chapitre). Toutefois, il est important de noter que dans le sud du MCF, la déformation D_3 des unités Para-autochtone et des Plis-et-Chevauchements est synchrone du dépôt de la formation des « Tufs anthracifères ».

4.2.1 *Les événements éo-varisques*

4.2.1.1 Le métamorphisme de HP et UHP (D_0)

Connues depuis la fin du XIX° siècle par les travaux de Lacroix et ses élèves (Brière, 1920, voir Godard, 2001 pour plus de détail), les roches de haute pression (HP) se rencontrent principalement dans les klippes formant USG du Massif central. Il s'agit de boudins de métabasites et plus rarement d'ultrabasites inclus dans des gneiss plagioclasiques (ou gneiss gris = métagrauwackes) souvent migmatitiques. Les éclogites de la zone axiale de la Montagne Noire (cf. infra) ne relèvent pas de cet événement. Les roches de HP affleurent aussi dans le sud du Massif armoricain en trois endroits : i) dans le complexe de Champtoceaux, ii) dans la baie d'Audierne et iii) en Vendée dans le complexe des Essarts. On ajoutera à, cette liste, les unités de schistes bleus de l'Armorique méridionale : île de Groix et Bois de Céné. On les trouve également dans l'unité des Gneiss Variés dans les Vosges Moyennes (voir figure 4.4).

Les textures coronitiques d'origine magmatique, préservées dans certaines éclogites, indiquent que les protolithes sont souvent des gabbros, mais des protolithes basaltiques, doléritiques et volcano-sédimentaires sont également probables. Les analyses géochimiques des métabasites montrent des signatures variées : tholéiites océaniques, basaltes alcalins, tholéiites continentales. Le magmatisme bimodal caractéristique des complexes leptyno-amphiboliques s'accorde bien avec un contexte géodynamique de marge continentale distale (croûte continentale amincie ou zone de transition océan-continent). Les schistes bleus de l'île de Groix et du bois de Cené sont issus de gabbros et basaltes emballés dans des métapélites et métagrauwackes dérivant de l'érosion de roches détritiques continentales. Un contexte de prisme

d'accrétion dans une marge continentale active est une interprétation satisfaisante (Cogné, 1974 ; Matte, 1991 ; Bosse et al., 2005 ; Ballèvre et al. 2009).

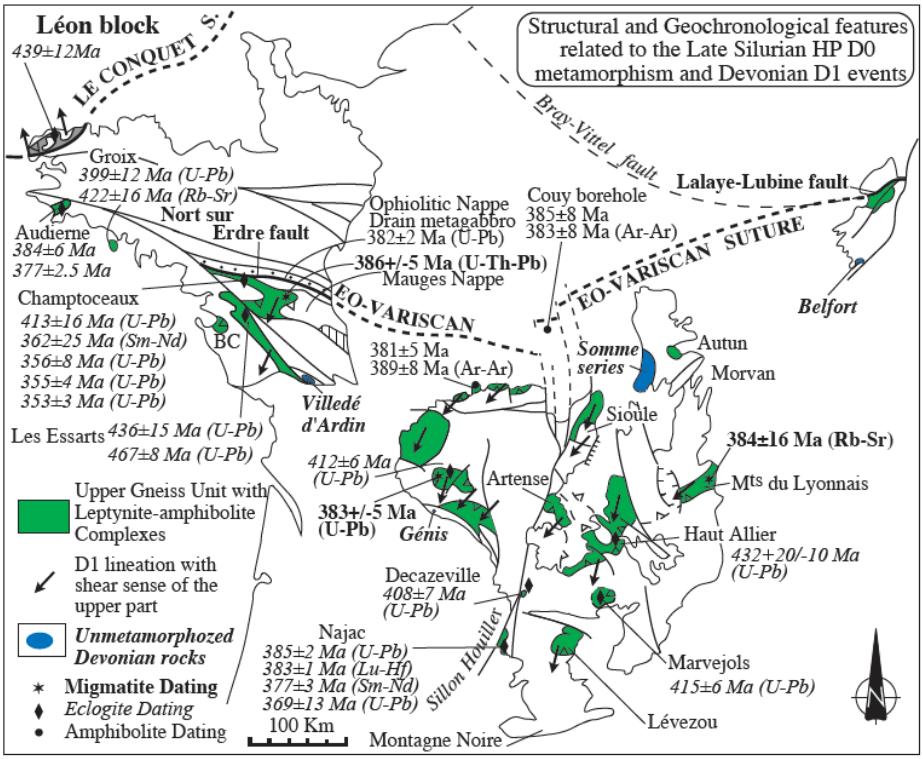


Figure 4.4 *Schéma structural des Massifs Armoricain, Central et des Vosges localisant les roches de haute pression et les données structurales et géochronologiques des événements D_0 et D_1. BC : Bois de Cené*

Les assemblages métamorphiques varient selon la lithologie du protolithe. Bien que souvent rétromorphosées en amphibolites à grenat, les métabasites renferment des symplectites à clinopyroxène-plagioclase issus de la déstabilisation de l'omphacite (Lasnier, 1968 ; Briand, 1973 ; Santallier, 1975 ; Santallier & Floc'h, 1978, 1979 ; Nicollet & Leyreloup, 1978 ; Lardeaux et al., 1989 ; 2001 ; Mercier et al., 1989 ; Ballèvre et al., 1994 ; Godard, 2001 ; Berger et al., 2010 ; Lardeaux, 2014). On distingue ainsi des éclogites à omphacite-quartz-rutile-zoïsite, des éclogites à disthène, des éclogites à coesite. Des assemblages à corindon et saphirine sont connus dans le Haut-Allier (Lasnier et al., 1982). Certaines roches se situent dans le faciès des granulites de haute pression, il s'agit de roches à grenat-clinopyroxène (diopside)

ou pyrigranites et de roches à clinopyroxène (diopside)-orthopyroxène alumineux-plagioclase-grenat ou pyriclasites.

On reconnaît aussi des ultrabasites dont les plus grandes masses se trouvent dans la klippe de la Bessenoit en Rouergue, dans le Limousin central, les Monts-du Lyonnais, la baie d'Audierne. Il s'agit de lherzolites ou d'harzburgites très serpentinisées. Les péridotites du Bois des feuilles dans les Mts du Lyonnais contiennent une paragenèse à grenat-spinelle (Lardeaux et al., 1989).

Les roches à amphibole sodique (faciès des schistes bleus ou des éclogites à glaucophane) sont rares dans les variscides françaises. Les plus célèbres sont les glaucophanites à grenat-lawsonite-épidote de l'ile de Groix, mais elles existent aussi en Vendée dans la klippe du bois de Céné (Triboulet, 1991) et en Rouergue dans la klippe de Najac (Delor et al. 1986).

Les roches quartzo-feldspathiques métamorphisées dans des conditions de HP ne sont pas bien identifiées. L'observation de textures coronitiques de grenat autour de biotite ou de clinopyroxène cristallisé à partir de hornblende magmatique sont des critères de reconnaissance de métamorphisme de HP développé à partir de protolithes magmatiques. L'orthogneiss de la Picherais qui est une partie de l'orthogneiss de St-Mars-du-Désert dans le complexe de Champtoceaux (Lasnier et al., 1973 ; Ballèvre et al., 1993, 2009) et un orthogneiss dans la klippe du Vibal, en Rouergue sont métamorphisés dans des conditions de haute pression (Burg & Leyreloup, 1989 ; Morel et al., 2003). En Vendée, dans le complexe des Essarts, des orthogneiss et paragneiss formant l'encaissant des éclogites basiques ont conservé des reliques du métamorphisme de HP, ainsi que d'un métamorphisme de HT pré-varisque (Godard, 1988, 2001 ; voir figure 4.5). Des paragenèses à biotite-grenat-cordiérite± sillimanite témoignent d'un événement antérieur à l'éclogitisation, dans des conditions de 770°C et 0,5 GPa. Dans ces mêmes roches, les conditions du métamorphisme de HP sont estimées à 650°C et 1,65 GPa.

Des études détaillées ont permis de déterminer dans ces roches de haute pression des gradients géothermiques compris entre 7 et 15°C/km et un pic de pression de 3 GPa compatible avec un enfouissement à plus de 90 km (Lardeaux et al., 2001 ; Ballèvre et al., 1994 ; Godard, 2001 ; Berger et al., 2010 ; Lardeaux, 2014 ; voir figure 4.6). Néanmoins, les trajets P-T sont ambigus car le synchronisme entre les pics de pression (P_{max}) et de température (T_{max}) n'est pas établi. Les éclogites du Massif central et du Massif armoricain indiquent des conditions de P_{max} comprises entre 2 et 3 GPa et de T_{max} entre 700 et 750°C. Les granulites de HP atteignent des valeurs de 1,5 GPa et 800-850°C. On peut donc proposer qu'après avoir passé le pic de pression, certaines éclogites ont été partiellement réchauffées.

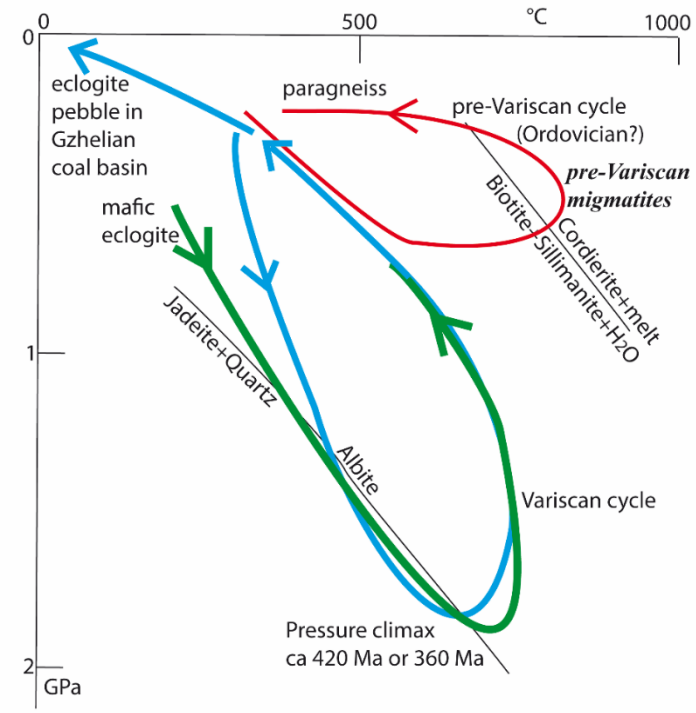


Figure 4.5. Trajets P-T proposés pour les roches de HP du complexe des Essarts en Vendée, équivalent à l'USG du Massif Central (d'après Godard, 2001). Rouge : trajet P-T pre-varisque des gneiss, supposé lié au rifting ordovicien. Les roches sédimentaires sont métamorphisées dans des conditions de HT/BP produisant des migmatites à cordiérite. Bleu : trajet P-T varisque pour les roches sédimentaires et magmatique acides. Vert : trajet P-T pour les roches basiques (gabbros).

Dans les Vosges Moyennes, les roches des unités des "Gneiss Variés" et des "Granulites Acides", probablement équivalentes à l'USG, contiennent des assemblages à grenat-disthène-feldspath potassique indiquant respectivement des conditions thermo-barométriques de 800-880°C et 1.4-1.6 GPa et de 700-900°C et 1,2-1,5 GPa (Skrzypek et al., 2014 et ref incluses). Des péridotites à grenat ± spinelle, préservant des conditions mantelliques (5 GPa, >1000°C), ont été incorporées tectoniquement aux roches crustales dans des conditions de HP/HT (1-1,2 GPa, 800-900°C ; Altherr & Kalt, 1996), proches de celles déterminées dans les Gneiss Variés de ≈ 1-1,2 GPa, 800-900°C (Rey et al., 1989 ; Latouche et al., 1992).

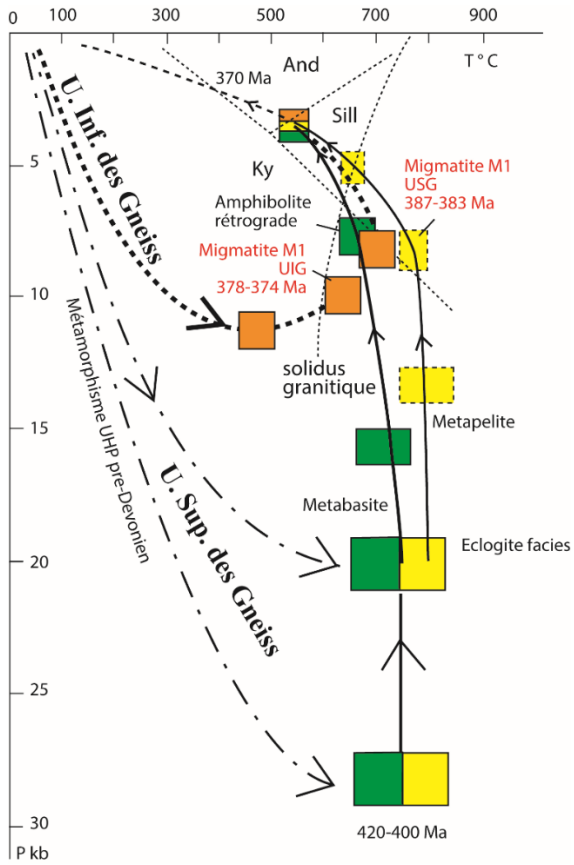


Figure 4.6 *Trajets Pression-Température-temps synthétiques des Unités Supérieure des Gneiss, et Inférieure des Gneiss pour les événements D_0 et D_1. Vert : protolithe basique ; jaune : protolithe felsique, orange : protolithe alumineux sédimentaire ou magmatique (d'après Faure et al., 2008).*

Les conditions thermo-barométriques calculées à partir des métapélites et des métabasites de la klippe de l'ile de Groix sont comprises entre 400-450°C et 1,4 et 1,6 GPa pour l'unité inférieure et entre 450-500°C et 1.6-1.8 GPa pour l'unité supérieure (Ballèvre et al., 2003 ; Bosse et al., 2005). Les glaucophanites de la klippe du bois de Céné ont été métamorphisées dans le faciès des schistes bleus à épidote dans des conditions thermo-barométriques de 500°C et 1,1 GPa (Triboulet, 1991). Les micaschistes de HP sont ensuite partiellement rétromorphosés pendant une exhumation syntectonique pour atteindre des conditions de basse pression d'environ 0,2 Gpa.

Actuellement, il existe très peu de données sur les microstructures planaires ou linéaires développées dans les éclogites pendant l'événement D0. Dans le complexe des Essarts en Vendée, certains grenats contiennent des inclusions d'omphacite orientées définissant une foliation précoce (Goddard, 2001). Dans la matrice des éclogites, l'omphacite présente aussi une orientation préférentielle avec une fabrique planaire "subverticale" et une linéation minérale orientée NW-SE (Godard & Van Roermund, 1995 ; Mauler et al., 2001). Les métabasites de l'ile de Groix portent une linéation d'allongement NW-SE (Quinquis et Choukroune, 1981 ; Cannat, 1985). Des cisaillements ductiles vers le SE seraient contemporains du métamorphisme de HP, alors que ceux vers le NW seraient contemporains de l'exhumation de l'unité de schistes bleus (Philippon et al., 2009). Dans la klippe du bois de Céné, les cristaux de glaucophane sont alignés dans la direction NNE-SSW (Godard et al., 2009).

L'âge de l'événement précoce de HP, D_0, encore appelé éo-varisque, reste discuté (Pin et Peucat, 1986 ; Lardeaux 2016). Dans le SE du Massif central, les datations U-Pb sur des populations de zircons éclogitiques indiquent des âges à 415±6 Ma (Pin & Lancelot, 1982) et 432±20 (Ducrot et al., 1983). Dans le Limousin, une datation de monograins de zircon par la méthode U-Pb, (ICP-MS) donne un âge à 421±10 Ma (Berger et al., 2010). Le chronomètre Sm-Nd sur des métagabbros de la klippe de la Bessenoit fournit un âge à 408±7 Ma (Paquette et al., 1995) et un âge Pb-Pb, par la méthode d'évaporation de zircon à 413±23 Ma (Paquette et al. 1995). Le cœur de monazites donne un âge U-Th-Pb à 415±15 Ma. Cependant, des éclogites rétromorphosées de la klippe de Najac ont fourni des âges isochrones Lu-Hf et Sm-Nd respectivement de 383±1 Ma et 377±3 Ma, alors que l'âge de l'apatite tardive cristallisée dans les fractures de grenat est de 369±13 Ma (Lotout et al., 2018).

Dans le Massif armoricain, les données récentes sur des roches de HP du complexe de Champtoceaux et de Vendée ne donnent aucun âge éo-varisque Siluro-Dévonien (Paquette et al., 2017). Une éclogite de Champtoceaux fournit un âge U-Pb sur zircon à 413±16 Ma (Paquette et al., 1985), actuellement considéré «sans signification» (Paquette et al., 2017). L'orthogneiss de HP de la Picherais donne un âge U-Pb à 423±10 Ma (Vidal et al., 1980). L'âge à 467±8 Ma d'une éclogite de Vendée est interprété comme un effet de contamination d'un protolithe basique par des zircons crustaux protérozoïques. Les âges U-Pb à 355± 4 Ma et 353±3 Ma des éclogites de Champtoceaux sont proches des âges Sm-Nd et U-Pb, respectivement à 362±25 Ma et 356±8 Ma (Bosse et al., 2000).

Les schistes bleus de l'ile de Groix ont fait l'objet de datations U-Pb, Rb-Sr et $^{39}Ar/^{40}Ar$. Les premières mesures sur zircons détritiques indiquent des âges à 422±16 Ma et 399±12 Ma (Peucat, 1986). En revanche, les datations Rb-Sr et $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur phengites fournissent des âges plus récents vers 360-350 Ma acquis lors du trajet

rétrograde des unités de HP pendant leur exhumation (Bosse et al., 2005). Ces résultats sont aisément interprétables si l'on considère les températures de fermeture des chronomètres (voir l'encadré ci-dessous).

Dans les Vosges moyennes, les éclogites de l'Unité des Gneiss Variés et les granulites acides de HP contiennent des zircons datés entre 345 et 335 Ma qui post-datent largement le pic de pression (Skrzypek et al., 2014 et ref incluses).

SIGNIFICATION DES AGES RADIOMETRIQUES : Les datations radiométriques mises en œuvre dans la chaîne varisque depuis le début des années 1980 sont des éléments essentiels pour les interprétations tectoniques et géodynamiques. Certaines méthodes (Rb/Sr, Sm/Nd) sont fondées sur des mesures isotopiques réalisées sur plusieurs roches supposées co-génétiques ou sur la totalité de la roche et des minéraux séparés. L'alignement des points analytiques définit une isochrone pouvant correspondre à la cristallisation d'un magma ou à un événement ultérieur (métamorphisme, hydrothermalisme, etc…). Ces techniques sont critiquables dans la mesure où il n'est pas certain que les échantillons et minéraux analysés soient contemporains. D'autres méthodes se sont développées grâce à l'amélioration des conditions analytiques de très petites quantités de matière. Par exemple, la technique d'ablation laser permet de prélever puis de doser des isotopes contenus dans quelques microns cube (μm^3) d'un minéral. On parle alors de « datation ponctuelle ». Ceci est parfois confondu avec des datations « in-situ » également ponctuelles, mais réalisées sur des échantillons de roches et non de minéraux séparés. Les datations *in situ* présentent l'avantage de respecter les relations texturales entre les minéraux d'une roche, ou parfois même de dater des inclusions contenues dans d'autres minéraux. Les datations isotopiques requièrent la mesure d'isotopes fils (issus de la désintégration d'un élément père), mais les quantités d'isotopes fils et père des éléments contenus dans un minéral ont pu varier au cours de son histoire géologique. La température, la circulation de fluides, la taille de grain sont les facteurs les plus importants à considérer pour discuter la signification des données radiométriques. Il est important de prendre en compte la « température de fermeture » du système isotopique. Par exemple pour la biotite, la *température de fermeture* du chronomètre Ar/Ar est de 350-400°C, ce qui signifie que l'âge obtenu correspond au moment où la biotite est passée sous l'isotherme 350-400°C, lorsque le système isotopique est devenu clos et que le chronomètre s'est déclenché. Ainsi les géochronomètres sont aussi des géothermomètres. On parle parfois de thermo-chronologie. Les effets des circulations fluides ou des modifications des tailles de grain (mylonitisation, recristallisation) sont plus difficiles à évaluer, ils nécessitent une étude texturale minutieuse de la roche et de ses minéraux constitutifs. Les minéraux datés peuvent avoir eu une histoire géologique longue et complexe. Par exemple, un grain de zircon présent dans un granite peut être un grain réfractaire (un

grumeau résiduel) hérité du protolithe source du magma. C'est la raison pour laquelle, il est fréquent de trouver dans des roches magmatiques des grains à cœurs hérités entourés d'auréoles concentriques cristallisées pendant le refroidissement du magma. En outre, la roche magmatique peut être transformée à l'état solide en orthogneiss, ou être percolée par des fluides ou être fondue pour donner des migmatites, voire des granites d'anatexie. Lors de ses avatars, le grain de zircon va acquérir de nouvelles surcroissances. Il est donc très important pour interpréter les âges radiométriques de connaître la structure interne des grains, imagée par diverses techniques (microscopie électronique à balayage, cathodoluminescence). Dans les années 1990-2000, une méthode de datation « chimique » de la monazite a été mise au point, notamment en France par A. Cocherie au BRGM (Cocherie et al., 1998 ; Cocherie et Albarède, 2001). Cette méthode est fondée sur l'hypothèse, vérifiée a posteriori, que ce minéral incorpore moins de 5% de Pb commun lors de sa cristallisation. On peut ainsi calculer un âge en mesurant simplement à la microsonde électronique les concentrations en U, Th et Pb total provenant de la désintégration des éléments U et Th. Cette méthode présente les avantages d'être rapide, bon marché et de concerner de très petits volumes de matière (près de 300 fois moins que pour l'ablation laser). Il est donc possible de bien mettre en évidence les phénomènes d'héritage ou de poly-métamorphisme. En revanche, l'absence de mesures isotopiques donne des âges imprécis, souvent surestimés. Enfin, toute mesure physique étant entachée d'erreur, dans la discussion de la signification des âges radiométriques, il est également nécessaire de considérer les incertitudes qui doivent être données à ±2 σ.

L'âge de l'événement éo-varisque de HP D_0 est donc mal contraint puisque les méthodes géochronologiques les plus modernes indiquent plutôt des âges Dévonien supérieur -Carbonifère inférieur. Cependant l'interprétation de certaines données reste toujours délicate car le comportement des chronomètres isotopiques dans les minéraux vis-à-vis de la déformation et des fluides hydrothermaux reste très mal appréciée. Il est délicat de déterminer si les âges obtenus reflètent bien le pic de pression ou indiquent déjà un intervalle temporel rétrograde du trajet P-T. En particulier, les âges du Silurien supérieur à Dévonien inférieur sont critiquables car ils ont été réalisés sur des populations de grains. Des effets de mélange entre des grains ayant préservé l'âge du protolithe (globalement Ordovicien inférieur) et celui du métamorphisme de HP vers 390-380 Ma peuvent être responsables de ces âges intermédiaires. En revanche, les datations les plus récentes, obtenues avec la méthode ICP-MS avec ablation laser sur monograins, sont également imprécises et associées à une part interprétative importante. Ainsi les âges à ~ 380 Ma des éclogites de Najac (Lotout et al., 2018) pourraient dater leur exhumation car les calculs des isochrones Lu-Hf et Sm-Nd prennent en compte la hornblende cristallisée lors de la rétromorphose des roches de HP. A l'heure actuelle, un consensus mou semble se

dégager pour estimer l'âge du métamorphisme de HP vers 390-380 Ma (Givétien). Si les âges du Silurien terminal-Dévonien précoce (420-410 Ma) sont probablement à éliminer, les âges vers 360-350 Ma sont difficiles à concilier avec les autres données stratigraphiques (notamment celles du NE du Massif central) et structurales (rétromorphose précoce des gneiss migmatitiques du substratum tectonique de la nappe de la Brévenne). Bien sûr, on pourrait envisager qu'il existe plusieurs épisodes de métamorphisme de HP. A l'échelle de ce petit segment français de la chaîne varisque, cette interpétation mi chèvre-mi chou, apparaît peu convaincante. Il est également intéressant de noter que ces âges du Dévonien supérieur (385-375 Ma) et du Dévonien terminal-Carbonifère inférieur (~ 360-350 Ma) sont respectivement similaires à ceux obtenus pour les événements tectono-métamorphiques D_1 et D_2.

4.2.1.2 L'événement de MP/MT (D_1)

Des phénomènes structuraux, métamorphiques et anatectiques sont regroupés sous le terme d'événement D_1. Structuralement, D_1 est le premier événement identifié sur le terrain par la foliation majeure, S_1, souvent à faible pendage et la linéation minérale et d'allongement, L_1, orientée NE-SW, associée à une cinématique de la partie supérieure vers le SW (voir figure 4.4). Dans le Massif central et le sud du Massif armoricain, L_1, reconnue à la fois dans l'USG et l'UIG, est interprétée comme l'indication d'une mise en nappe précoce de l'USG sur l'UIG (Mts du Lyonnais, Plateau d'Aigurande, ~~le~~ Limousin, Rouergue, Artense, Sioule, Haut Allier (Lardeaux & Dufour, 1987 ; Rolin & Quenardel, 1980 ; Floc'h, 1983 ; Nicollet, 1978 ; Burg et al., 1984 ; Faure et al., 1993, 2005). Dans le complexe de Champtoceaux, des cisaillements vers le NW sont associés à l'exhumation de l'USG (Lagarde, 1980 ; Faure et al., 2005, 2008 ; Philippon et al., 2009) mais du fait des âges radiométriques à ~360 Ma, ils pourraient également être attribués à l'événement D_2 (voir ci-dessous).

Les métabasites du complexe leptyno-amphibolique de l'USG connaissent une décompression isotherme (voir figure 4.6). Les éclogites et les granulites de HP sont rétromorphosées en amphibolites à grenat et en amphibolites banales (Santallier, 1976 ; Santallier et al., 1994 ; Mercier et al., 1991 ; Berger et al., 2010 ; Lardeaux, 2014). Les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur amphiboles donnent des âges compris entre 379 et 385 Ma pour cette rétromorphose (Costa & Maluski, 1988 ; Boutin & Montigny, 1993). Ces dernières données provenant de thermo-chronomètres de relativement basse température (450-350°C), l'âge de l'anatexie pourrait être plus ancien.

En revanche, les roches pélitiques (paragneiss et micaschistes) et quartzo-feldspathiques (orthogneiss) hydratées sont partiellement fondues pour donner naissance à des migmatites à biotite-sillimanite-muscovite ± grenat ± cordiérite, appelées « migmatites M_1 » (Faure et al., 2009 ; voir figure 4.6). Des restites d'orthogneiss encore reconnaissables dans certaines migmatites témoignent de

l'histoire polyphasée de l'UIG et de l'USG. Il s'agit des granites d'âge Cambrien ou Ordovicien mis en place lors de la rupture de la Panotia (cf. chapitre 2) qui ont été déformés et orthogneissifiés lors des événements D_0 et D_1 précoce, puis partiellement fondus à la fin de D_1. A de très rares exceptions, comme l'orthogneiss de la Picherais du complexe de Champtoceaux, ou la métagranodiorite de Pomeyrols dans la klippe du Vibal en Rouergue, les orthogneiss n'ont pas conservé la trace de l'événement D_0. Cette absence peut être due soit à une oblitération complète des paragenèses de HP, soit au fait que ces roches n'ont effectivement jamais été profondément subductées dans les conditions du faciès éclogite. Si cette dernière interprétation est acceptable pour l'UIG, elle est difficilement recevable pour l'USG car orthogneiss et métabasites appartiennent au même ensemble magmatique bimodal contemporain du rifting pre-orogénique. Dans les premiers stades de l'anatexie M_I, la présence de grenat et feldspath potassique, la déstabilisation du disthène en sillimanite et du rutile en ilménite et l'absence de muscovite primaire traduisent des conditions de pression de 0,9 à 1 GPa et de température de 700 à 750°C. La fusion se poursuit ensuite dans des conditions de plus basse pression et température, respectivement de 0,4 -0.6 GPa et 650-700°C au fur et à mesure de l'exhumation de l'USG et de l'UIG (Floc'h, 1983 ; Mercier et al., 1992 ; Roig & Faure, 2000; Bellot & Roig, 2007; Lardeaux, 2014). Les données radiométriques U-Pb sur zircon et Rb-Sr sur roche totale et minéraux indiquent des âges compris entre la fin du Dévonien moyen (Givétien) vers 386 Ma et le début du Dévonien supérieur (Frasnien) vers 375 Ma (Dufour, 1982; Duthou, 1977, 1994; Lafon, 1986; Feybesse et al., 1996 ; Cocherie et al., 2005; Faure et al., 2008). Les migmatites M_I du Morvan, contiennent des amphibolites à grenat, des éclogites rétromorphosées, des péridotites à spinelle (Godard, 1990). Ces roches affleurement près d'Autun à proximité de la série sédimentaire et volcanique de la Somme (Delfour 1989; Faure et al., 1997) dont la partie inférieure (à Diou et Gilly) est datée paléontologiquement du Dévonien supérieur (Frasnien, ca 380 Ma) mais la véritable base de cette série n'est pas connue. Cependant, des galets de calcaire d'âge Emsien à Givétien (entre 407 et 385 Ma) sont remaniés dans le Carbonifère inférieur (Delfour, 1989). Ces observations suggèrent que l'UIG et l'USG étaient placées dans les conditions supracrustales dès la fin du Dévonien. Les modélisations numériques indiquent que l'anatexie qui accompagne l'exhumation d'une croûte continentale se déclenche environ 20 à 30 Ma après le pic de pression (p. ex. England & Thompson, 1984 ; Thompson and England, 1984). Cet intervalle de temps s'accorde bien avec le cycle éo-varisque décrit ci-dessus.

Dans les Vosges moyennes, les événements métamorphiques précoces sont moins bien contraints que dans les massifs armoricain et central (Skrzypek et al., 2014). La série des Gneiss Monotones à biotite-sillimanite, comparable à l'UIG, est chevauchée par la série des Gneiss Variés et des granulites acides qui contient des lentilles de péridotites, d'éclogites, d'amphibolites, de marbres et de granulites acides

(Wickert & Eisbacher, 1988 ; Fluck, 1989 ; Rey et al., 1989). Après le métamorphisme de HP (voir paragraphe précédent), les deux séries ont été tectoniquement superposées. Les conditions métamorphiques sont assez proches, respectivement de 0,7 à 0.9 GPa et 750-800°C et 0.5 à 0.65 GPa et 600-660°C pour la série supérieure et inférieure. Les rares données mentionnent une linéation d'allongement NE-SW (Wickert & Eisbacher, 1988) qui peut être comparée à la linéation L_1 du Massif central. La migmatisation M_1 n'a pas encore été reconnue dans les Vosges moyennes.

Une interprétation géodynamique est proposée ci-dessous (voir figure 4.7). La fermeture de l'océan Médio-européen (voir chapitre 2) est accommodée par une subduction océanique sous un arc magmatique situé sur la marge de l'Armorica. Dans cette interprétation, la subduction continentale de la marge nord du Gondwana est responsable du métamorphisme de haute (voire de ultra-haute) pression dans l'unité supérieure des gneiss. L'exhumation de la racine crustale de la chaîne éo-varisque est associée à une première anatexie (migmatisation M_1) et les déformations syn-métamorphes de l'événement D_1. Pour d'avantage de détails, voir Faure et al., 2008.

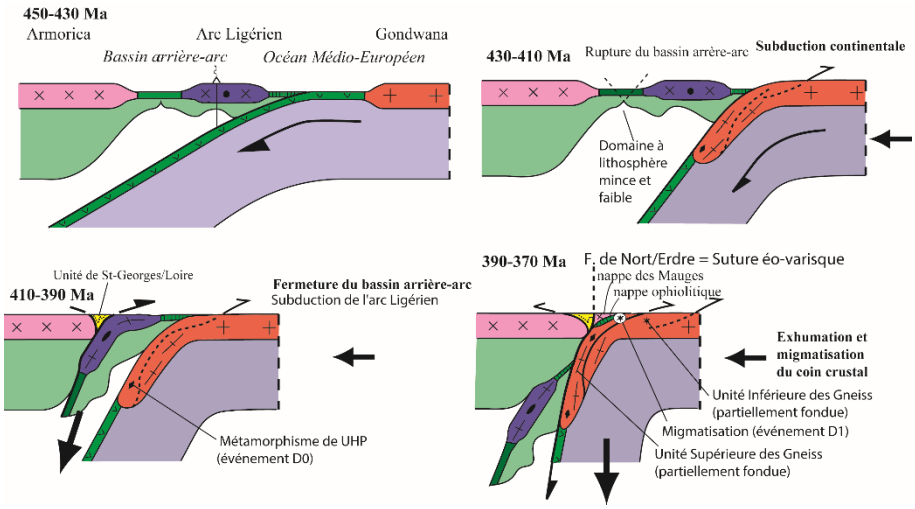


Figure 4.7. *Modèle géodynamique du cycle éo-varisque montrant la place des événements D_0 et D_1 dans la plaque inférieure (d'après Faure et al., 2008).*

4.2.2 *Les événements tectono-métamorphiques varisques du Carbonifère inférieur*

4.2.2.1 L'événement de MP/MT (D_2)

Il s'agit de la phase majeure de l'orogenèse varisque, reconnue depuis un siècle sous le nom de « phase bretonne » (Stille, 1922 in Rolet et., 1982 ; Faure et al., 2017). Dans le Massif central, l'événement D_2 est identifié dans le Limousin (Floc'h, 1983 ; Floc'h et al., 1977; Girardeau et al., 1986; Friedrich et al., 1988), le Rouergue, le Haut Lot, le Nord des Cévennes, les Mts du Lyonnais, le Haut-Allier, la Sioule, le Chavanon, le plateau d'Aigurande (Kornprobst & Poulin, 1972; Briand, 1978, Briand & Gay, 1978; Pin, 1980; Burg et al., 1984, 1989; Delor et al.,1987; Quenardel & Rolin, 1984; Duguet et al., 2004, 2007, Faure et al., 1990, 1993; 2005). D_2 est également reconnu dans le Sud du massif armoricain : Vendée (Burg 1981 ; Goujou, 1982 ; Cannat & Bouchez, 1986 ; Colchen et Rolin, 2001) ; complexe de Champtoceaux et domaine littoral sud-armoricain (Audren, 1987 ; Turrillot et al., 2011). Dans toutes ces régions, D_2 concerne l'UIG, l'UTP et ses équivalents en Vendée et en Rouergue, et dans une moindre mesure, l'USG et les fenêtres de l'Unité Para-autochtone du Nord du Massif central : Dronne, Châteauneuf-la-Forêt, Plateau d'Aigurande, Sioule (voir figure 4-8). En revanche, la phase D_2 n'existe jamais dans l'unité Para-autochtone du SE du MCF (Cévennes, Albigeois méridional).

Pétrographiquement, le métamorphisme D_2 est bien enregistré dans les protolithes alumineux, les micaschistes à biotite-grenat-staurotide ± disthène sont les roches les plus représentatives de ce métamorphisme. L'assemblage barrowien prograde indique des conditions thermo-barométriques de 600 à 750°C et 0,6 – 0,9 GPa (Goujou, 1992 ; Bellot & Roig, 1992 ; Triboulet & Audren, 1988 ; Duguet et al., 2007 ; Do Couto et al., 2016 ; voir figure 4-9).

Une linéation minérale et d'allongement systématiquement orientée NW-SE, associée à une cinématique vers le NW de la partie supérieure est l'élément structural caractéristique de cet événement (voir figure 4-8). Notons que cette orientation est incompatible avec le modèle tectonique privilégiant une propagation progressive de la déformation du Nord vers le Sud depuis les domaines très métamorphiques méso et catazonaux de l'USG jusqu'aux régions à très faible métamorphisme, anchizonal, comme le versant nord de la Montagne Noire et le Viganais (Matte, 1981).

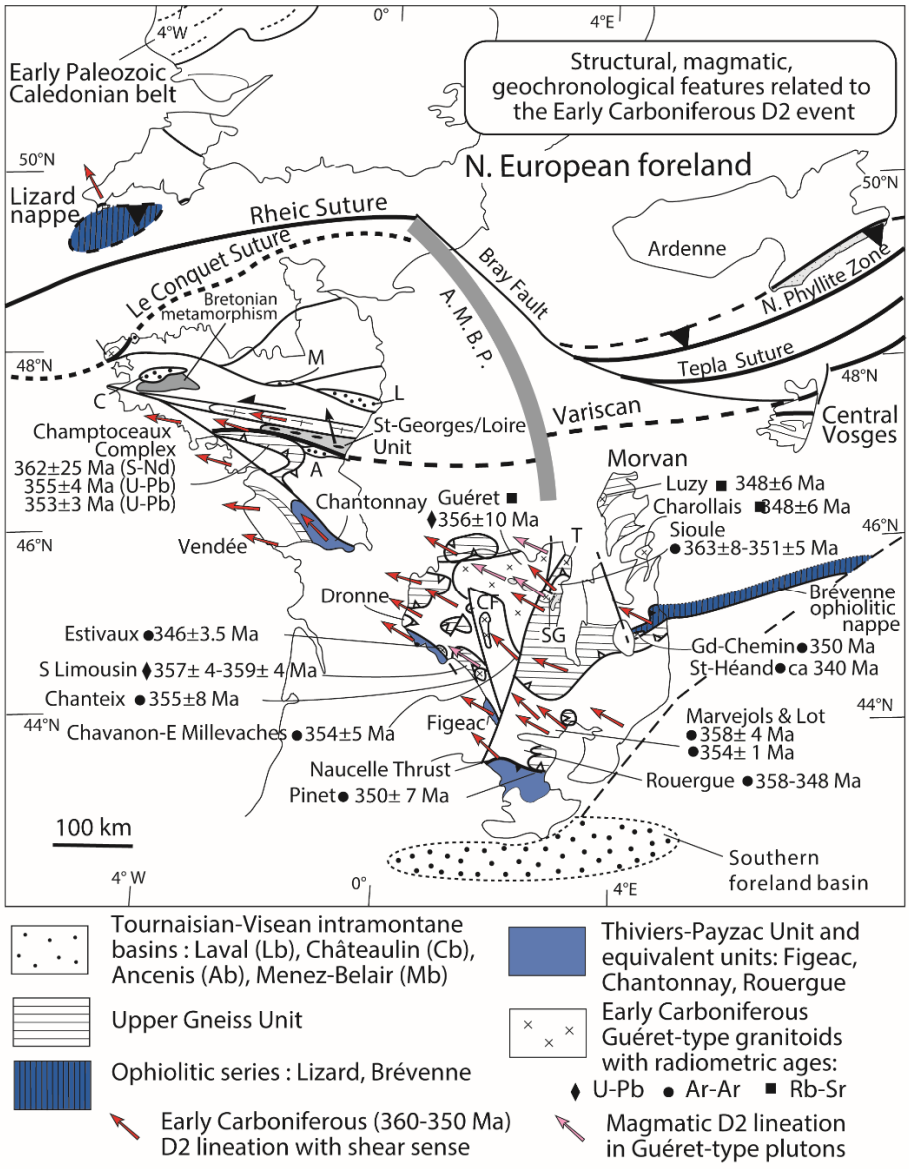


Figure 4.8. *Schéma structural des Massifs Armoricain, Central et des Vosges localisant les données structurales, magmatiques et géochronologiques de l'événement D_2*

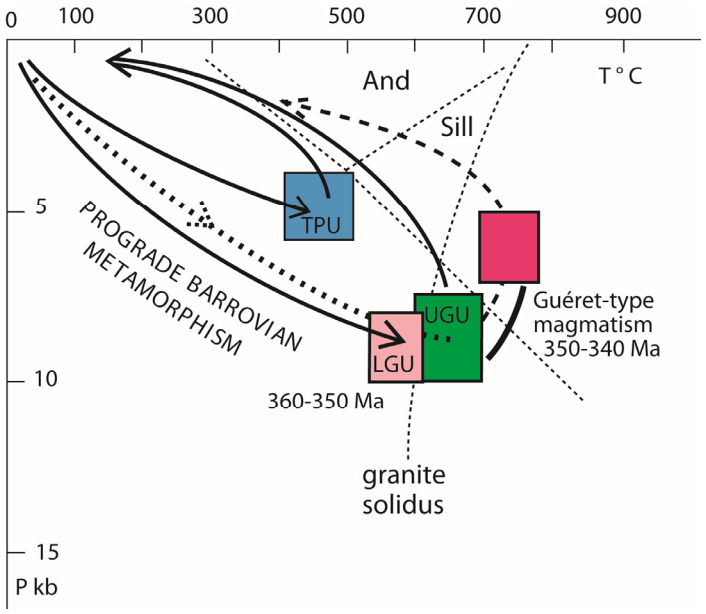


Figure 4.9. *Trajets Pression-Température-temps synthétiques des Unités Supérieure des Gneiss (UGU), Inférieure des Gneiss (UIG) et l'unité de Thiviers-Payzac (TPU) pour l'événement D_2*

Bien que métamorphisées dans des conditions de basse pression et basse température (faciès des schistes verts et amphibolite inférieur), les ophiolites de la Brévenne sont déformées ductilement lors de leur charriage vers le NW sur l'USG, selon une linéation d'allongement SE-NW (Leloix et al., 1999 ; Faure et al., 2005). Cette déformation syn-métamorphe est rapportée à l'événement D_2 car elle est contemporaine de celle observée dans les autres unités du Massif Central. Les datations radiométriques $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotite, muscovite et amphibole dans la série du Lot donnent des âges compris entre 358±4 Ma et 340±4 Ma (Costa, 1989). Des âges comparables, autour de 350-346 Ma, sont mesurés sur les biotites de l'orthogneiss du Pinet (Maluski et Monié, 1988) et dans les Monts du Lyonnais (Costa et al., 1993). Les monazites synfoliales contemporaines du métamorphisme barrovien fournissent des âges chimiques U-Th-Pb identiques dans les barres d'erreur, compris entre 365±5 Ma et 357±4 Ma dans le Sud Limousin (Melleton et al., 2009). Dans la série de la Sioule, les âges U-Th-Pb sur monazite varient entre 363±5 Ma et 351±5 Ma (Do Couto et al., 2016). Un âge $^{39}Ar/^{40}Ar$ à 354±5Ma sur biotite et muscovite a également été obtenu dans la série du Chavanon (Gébelin et al., 2007).

En outre, les granites syncinématiques, à biotite±cordiérite, de type Guéret, présentent une orientation préférentielle magmatique, avec une linéation NW-SE compatible avec l'événement D_2 (Jover & Bouchez, 1986). Ces plutons datés à 355±5 Ma (Zircon, U-Pb, ICP-MS) (Berthier et al., 1979 ; Cartannaz et al., 2006) sont mis en place à la fin de l'événement D_2 (Roig et al., 1996 ; Faure et al., 2005). Ces âges tournaisiens sont en bon accord avec les données stratigraphiques puisque le granite de Guéret et à l'Est du Sillon Houiller, le massif de St-Gervais d'Auvergne et son encaissant métamorphique de la Sioule sont recouverts en discordance par des formations terrigènes et calcaires du Viséen inférieur (345-340 Ma) et volcano-sédimentaires (« tufs anthracifères ») du Viséen supérieur (330 Ma). Il en est de même en Brévenne, où les roches déformées et métamorphisées lors de D_2 sont recouvertes en discordance par les conglomérats et grès du Viséen inférieur (Julien, 1896 ; Leloix et al., 1999).

L'événement D_2 correspond à la collision entre Laurussia au Nord et Gondwana au Sud. Ce dernier continent ayant retrouvé la lanière continentale Armorica après l'orogenèse éo-Varisque. Mais dans le détail, sa signification reste encore mal comprise. A l'échelle de la virgation ibéro-armoricaine, un énigmatique « effet de coin » a été proposé (Brun et Burg, 1982 ; Burg et al., 1987). La linéation E-W à NW-SE étant associée à un métamorphisme prograde, il est difficile de l'expliquer comme due à des failles de détachement vers le NW qui d'ailleurs ne sont pas reconnues. Sur la transversale Angleterre-France de la chaîne varisque, la fin du Dévonien correspond à la période de fermeture de l'océan rhéïque et au début de la collision varisque. L'obliquité de la linéation par rapport à la trace supposée de la suture rhéïque sous la Manche (voir figure 4-8), suggère une composante oblique dans la convergence. La déformation ductile cisaillante syn-métamorphe est très développée dans la marge nord-gondwanienne alors que dans l'Armorica, elle est localisée dans les unités de St-Georges-sur-Loire et de Lanvaux. Le long de décrochements sénestres comme celui qui contrôle l'ouverture en pull-apart du bassin d'Ancenis, et possiblement les bassins de Laval et de Châteaulin, la déformation reste fragile. La différence de comportement rhéologique entre les deux domaines pourrait être expliquée par la présence d'une lithosphère plus rigide dans le domaine armoricain car il est déjà structuré par l'orogenèse cadomienne au Néoprotérozoïque. La suture éo-varisque de la faille de Nort-sur-Erdre rejoue également en décrochement. A l'échelle lithosphérique, tout se passe comme si les cisaillements ductiles vers l'Ouest-Nord-Ouest de la partie supérieure pouvaient être interprétés comme une expulsion latérale, ou un échappement de la lithosphère gondwanienne vers le SE par rapport au microcontinent armorica (voir figure 4.10 et Faure et al., 2017).

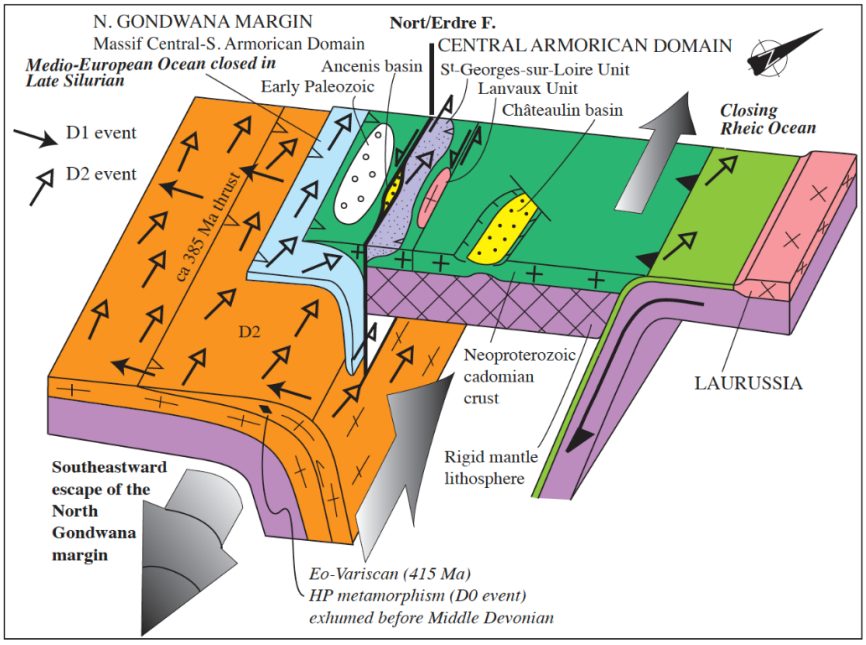


Figure 4.10. *Schéma géodynamique interprétatif de l'événement D_2 dans les domaines moldanubien et armoricain. Le cisaillement ductile syn-métamorphe est très développé dans la marge nord-gondwanienne (d'après Faure et al. 2017).*

Le métamorphisme principal D_2 se caractérise par une inversion des isogrades métamorphiques reconnue depuis longtemps (p. ex Jung et Roques, 1936 ; Richard, 1938 ; Roques, 1941 ; Delorme et al., 1949 ; voir revue in Lardeaux, 2014). Ce métamorphisme inverse a été étudié dans la série du Haut Lot (voir figure 4.11, ~~Poulain & Kornprobst~~, 1972 ; Briand 1978 ; Briand & Gay, 1978 ; Pin 197x ; Burg et al., 1984, 1989), dans la série de la Sioule (Grolier, 1971 ; Grolier et al., 1980 ; voir figure 4.12), et dans le plateau d'Aigurande (voir figure 4.13, Rolin & Quenardel, 1980 ; Quenardel & Rolin, 1984). Dans toutes ces séries, les isogrades apparaissent en position renversée, avec de bas en haut, successivement des métapélites à chlorite, biotite, grenat, staurotide, disthène (±sillimanite). Des gneiss à biotite-sillimanite ± disthène et des migmatites qui occupent toujours la partie supérieure de l'ensemble. Cette inversion des isogrades a été initialement interprétée comme la conséquence de plis couchés pluri kilométriques post-métamorphes. Plus récemment, par analogie avec l'Himalaya, le métamorphisme inverse a été considéré comme le résultat du charriage d'une unité supérieure chaude sur une unité inférieure plus froide (Mattauer & Etchecopar, 1976 ; Burg et Matte, 1978 ; Briand, 1978 ; Rolin & Quénardel, 1980). C'est cet effet de « fer à repasser » qui serait responsable, dans l'UIG, de la

décroissance de température du haut vers le bas à partir du chevauchement basal de l'USG. Cependant, il est important de noter que l'inversion des isogrades biotite, grenat, staurotide ne concerne que l'UIG. En effet dans les chloritoschistes et micaschistes sériciteux, appartenant à l'unité Para-autochtone, il n'y a pas de continuité géométrique du métamorphisme inverse. En outre, le métamorphisme barrovien D_2 est daté du Tournaisien (360 Ma), alors que dans le SE du Massif central, le chevauchement de l'USG sur l'UIG est daté du Viséen inférieur. A Marvejols, les granites syn-cinématiques dans la zone du chevauchement fournissent des âges à 345 Ma (Pin & Lancelot, 1982). Le métamorphisme barrovien est associé à des cisaillements vers le NW, alors que le chevauchement de l'USG sur l'UIG est dirigé vers le Sud comme en témoigne la linéation d'allongement observée dans les mylonites de Marvejols par exemple (Pin, 1979 ; Faure et al., 1979). Même restreint à l'UIG, le phénomène de métamorphisme inverse reste mal compris. A l'échelle crustale, D_2 pourrait être interprétée comme un déplacement vers l'Est de l'unité Para-autochtone et de son substratum inconnu par rapport à l'UIG et l'USG déjà structurées lors de l'orogenèse éo-varisque. Ce serait donc une sorte de sous-charriage.

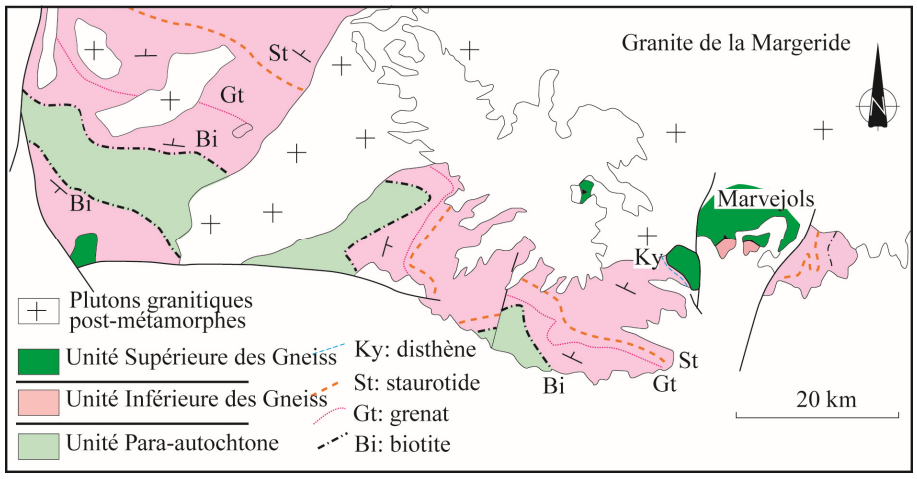


Figure 4.11. *Schéma structural de la série métamorphique inverse dans la haute vallée du Lot (redessiné d'après Burg et al., 1984 ; et Briand et al., 2009). L'isograde de la biotite étant très proche du contact tectonique entre les unités Para-autochtone et Inférieure des Gneiss, les deux contours n'ont pas été séparés.*

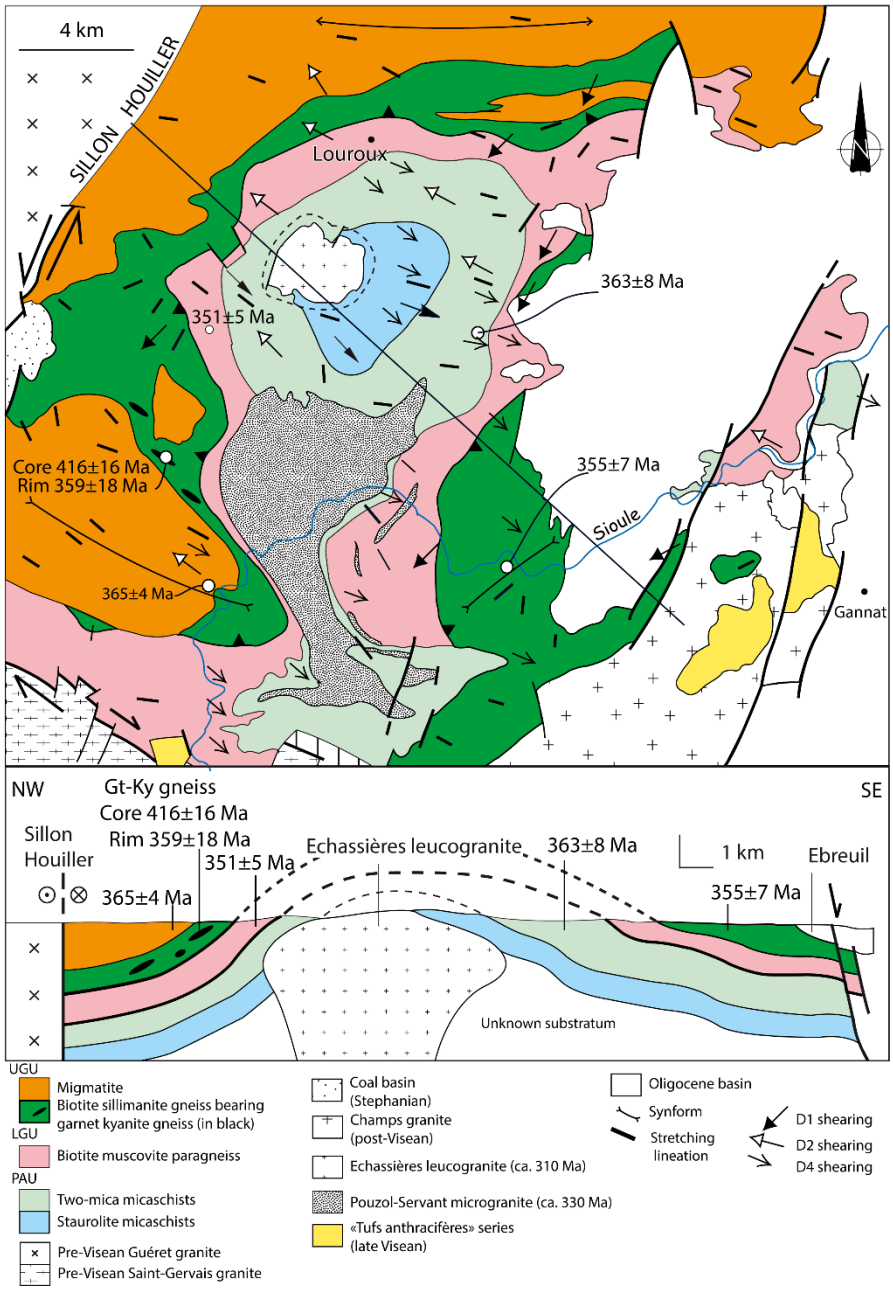


Figure 4.12. *Schéma structural de la série de la Sioule montrant les déformations superposées et les données géochronologiques (d'après Faure et al., 1993 ; et Do*

Couto et al., 2016). A noter que D2 est contemporain du métamorphisme barrowien d'âge Carbonifère inférieur, alors que D4 est synchrone de la rétromorphose en contexte extensif et de la mise en place du pluton d'Echassières.

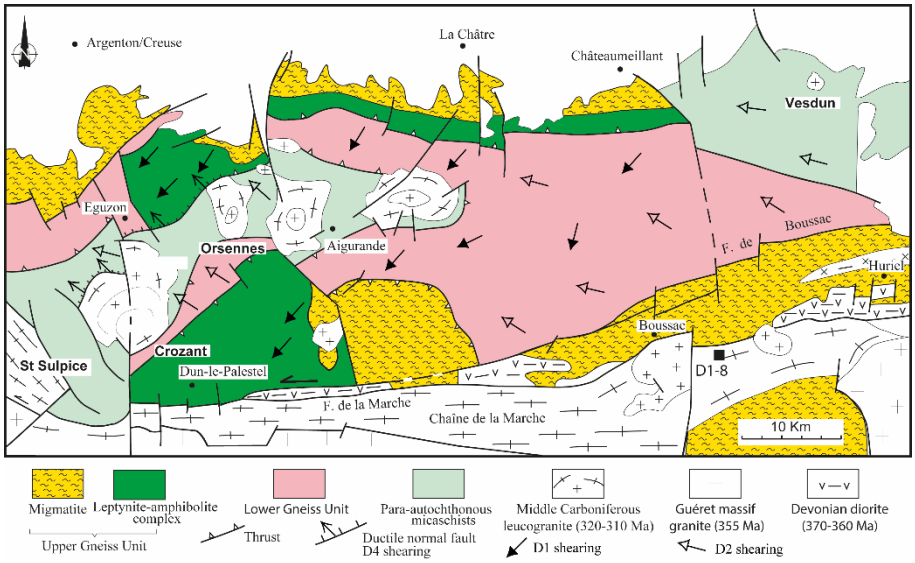


Figure 4.13. *Carte structurale du plateau d'Aigurande (d'après Rolin et Quenardel, 1980 ; Quenardel et Rolin, 1984 ; et Faure et al., 1990).*

4.2.2.2 L'événement de BP/BT (D_3) 345-320 Ma

L'événement D_3 est le dernier événement tectono-métamorphique qui accompagne un épaississement de la marge gondwanienne dans le domaine moldanubien, après la collision varisque. Il est localisé dans le Sud du Massif central (Cévennes et Montagne Noire), en Vendée littorale, probablement dans le massif du Mouthoumet et ~~probablement~~ dans les Pyrénées.

Dans le Nord du Massif central, au Nord du pluton de la Margeride, les roches déjà structurées et métamorphisées par les événements précoces, D_0, D_1, D_2, sont souvent rétromorphosées dans le faciès des schistes verts pendant D_3. Dans le Nord Limousin (massif de Guéret), la Sioule, le Morvan, les Vosges, les séries métamorphiques ont déjà été exhumées dès le Viséen inférieur (cf paragraphe précédent). La formation d'âge Viséen supérieur des « Tufs anthracifères » (voir figure 4.14) est un marqueur essentiel pour analyser l'évolution tectono-métamorphique « précoce » de la chaîne varisque. Cette formation bien exposée dans les Vosges et le NE du Massif central, n'est reconnue dans le Limousin que dans le

bassin de Bosmoreau-les-Mines (Bruguier et al., 1998). Dans le Sud du Massif armoricain, des alternances turbiditiques de grès et pélites exposées à Brétignolles en Vendée littorale, attribuées au Viséen supérieur, sont sévèrement plissées et déversées vers le Sud. Ce contexte structural est plus proche du domaine méridional de la Montagne Noire (cf ci-dessous) que des Tufs Anthracifères.

L'événement compressif D_3 est bien développé dans les Cévennes, la Châtaigneraie, le Rouergue occidental et le Sud Millevaches. Dans les Cévennes, la foliation S_3, à faible pendage nord, porte une linéation d'allongement L_3, N-S à N50E bien exprimée dans les niveaux quartzo-feldspathiques ou les métaconglomérats. Ces structures plano-linéaires sont à l'origine du « modèle himalayen » (Mattauer & Etchecopar, 1976). Les critères cinématiques indiquent majoritairement un cisaillement de la partie supérieure vers le Sud (ou vers le SW), même si des sens opposés, s'observent également (Arnaud & Burg, 1993 ; Faure et al., 2001). Ces déformations ductiles synmétamorphes sont contemporaines de l'empilement d'unités lithotectoniques et de la répétition des séries quartzo-felspathiques et micaschisteuses (Brouder, 1968 ; Arthaud & Matte, 1974 ; Mattauer & Etchécopar, 1976 ; Brouder et al., 2009 ; Faure et al., 2001, 2009). Des déformations extensives contemporaines du métamorphisme de contact se développent autour des plutons granitiques tardifs se superposent aux structures formées lors de l'événement D_3.

Les micaschistes de l'Unité Para-autochtone du sud du Massif central, ont connu un métamorphisme de BP/MT dans les faciès des schistes verts et amphibolite inférieur (Rakib, 1996). Du SE vers le NE, dans la même séquence pélitique, on observe la zonéographie suivante : i) chlorite-chloritoïde-albite, ii) chlorite-biotite-muscovite-feldspath potassique, iii) grenat-chlorite-oligoclase, iv) grenat-biotite. Les conditions thermo-barométriques estimées sont de 450 à 580°C et 0,3 à 0,6 GPa (Rakib, 1996). Malgré l'absence de variations dans la chimie des minéraux index, l'existence de biotite et de grenat post-foliaux suggèrent que l'unité para-autochtone des Cévennes a connu un poly-métamorphisme. Le métamorphisme D_3, synchrone de l'épaississement a été en partie effacé par un événement thermique post-nappe. Les isothermes relatifs à ce second événement sont obliques sur la foliation régionale et les contacts tectoniques de nappe (voir figure 4.15, Faure et al., 2001). L'origine de cet enregistrement thermique tardif reste mal comprise. A l'Est de la faille de Villefort, en Cézarenque, où l'événement thermique post-nappe semble absent, les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotite et muscovite indiquent des âges compris entre 340 et 325 Ma, considérés comme ceux du métamorphisme D_3 (Caron ~~et al.~~ 1994).

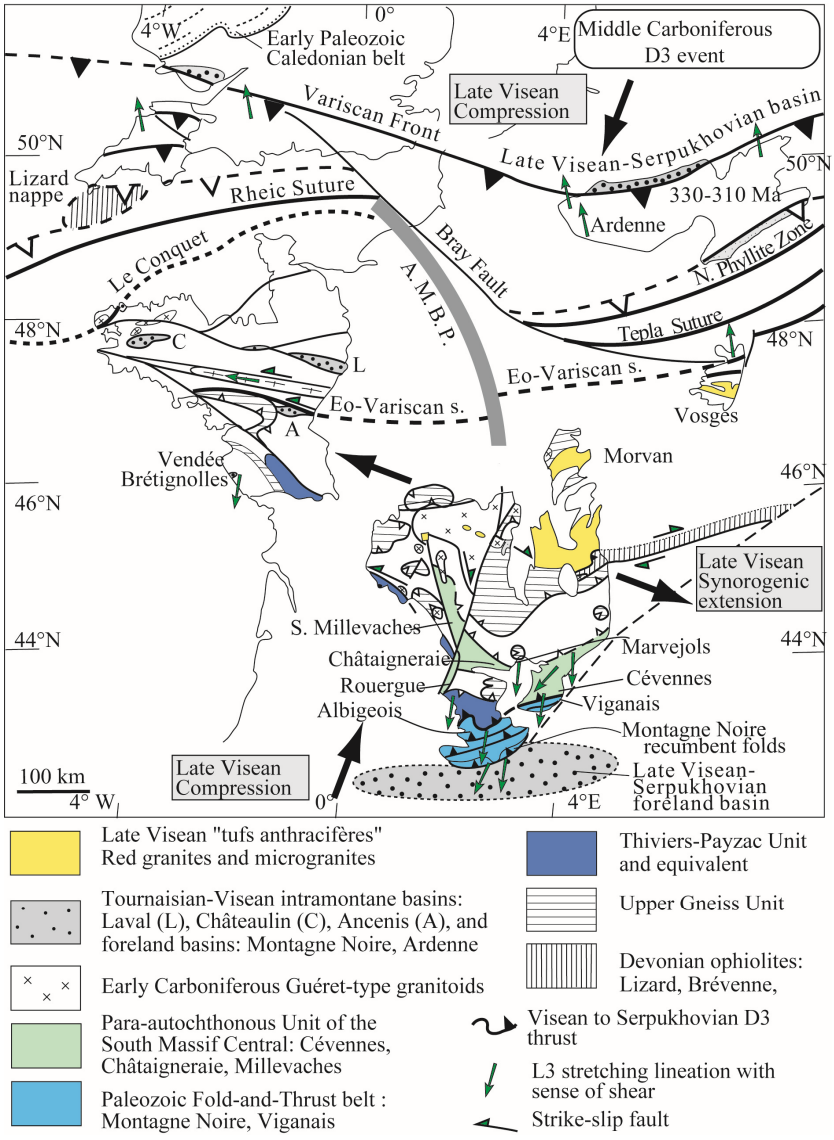


Figure 4.14. *Schéma structural des Massifs armoricain, central et des Vosges localisant les données structurales de l'événement D_3. Dans le Sud du Massif central, D_3 correspond à un épaississement crustal qui se propage du Viséen (Marvejols) au Serpukhovien (Montagne Noire). Dans le Nord du Massif central, l'événement D_3 se caractérise par le dépôt des « tufs anthracifères » et une déformation extensive ou transtensive.*

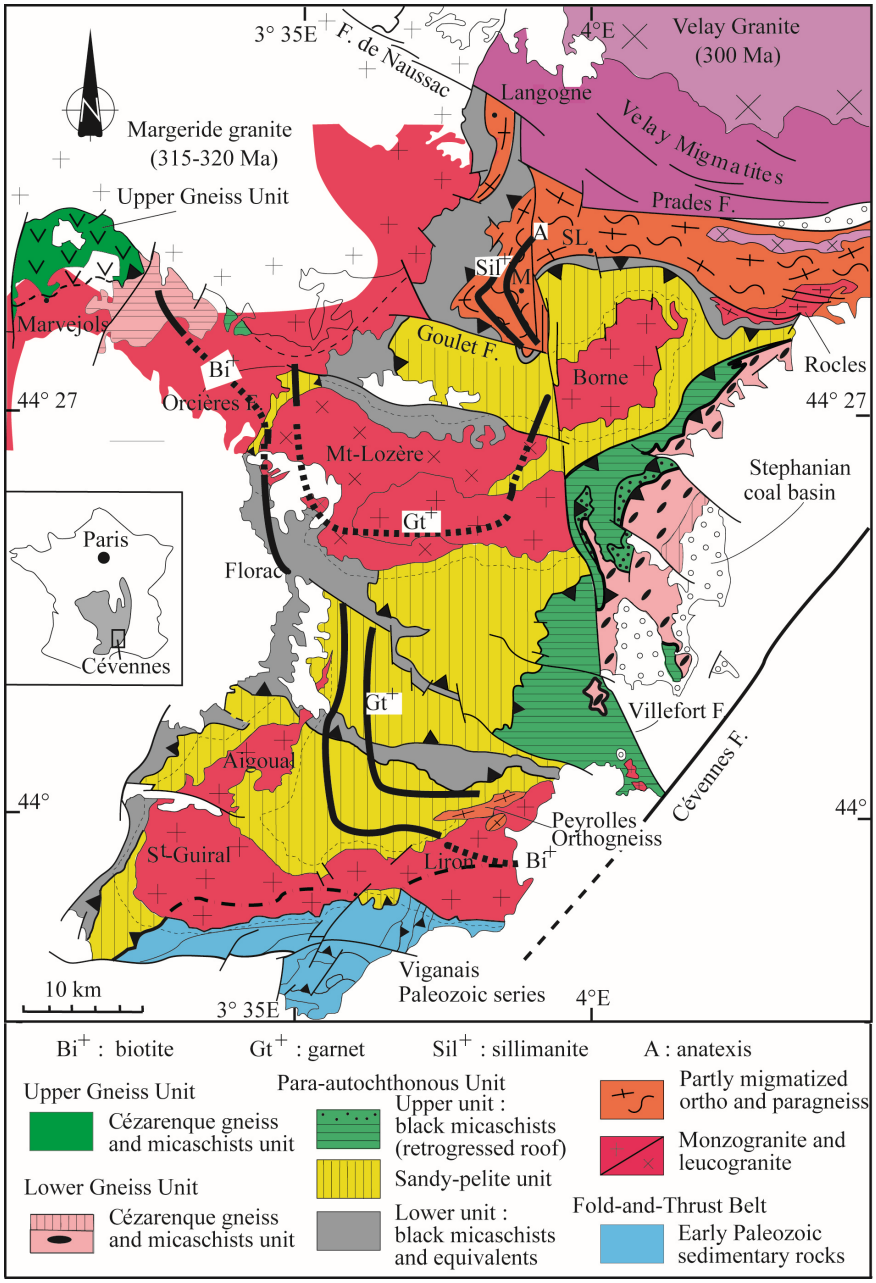

3° 35E
F. de Naussac
4°E
Velay Granite
(300 Ma)
Langogne
Velay Migmatites
Margeride granite
(315-320 Ma)
Upper Gneiss Unit
Prades F.
A
SL
Sil+
M
Marvejols
Goulet F.
Bi+
Borne
Rocles
44° 27
Orcières F.
44° 27
Mt-Lozère
Stephanian
coal basin
Gt+
Paris
Florac
Cévennes
Gt+
Villefort F.
Aigoual
Cévennes F.
44°
44°
Peyrolles
Orthogneiss
St-Guiral
Liron
Bi+
Viganais
Paleozoic series
10 km
3° 35E
4°E
Bi+ : biotite
Gt+ : garnet
Sil+ : sillimanite
A : anatexis
Upper Gneiss Unit
Cézarenque gneiss
and micaschists unit
Lower Gneiss Unit
Cézarenque gneiss
and micaschists unit
Para-autochthonous Unit
Upper unit :
black micaschists
(retrogressed roof)
Sandy-pelite unit
Lower unit :
black micaschists
and equivalents
Partly migmatized
ortho and paragneiss
Monzogranite and
leucogranite
Fold-and-Thrust Belt
Early Paleozoic
sedimentary rocks

Figure 4.15. *Carte structurale et métamorphique de l'unité para-autochtone des Cévennes (d'après Rakib, 1996 et Faure et al., 2001)*

Dans l'Albigeois et le Viganais, la déformation ductile à cinématique vers le Sud est contemporaine d'un métamorphisme de faciès schiste vert (Guérangé-Lozes & Burg, 1990). Des mesures de la cristallinité du graphite par spectrométrie Raman donnent des températures d'environ 300°C (Montmartin, en cours). L'unité des Plis-et-Chevauchements sous-jacente à l'Unité Para-autochtone des Cévennes est quasiment exempte de métamorphisme (faciès prehnite-pumpelliyte). Dans les séries paléozoïques du versant sud de la Montagne Noire, les températures mesurées par la cristallinité de l'illite, la couleur d'altération des conodontes, les inclusions fluides et la cristallinité de la matière organique par spectrométrie Raman sont de l'ordre de 250°C à 300°C (Engel et al., 1981 ; Guiraud et al., 1981 ; Wiederer et al., 2002 ; Montmartin et al. ~~2018, BSGF sous-presse~~). Cependant, ces températures anchizonales mesurées dans les pélites carbonées du Paléozoïque du versant sud de la Montagne Noire sont liées à la mise en place du dôme granitique et migmatitique de la zone axiale qui se superpose à l'événement D3.

4.2.2.3 Le métamorphisme de MP à HP/BT (D2 ou D3?) en Montagne Noire

Les migmatites du dôme de la zone axiale de la Montagne Noire et son enveloppe micaschisteuse, développées lors d'un métamorphisme de HT et BP au Carbonifère supérieur, possèdent des reliques d'un ou plusieurs événements métamorphiques de plus haute pression. Les migmatites renferment des « blocs restitiques » d'orthogneiss, paragneiss, marbres, amphibolites et éclogites (Demange, 1980 ; Demange & Léger 1980 ; Demange & Gattoni, 1985 ; Demange & Jamet, 1985). Des métapélites à biotite-grenat-staurotide et rare disthène constituent l'enveloppe du dôme (Bouchardon et al., 1979 ; Fréville et al., 2015).

Le contexte de terrain des éclogites est difficile à observer. Dans les gorges d'Héric, il s'agit de filons de basaltes, dolérite et gabbros intrusifs dans les ortho- et paragneiss. Des datations U/Pb sur des cœurs de zircon d'amphibolites à grenat (éclogite retromorphosées) donnent des âges ordoviciens (A. Cocherie données non publiées). Dans le Caroux, les métabasites (gabbro éclogitiques) sont des blocs inclus dans les migmatites globalement datées vers 320-315 Ma. Les zircons des éclogites donnent un âge U-Pb vers 311-312 Ma (Faure et al., 2014, Whitney et al., 2016) ce qui est incompatible avec l'âge de l'anatexie de la zone axiale estimée à 325-315 Ma. Une datation Sm-Nd mal contrainte de la même éclogite indique un âge à 357±9 Ma. En outre, des monazites incluses dans les biotites des kinzigites donnent des âges chimiques à 357±13 Ma et 352±10 Ma. Ainsi, dans l'état actuel des connaissances, l'âge du métamorphisme précoce dans la Montagne Noire serait plus proche de

l'événement D_2 que D_3, mais comme dans d'autres points de la chaîne varisque, ces contraintes géochronologiques restent à affiner.

Ce métamorphisme de haute à moyenne pression et moyenne température est associé à des plis isoclinaux d'échelle centimétrique à métrique. Dans la zone axiale, l'existence de plis couchés kilométriques de style pennique a été proposée (Demange 1975 ; Alabouvette et al., 2003). Si leur existence est confirmée, ces structures synmétamorphes précoces pourraient correspondre à un stade profond et légèrement plus ancien que celui ayant formé les plis couchés d'âge Serpukhovien à Baskirien du versant sud de la Montagne Noire, mais relevant du même événement D_3 (pour des informations récentes, voir Faure et al., 2014 et Faure, 2019).

A partir du Viséen supérieur, vers 330 Ma, le domaine moldanubien poly-métamorphique de la chaîne varisque va connaître plusieurs épisodes de fusion crustale caractérisés par la formation de dômes migmatitiques et plusieurs générations de granitoïdes accompagnés de déformations ductiles présentées dans le chapitre 6.

LES ACQUIS ET PROBLEMES DU DOMAINE MOLDANUBIEN

Le bref panorama des déformations et des métamorphismes précoces reconnus dans le domaine moldanubien du Massif central, du sud du Massif armoricain et des Vosges centrales exposé dans le § 4.2 ci-dessus montre bien les avancées notables réalisées depuis les années 1980. On retiendra notamment :

1. L'existence de nappes responsables de l'épaississement du domaine.

2. La présence de plusieurs événements tectono-métamorphiques.

3. L'absence d'un socle néoprotérozoïque formé au cours de l'orogenèse cadomienne, à la différence du domaine de l'Armorica. Dans la région sud-armoricaine qui appartient au domaine moldanubien, la nappe des Mauges chevauche la suture ophiolitique éo-varisque et les unités métamorphiques du complexe de nappes de Champtoceaux. Contrairement aux Alpes, mais de manière similaire à l'Himalaya, dans le domaine moldanubien du Massif central, il n'existe pas de socle, ni dans le substratum, ni en nappe.

4. L'abondance d'orthogneiss dérivant de granites porphyriques alcalins ou calco-alcalins. Ces granitoïdes, mis en place au Cambrien inférieur et surtout à l'Ordovicien, représentent potentiellement un contexte de rifting pre-orogénique (voir discussion, chapitre 3).

5. Les complexes leptyno-amphiboliques à magmatisme bimodal d'âge Ordovicien inférieur, sont caractéristiques d'une marge continentale passive très amincie de type transition Continent-Océan (voir discussion chapitre 3).

6. L'évolution du domaine moldanubien français peut s'expliquer par une évolution polyorogénique avec un cycle précoce « éo-varisque » et un cycle varisque *stricto sensu*.

7. L'évolution varisque *ss* est diachrone dans le Massif central. Elle présente une polarité nord-sud puisque l'événement Viséen-Serpukhovien D_3 n'existe pas dans le nord du Massif central où l'événement D_2 est scellé par les dépôts sédimentaires et volcaniques du Viséen, notamment la formation des « Tufs anthracifères ». En revanche, dans le sud du Massif central, les chevauchements D_3 deviennent de plus en plus jeunes vers le sud. A Marvejols, des boudins de pegmatites dans le contact USG/UIG sont datés du Viséen inférieur (345±10 Ma, Pin et Lancelot, 1982), alors qu'en Montagne Noire les plis couchés synsédimentaires se mettent en place dans un olistostrome au Serpukhovien-Bashkirien (320-315 Ma).

Cependant, plusieurs questions restent encore non élucidées. ~~Il s'agit de :~~

1. L'âge précis du métamorphisme de haute pression, vers 390 Ma ou après, reste à établir.

2. L'âge des contacts entre les différentes unités (USG, UIG, UPA) n'est pas connu, à l'exception du chevauchement de Marvejols (ca. 345 Ma). Il est probable que même pour un contact donné, son âge varie d'une région à une autre.

3. Les significations tectonique et géodynamique de l'événement D_2 et de la linéation NW-SE ne sont pas clairement établies.

4.3 Métamorphismes et déformations dans le domaine Saxothuringien

En France, le domaine saxo-thuringien est limité au bloc du Léon dans le NW du Massif armoricain (voir figure 4.1). Il est maintenant bien admis, que ce bloc correspond à un empilement de nappes ductiles et syn-métamorphes charriées du Sud vers le Nord replissées en antiforme de foliation (Rolet et al., 1994; Faure et al., 2005, 2010; voir figure 4.16). Du haut en bas de l'édifice, on reconnaît les unités suivantes : i) l'Unité supérieure formée de roches sédimentaires paléozoïques ; ii) une nappe ophiolitique ; iii) une unité inférieure composée de paragneiss et micaschistes contenant des boudins d'éclogites rétromorphosées en amphibolites et iv) une unité

inférieure autochtone ou para-autochtone formée d'orthogneiss et de leur encaissant paradérivé. Les roches de cette dernière unité sont fortement migmatisées.

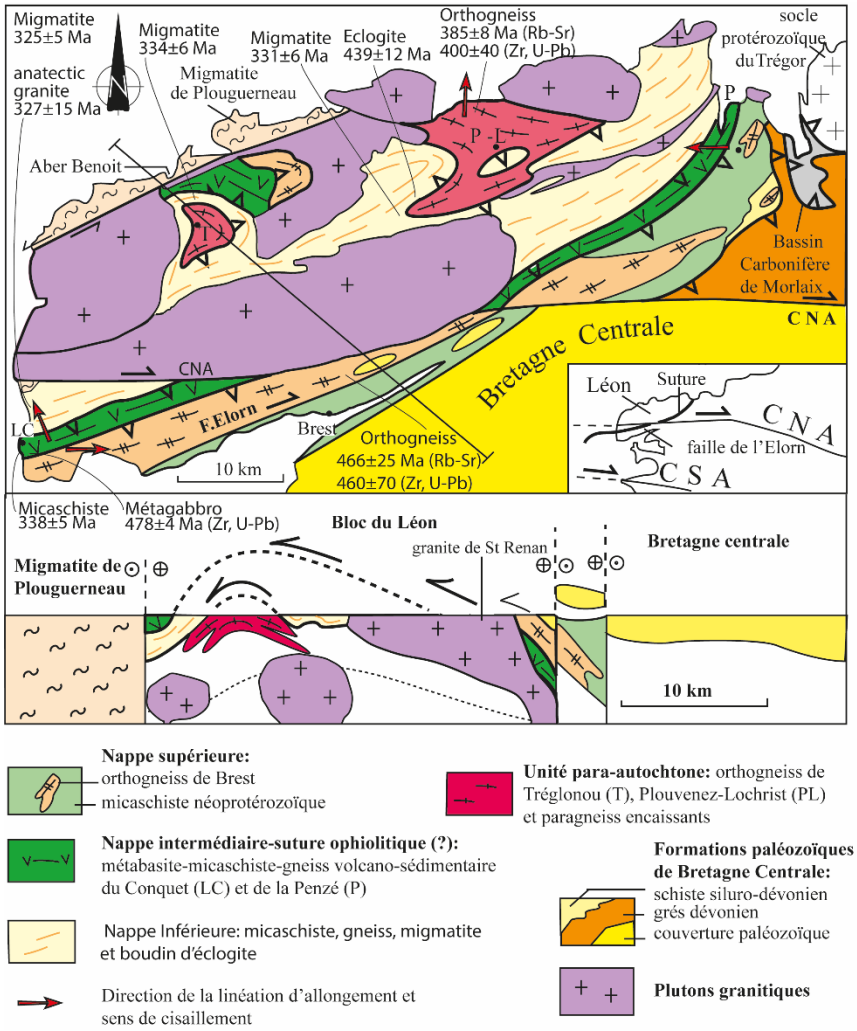


Figure 4.16. *Schéma structural et coupe du bloc du Léon (d'après Faure et al., 2010).*

Les conditions thermobarométriques du métamorphisme éclogitique sont estimées à 650°C-700°C et 1,4-1,5 GPa (Cabanis et Godard, 1987). Les zircons de ces roches donnent un âge U-Pb de 439±12 Ma (Paquette et al., 1987). Les métapélites de

l'unité inférieure et de la nappe ophiolitique présentent des paragenèses à biotite-grenat-staurotide caractéristiques d'un métamorphisme de MP/MT, mais il n'existe pas de données thermobarométriques. Ce métamorphisme barrowien est contemporain d'une déformation ductile associée à un cisaillement du sud vers le nord, associé à la mise en place des nappes. Une datation chimique U-Th-Pb sur monazites d'un micaschiste de la nappe ophiolitique au Conquet fournit un âge à 338±5 Ma pour cet événement (Faure et al., 2010). L'anatexie post-nappe qui se superpose à la pile de nappe est datée, également sur monazites présentes dans les leucosomes des migmatites, entre 334±6 et 325±5 Ma.

Par analogie avec le domaine saxo-thuringien d'Allemagne, le bloc du Léon est interprété comme un microcontinent subducté vers le Sud puis exhumé lors de la tectonique varisque. Contrairement à une hypothèse ancienne (Balé et Brun, 1986), la pile de nappes synmétamorphes du Léon, charriées du Sud vers le Nord, ne peut pas être considérée comme un fragment du domaine moldanubien d'Armorique méridionale translaté vers le Nord à la faveur du décrochement de l'Elorn.

4.4 Métamorphismes et déformations dans la branche orientale

Cette branche de la chaîne varisque contient plusieurs massifs métamorphiques (voir figure 4.1). Les corrélations avec les différentes unités de la branche principale n'étant pas encore bien établies, ce domaine est traité séparément. On distinguera deux parties : 1) le massif des Maures-Tanneron et l'ensemble corso-sarde dans lesquels la surimposition alpine est faible ou nulle et 2) le socle varisque des Alpes : massifs cristallins externes et internes et zone briançonnaise dans lesquels la déformation et le métamorphisme alpin se superposent à des degrés divers aux événements paléozoïques.

4.4.1 *Les Massifs exempts de surimposition alpine : ensemble Maure-Tanneron et Corse-Sardaigne*

4.4.1.1 Le Massif des Maures-Tanneron

Comme les autres massifs varisques, cet ensemble est constitué de roches polymétamorphiques, de migmatites et de granitoïdes. Son évolution tectono-métamorphique peut être subdivisée en deux grandes étapes : i) un stade précoce responsable de l'épaississement crustal, et ii) un stade tardif contemporain d'une importante fusion crustale, associée à la mise en place de dômes migmatitiques et de plutons granitiques. Ce chapitre se limite à la présentation des différents événements métamorphiques et structuraux du stade précoce.

4.4.1.1.1 L'événement de HP/MT (450 < -- < 360 Ma)

Des roches basiques de HP, issues de protolithes variés : laves basiques, métagabbros, métagranites et péridotites, se rencontrent dans les Maures centrales (unités de la Croix Valmer, de Cavalaire ou de la Garde-Freinet, voir figure 4.17) sont connues depuis longtemps (Seyler & Boucarut, 1978 ; Bard & Caruba, 1982 ; Crévola & Pupin, 1994 ; Bellot, 2005 ; Bellot et al., 2003, 2010 ; Rolland et al., 2009 ; Schneider et al., 2014). Ces formations sont tout à fait comparables ~~avec les~~ complexes leptyno-amphiboliques du domaine moldanubien. Par comparaison avec les roches de HP de Sardaigne septentrionale, des conditions thermo-barométriques de 600-700°C et 1,5-2 GPa sont proposées (Schneider et al., 2014 et références incluses). On connaît également des petites masses de péridotites serpentinisées. La péridotite à grenat-spinelle de la Croix Valmer est un cumulat ultrabasique magmatique cristallisé à basse pression et métamorphisé dans des conditions de HP comprises entre 1,6 et 1,8 GPa et 850°C (Bouloton et al., 1998), voire de ultra-haute pression de 2-2,8 GPa (Bellot et al., 2010).

Dans les Maures orientales, des éclogites à disthène-saphirine-hypersthène, fréquemment rétromorphosées en granulites de HP et en amphibolites, forment des blocs (restites) au sein de migmatites (Bard & Caruba, 1982 ; Bellot, 2005). Des zircons extraits d'éclogites des Maures Orientales donnent des âges U-Pb à 452±8 Ma et 431±4 Ma dont l'interprétation en termes d'âge de protolithe, de métamorphisme ou de mélange entre les deux phénomènes est délicate (Moussavou, 1998 ; Schneider et al., 2014).

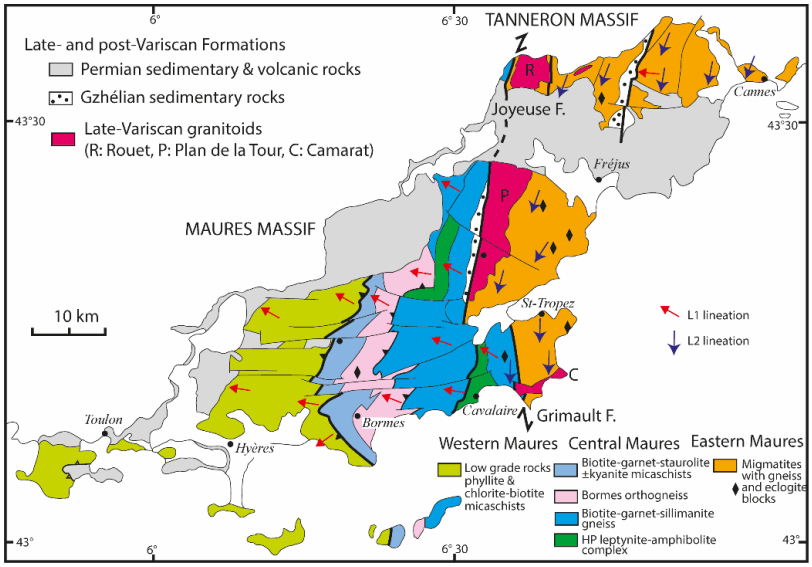


Figure 4.17. *Schéma structural du Massif des Maures-Tanneron (redessiné d'après Crévola & Pupin, 1994 ; Bellot, 2005 ; Rolland et al., 2009 ; Corsini & Roland, 2009 ; Schneider et al. 2014 ; Olliot et al., 2015)*

Par ailleurs, des orthogneiss métamorphisées dans le faciès granulite de HP sont reconnus dans les Maures Centrales (granite de Barral dans l'orthogneiss de Bormes (Maluski & Gueirard, 1978) et dans le massif du Tanneron (granite du Bois de Bagnols, Crévola & Pupin, 1994 ; Demoux et al., 2010). Dans ce dernier, des monazites d'un orthogneiss granulitique ont un âge compris entre 441±1 Ma et 410 Ma (Demoux et al., 2008). Un âge chimique U-Th-Pb sur monazite à 410±10 Ma a également été obtenu pour un orthogneiss migmatitique du Tanneron (Oliot et al., 2015) qui pourrait correspondre à l'âge du métamorphisme de HP. Un paragneiss migmatitique des Maures orientales fournit un âge U-Th-Pb sur monazite à 382±11 Ma interprété comme celui d'un métamorphisme dévonien (Oliot et al., 2015).

Il n'existe aucune donnée structurale permettant de caractériser l'évolution tectonique contemporaine du métamorphisme de HP. Selon la plupart des auteurs il serait associé à une subduction vers l'Est, d'âge silurien ou dévonien inférieur, d'abord océanique, puis continentale d'un bloc des Maures centrales et occidentales sous le bloc des Maures orientales (Bard & Caruba, 1981 ; Seyler & Crévola, 1982 ; Corsini et al., 2009 ; Schneider et al. 2014 ; Oliot et al., 2015).

4.4.1.1.2 L'événement barrovien de MP/MT (360 < -- < 340 Ma)

Il s'agit de la phase tectono-métamorphique majeure du Massif des Maures-Tanneron (D1-M1 de Schneider et al. 2014). Depuis la région de Toulon-Hyères jusqu'à la faille de Grimaud-Joyeuse, on reconnaît d'Ouest en Est la succession des isogrades chlorite, biotite, grenat, staurotide, disthène, sillimanite (Seyler, 1977, Seyler & Boucarut, 1978 ; Crévola & Pupin, 1994 ; Buscail, 2000 ; Bellot, 2005). La géométrie actuelle de la foliation et des isogrades à pendage ouest (voir figures 4.17 et 4.18) résulte de plis « en retour » (phase D_2 de la figure 4.18). L'antiforme du Rouet s'accorde avec un dôme migmatitique et granitique.

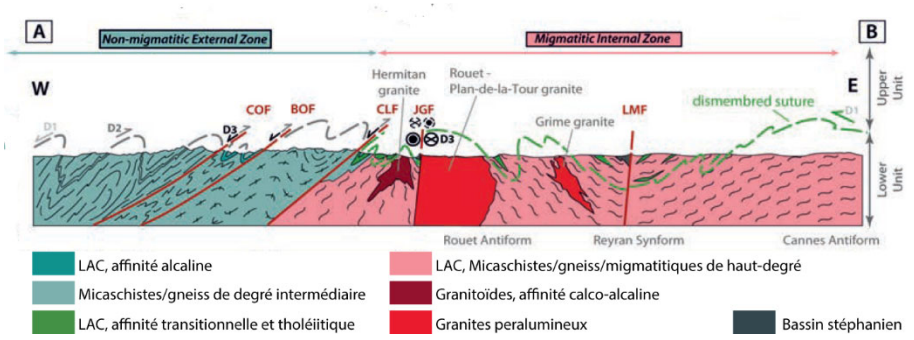


Figure 4.18. *Coupe synthétique du segment Maure-Tanneron (d'après Oliot et al. 2015). Les plis « en-retour » vers l'Est (D_2) déforment les structures précoces (D_1) et précèdent le dôme granito-gneissique.*

Le granite de l'Hermitan, daté à 338±6 Ma (Moussavou, 1998) occupe le centre du dôme du Rouet. Mais cette géométrie résulte de deux déformations. La structure en antiforme est postérieure ou contemporaine de chevauchements et de plissements post-foliaux à vergence Est, attribués au Carbonifère supérieur (vers 330 et 310 Ma).

Des amphibolites des Maures Centrales donnent des contraintes thermo-barométriques de 700-750°C et 0,7-0,8 GPa (Bellot et al., 2010). La foliation synchrone du métamorphisme barrovien porte des linéations d'allongement et minérales N-S et NNW-SSE, associées à un cisaillement vers le N ou NW (Vauchez & Buffalo, 1988 ; Rolland et al., 2009 ; Corsini & Rolland, 2009). Cet événement majeur est daté vers 360 Ma par des monazites syn-métamorphes dans des paragneiss et des micaschistes des Maures centrales et orientales (Oliot et al., 2015). L'orthogneiss de Bormes donne des âges U-Pb compris entre 345 et 339 Ma (Moussavou, 1998) interprétés comme ceux du métamorphisme syntectonique. Par ailleurs la datation Rb-Sr d'une amphibolite donne un âge à 348±7 Ma interprété comme l'âge du métamorphisme (Innocent et al., 2003).

4.4.1.2 L'ensemble Corso-Sarde

Les reconstructions paléogéographiques antérieures à l'ouverture du golfe du Lion montrent des analogies entre le Massif des Maures-Tanneron et le Nord de la Sardaigne (voir figure 4.19). En particulier, les Maures Centrales sont lithologiquement et structuralement similaires au domaine interne métamorphique de la zone des nappes dans la partie NW de la Sardaigne. La faille de Grimaud-Joyeuse se prolonge par la zone de cisaillement de Posada-Asinara, et le NE de la Sardaigne est un domaine migmatitique, avec des blocs de reliques éclogitiques, comparable aux

Maures Orientales (Carmignani et al., 1994 ; Elter et al., 1999 ; Rossi et al., 2009 ; Faure et al., 2014). Ainsi, le segment varisque de Corse représente la prolongation orientale du segment Maures-Tanneron.

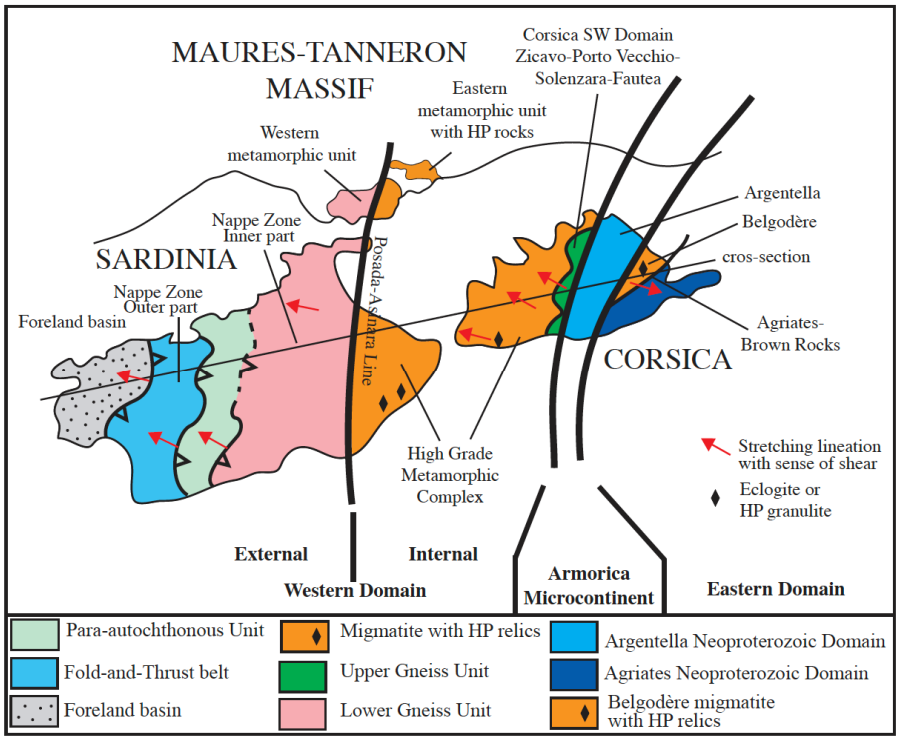


Figure 4.16. *Corrélations structurales entre les massifs des Maures-Tanneron, la Sardaigne et la Corse, les formations méso-cénozoïques de Corse (voir figure 4.20) et de Sardaigne ne sont pas représentées (d'après Faure et al., 2014). La position de la Corse et la Sardaigne à la fin de l'orogénèse varisque a été restaurée en considérant une rotation cénozoïque anti-horaire de 55° de l'ensemble du massif.*

En Corse, les ensembles varisques sont dispersés sous forme de septa de 1 à 20 km de long au sein du batholite corso-sarde (voir figure 4.20; Durand Delga & Rossi, 1991 ; Rossi & Cocherie, 1991 ; Rossi et al., 1995). Ces méga-enclaves, peuvent être regroupées en quatre ensembles : i) le domaine de l'Argentella et des Agriates caractérisé par un socle néoprotérozoïque cadomien recouvert en discordance par une série sédimentaire paléozoïque allant de l'Ordovicien au Carbonifère; ii) un domaine situé au Sud de l'Argentella (Ouest d'Ajaccio) formé de petits septa migmatitiques; iii) les septa de Zicavo, Solenzara-Fautea et Porto Vecchio dans lesquels les roches

métamorphiques sont bien développées; iv) le domaine de Belgodère au NE de la Corse varisque caractérisé également par des roches métamorphiques partiellement migmatisées. Seuls ces deux derniers ensembles seront présentés ici. Le domaine de l'Argentella ne contient pas de roches métamorphiques varisques. Il est formé de roches métamorphiques néoprotérozoïques recouvertes en discordance par des roches sédimentaires (grès, conglomérats) de l'Ordovicien et du Silurien et des calcaires et grès du Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur. L'ensemble migmatitique d'Ajaccio, daté du Viséen (~ 345 Ma, Li et al., 2014) relève des événements tardi-varisques [cf Chapitre 6].

Le septum de Zicavo contient des lithologies variées : orthogneiss oeillé, alternances leptyno-amphibolique avec quelques blocs de serpentinites, micaschistes à biotite-grenat-staurotide±disthène, métaconglomérats, micaschistes à biotite-muscovite-grenat-staurotide, micaschistes quartzeux noirs à séricite-chlorite±graphite. Les différences paragénétiques conduisent à ~~les~~ distinguer trois unités séparées par des contacts tectoniques : 1) un ensemble para- et orthogneissique inférieur, 2) un complexe leptyno-amphibolique intermédiaire et 3) un ensemble métapélitique supérieur (Faure et al., 2014). Les données structurales synmétamorphes indiquent que le septum de Zicavo a été déformé par au moins deux phases tectono-métamorphiques. La première, caractérisée par des linéations d'allongement NE-SW et une cinématique vers le SW, est responsable de l'empilement tectonique (voir figure 4.16 avec linéations restaurées en considérant la rotation cénozoïque du bloc corso-sarde). La seconde déformation, observée uniquement dans l'ensemble supérieur se caractérise par une linéation minérale et d'allongement orientée NW-SE et une cinématique vers le SE. Il n'existe pas de données thermo-barométriques précises, mais la paragenèse à biotite-grenat-staurotide-±disthène présente dans les métapélites de l'unité leptyno-amphibolique indique un métamorphisme dans le faciès des amphibolites (P ~ 0,8 GPa, T ~ 600°C; Fig. 14; Thévoux-Chabuel et al., 1895). La seconde déformation, contemporaine de conditions du faciès des schistes verts, se développe dans un contexte rétrograde pouvant correspondre à l'exhumation des séries métamorphiques. La monazite d'un micaschiste à biotite-grenat portant la linéation NW-SE donne un âge chimique U-Th-Pb à 336±5 , interprété comme l'âge de la deuxième phase de déformation (Faure et al., 2014).

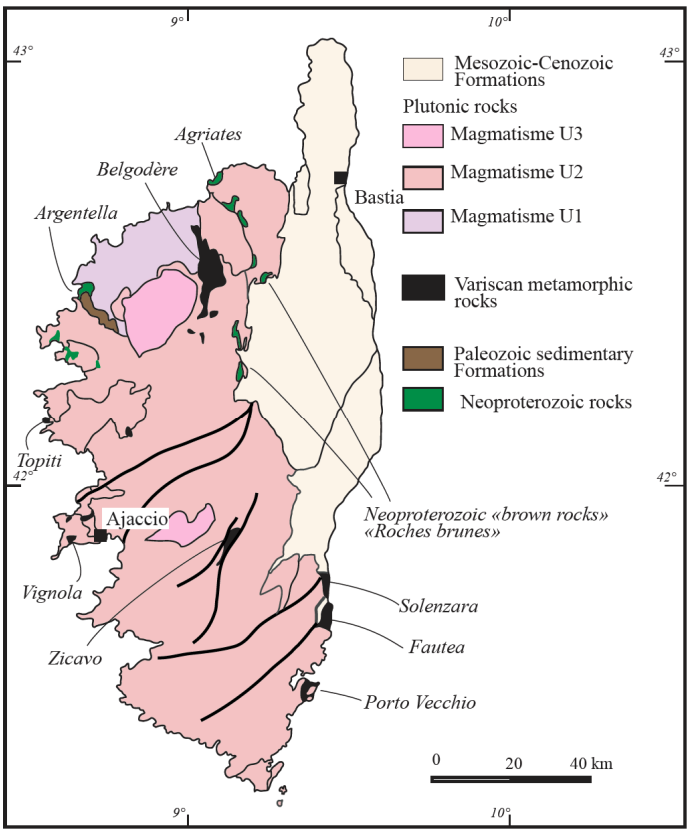


Figure 4.20. *Schéma structural de la Corse Varisque montrant les principaux septa varisques et pre-varisques dans le batholite corse (d'après Rossi et al. 1995, Faure et al., 2014)*

Le septum de Porto Vecchio est constitué d'un ensemble inférieur orthogneissique surmonté tectoniquement par un complexe leptyno-amphibolique et des paragneiss à biotite-muscovite-grenat-sillimanite contenant des reliques de disthène et des couronnes réactionnelles à cordiérite-spinelle (Libourel, 1985 ; Giacomini et al., 2008). Ce septum présente de grandes analogies structurales avec celui de Zicavo. Une première déformation ductile cisaillante vers le SW contemporaine d'un métamorphisme de MP/MT, est suivie par un cisaillement ductile vers l'Est ou le SE. Mais contrairement au septum de Zicavo, celui de Porto Vecchio montre un métamorphisme de HT associé à une migmatisation débutante, contemporaine du deuxième événement.

Le septum de Solenzara-Fautea est essentiellement formé de migmatites datées vers 345±3 Ma (Li et al., 2014). La foliation migmatitique définit une structure en dôme recoupée par des intrusions granitiques. Ces anatexites renferment des blocs de pyrigarnite, souvent rétromorphosée en amphibolites, de granulite de HP à disthène-grenat, également rétromorphosée en amphibolite, de gneiss et de marbre (Giacomini et al., 2008), mais on n'y reconnait aucune structure précoce. Les éclogites contiennent des zircons dont le cœur est daté entre 484 Ma et 440 Ma, interprété comme l'âge du protolithe. En revanche, les couronnes des zircons donnent des âges à 418±6 Ma et 407±6 Ma, interprétés comme proche de l'âge du métamorphisme de HP (Rossi et al., 2009). En outre, les zircons des granulites de HP donnent un âge de 361±3 Ma, considéré également comme celui du métamorphisme de HP (Giacomini et al., 2008). Cependant, cet âge pourrait aussi correspondre à celui du métamorphisme de MP-MT qui rétromorphose les roches de HP.

Le septum de Belgodère est le plus vaste du domaine varisque corse. Il est également constitué de métatexites datées entre 345±1Ma et 338±1 Ma (Paquette et al., 2003 ; Li et al., 2014). Ce septum est structuré en antiforme de foliation déversé vers l'Est. Il contient des blocs variés d'orthogneiss, paragneiss, micaschistes à biotite-muscovite-grenat-staurotide, métaconglomérats, amphibolites (certaines associées à des gneiss acides pour constituer un complexe leptyno-amphibolique). Des amphibolites à grenat montrent des textures de symplectite de plagioclase-amphibole-épidote autour de grenat indiquant que ces roches ont connu un stade éclogitique précoce (Palagi et al., 1985 ; Lardeaux et al., 1994). Mais il n'existe aucune donnée thermo-barométrique, structurale, ou géochronologique détaillée sur les roches métamorphiques pré-migmatitiques.

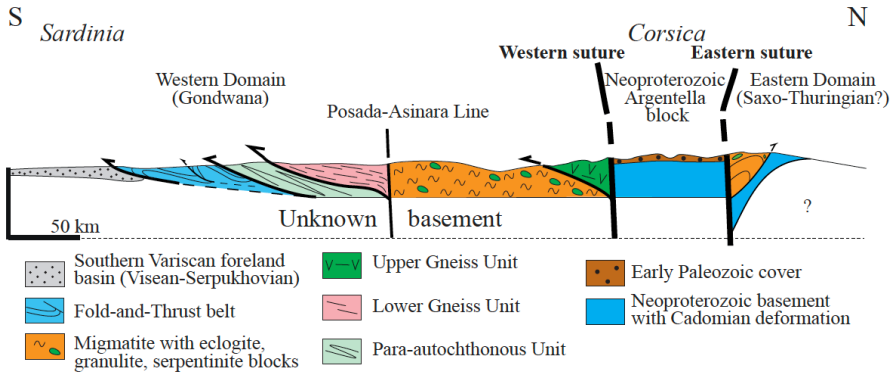


Figure 4.18. *Coupe schématique de l'ensemble Corso-sarde. Pour plus de clarté, les diverses générations de granites n'ont pas été représentées (d'après Conti 2001 ; Rossi et al., 2009 et al., Faure et al., 2014)*

4.4.2 *Le substratum varisque des Alpes*

4.4.2.1 Les Massifs Cristallins externes

Ces massifs sont essentiellement formés de migmatites et de nombreux plutons granitiques d'âge Carbonifère supérieur. Cependant, on identifie aussi des séries métamorphiques de MP/MT ou de BP/BT, et les migmatites contiennent des blocs d'orthogneiss, d'éclogite ou de granulite de HP, souvent rétromorphosées en amphibolites.

Les massifs de Belledonne-Pelvoux présentent la plus grande diversité lithologique. Ils ont fait l'objet de nombreuses études (Carme, 1965 ; Carme & Pin, 1987 ; Ménot, 1988 ; Ménot et al., 1988 ; Fernandez et al., 2002 ; Guillot & Ménot, 1999 ~~; Guillot et al.,~~ 2009 ; Fréville et al. 2018 ; voir figure 4.22). Le massif de Belledonne est subdivisé en trois parties : i) le domaine occidental (ou « série satinée ») formé d'alternance préso-pélitiques d'âge ordovicien déformées par des plis droits d'axe NE-SW et métamorphisées dans le faciès des schistes verts ; ii) le domaine central structuré en plusieurs unités métamorphiques détaillées ci-dessous, et iii) le domaine oriental qui inclut aussi les massifs des Grandes Rousses et du Pelvoux, essentiellement constitué de gneiss et migmatites. Les limites entre ces trois domaines sont des failles ductiles ou fragiles à jeux décrochants et chevauchants actifs du tardi-varisque à l'alpin.

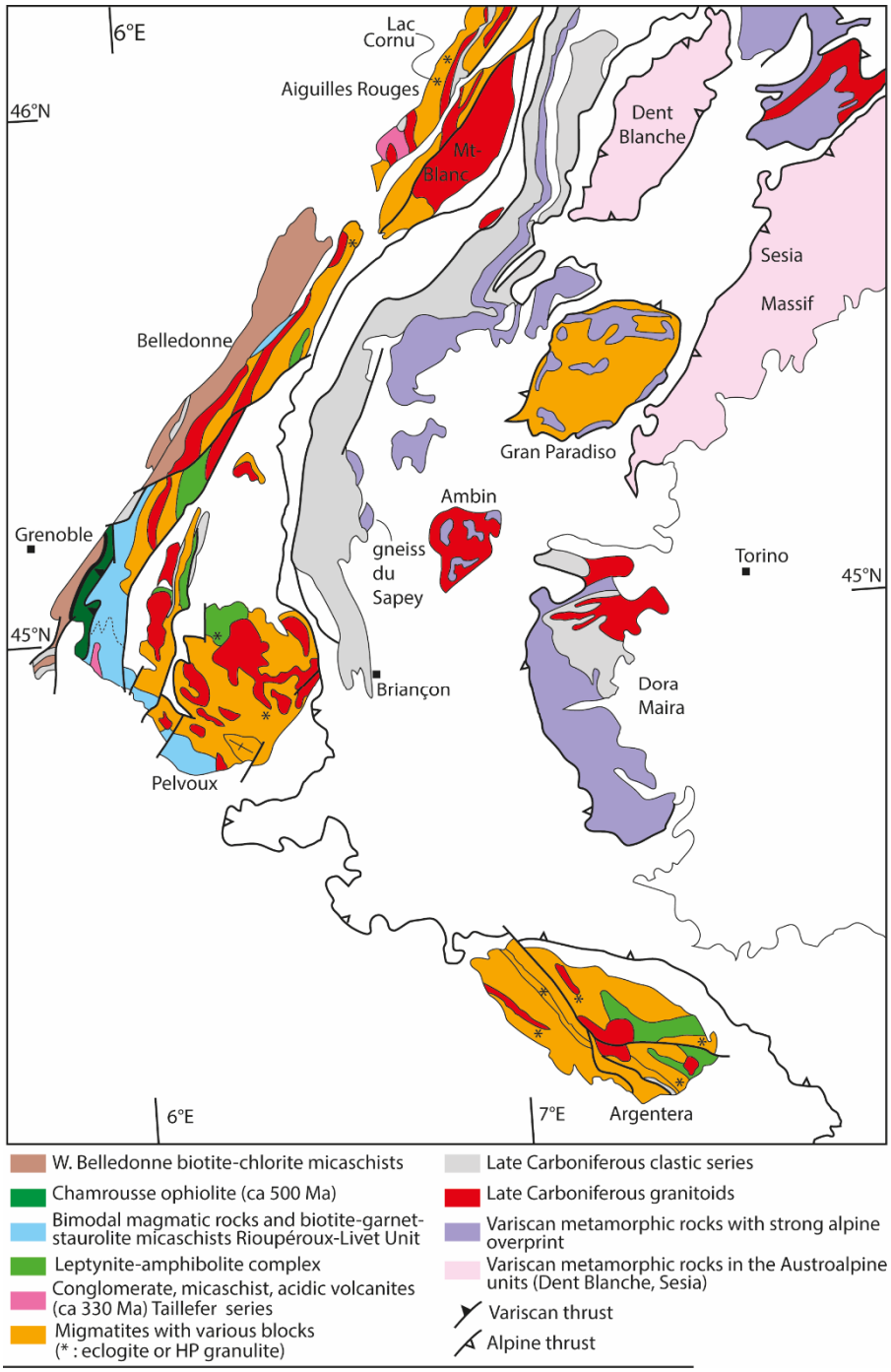

6°E
46°N
45°N
7°E
Lac Cornu
Aiguilles Rouges
Mt-Blanc
Dent Blanche
Sesia
Massif
Belledonne
Gran Paradiso
Ambin
gneiss du Sapey
Grenoble
Briançon
Torino
Dora Maira
Pelvoux
Argentera
W. Belledonne biotite-chlorite micaschists
Chamrousse ophiolite (ca 500 Ma)
Bimodal magmatic rocks and biotite-garnet-staurolite micaschists Rioupéroux-Livet Unit
Leptynite-amphibolite complex
Conglomerate, micaschist, acidic volcanites (ca 330 Ma) Taillefer series
Migmatites with various blocks (* : eclogite or HP granulite)
Late Carboniferous clastic series
Late Carboniferous granitoids
Variscan metamorphic rocks with strong alpine overprint
Variscan metamorphic rocks in the Austroalpine units (Dent Blanche, Sesia)
Variscan thrust
Alpine thrust

Figure 4.22. *Schéma structural du socle Varisque des Alpes (redessiné d'après Fernandez et al., 2002 ; Guillot et al 2009 ; Fréville et al., 2018 ; Ballèvre et al., 2018).*

Le domaine central de Belledonne est constitué d'au moins deux unités tectono-métamorphiques superposées, de haut en bas : 1) la nappe ophiolitique de Chamrousse dont les protolithes sont datés vers 500-496 Ma (Pin & Carme, 1987 ; Ménot et al., 1988). Ces ophiolites sont faiblement métamorphiques, mais ont préservé un métamorphisme océanique pré-orogénique (Guillot et al., 1992) ; 2) l'unité de Rioupéroux-Livet est un ensemble volcano-sédimentaire et plutonique bimodal dont la base est partiellement migmatitique. En outre, la série volcano-sédimentaire du Taillefer, datée paléontologiquement du Viséen supérieur, et exempte du métamorphisme de MP/MT, semble reposer en discordance sur les deux unités sous-jacentes (Carme, 1965).

Les études pétrologiques et structurales de l'unité de Rioupéroux-Livet ont montré son caractère polymétamorphique et polyphasé. Un métamorphisme de MP/MT à biotite-grenat-disthène caractérisé par des conditions thermo-barométriques de 427±16°C et 0,68±0,1 GPa, est contemporain de la mise en place des ophiolites de Chamrousse sur l'unité de Rioupéroux-Livet (Fréville et al., 2018). Une amphibole donne un âge $^{39}Ar/^{40}Ar$ de 376±7 Ma (Guillot et al., 2009). Un second métamorphisme à biotite-grenat-staurotide représente l'événement majeur, contemporain d'un cisaillement ductile vers le NE. Il se développe dans des conditions de 600±14°C et 0,58±0,66 GPa (Fréville et al., 2018). Une monazite contemporaine de ce métamorphisme barrovien donne un âge ICP-Ms à 337±7 Ma. La déformation se poursuit dans un contexte de décompression isotherme jusqu'à des pressions de 0,7±0,2 GPa (voir figure 4.20). Les roches alumineuses de la partie inférieure de l'unité de Rioupéroux-Livet ont subi un début d'anatexie donnant naissance à des leucosomes à sillimanite-cordiérite. Dans le nord Belledonne, des migmatites, datées sur monograins de zircon à 326±3 Ma contiennent des blocs d'éclogite rétromorphosées. Initialement datées à 395±2 Ma, ces roches ont été récemment ré-étudiées. Les zircons donnent des âges IC-MS compris entre 332 et 326 Ma, alors que le rutile donne un âge de 340±11 Ma (Paquette et al., 1989 ; ~~J-B. Jacob~~ 2020, travaux en cours).

Le massif du Pelvoux, est essentiellement constitué de migmatites et de granites, probablement structuré en dôme métamorphique. On reconnaît néanmoins dans les migmatites des blocs d'orthogneiss issus de granites ordoviciens et d'amphibolites à grenat dérivant probablement d'éclogites (Grandjean et al., 1996).

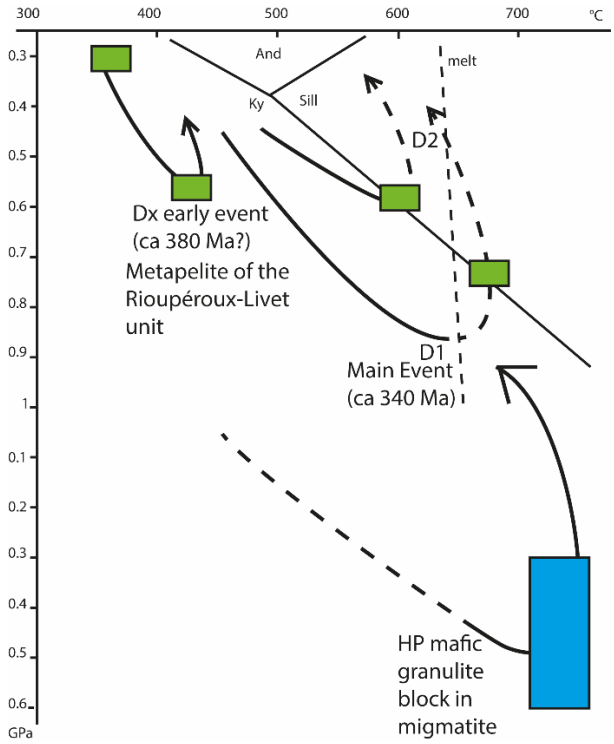


Figure 4.23. *Trajets P-T établis pour l'unité de Rioupeyroux-Livet de Belledonne (Fréville et al., 2018) et les granulites de HP dans les migmatites du NE de Belledonne (Jacob et al., 2019).*

Le massif du Mont Blanc- Aiguilles Rouges présente des analogies avec celui de Belledonne. Des formations volcano-sédimentaires d'âge viséen, métamorphisées dans le faciès des schistes verts, sont comparables à la série du Taillefer, mais du fait de la tectonique alpine, les foliations sont verticalisées et les limites lithologiques sont déformées, de sorte qu'il n'est pas possible de caractériser la nature, discordante ou tectonique du contact. Toutefois, ces séries surmontent un ensemble de micaschistes, gneiss, et migmatites recoupées par des granites d'âge Carbonifère supérieur : 303±2 Ma pour le granite du Mt-Blanc, 307±2 Ma pour le granite de Vallorcine. Les migmatites et granites d'anatexie associés sont respectivement datés à 320±1 Ma et 332±2 pour le granite de Pormenaz et 331±2 Ma pour le granite des Montées Pélissier (Bussy et al., 2000). Les migmatites renferment des blocs d'orthogneiss, marbre, ultrabasites, amphibolites à grenat et éclogite. Les conditions de formation de éclogites du lac Cornu sont estimées à 780°C et 1,1 GPa (Liégeois & Duchesne, 1981). Un âge U-Pb sur zircon de ces éclogites à 453±3 Ma est interprété comme celui du

magmatisme basique du protolithe (Paquette et al., 1989). Les métapélites à biotite-grenat-staurotide ±disthène (ou sillimanite) ont cristallisé dans des conditions de 650°C et 0,4 à 0,6 GPa (von Raumer et al., 1996). Les monazites contemporaines de ce métamorphisme barrovien donnent des âges U/Pb ICP-MS de 327±2 Ma (Bussy et al., 2000). Par ailleurs, d'autres monazites sont datées par la méthode chimique U-Th-Pb à 440 Ma (Schulz & von Raumer, 2011). L'analyse structurale du massif des Aiguilles Rouges montre l'existence de chevauchements ductiles syn-métamorphes à vergence Est, accompagnés d'une composante décrochante dextre (von Raumer et al., 1996 ; Dobmeier 1998).

Le massif cristallin externe de l'Argentera, est formé deux ensembles de gneiss et de migmatites (Latouche & Bogdanoff, 1987 ; Compagnoni et al., 2009) recoupés par des granitoïdes et séparés par un décrochement ductile dextre actif entre 340 et 320 Ma (Simonetti et al., 2018), repris par des déformations plus froides lors de l'orogenèse alpine entre 34 et 22 Ma (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2011). Les migmatites contiennent des blocs d'orthogneiss, de marbre, d'amphibolite, et d'éclogite diversement rétromorphosées. Les conditions thermo-barométriques de l'éclogitisation sont estimées à 1,4 GPa et 735°C (Ferrando et al., 2008). Un âge U-Pb sur les zircons des éclogites à 471±40 Ma est interprété comme celui du protolithe, alors que les âges devono-carbonifère à 424±4 Ma, 351±1 Ma et 327±1 Ma sont interprétés en termes de polymétamorphisme (Paquette et al., 1989). Les granulites de HP contiennent des zircons datés par la méthode U-Pb par ICP-MS, à 341±4 Ma et 336±4 Ma (Rubatto et al., 2010). Les déformations ductiles varisques syn-métamorphes, antérieures à la migmatisation, ne sont pas élucidées.

4.4.2.2 Les domaines alpins internes : Massifs cristallins internes et Briançonnais

Dans ces massifs, la très forte empreinte alpine masque largement les événements varisques. Néanmoins, diverses traces reliques de métamorphisme précoce anté-alpin sont reconnues (pour une revue récente et détaillée, voir Ballèvre et al., 2018). Seuls quelques points marquants sont résumés ci-dessous.

Dans le Grand Paradis, le cœur de grenats varisques en équilibre avec un assemblage à biotite-staurotide-muscovite donne des conditions thermo-barométriques de 620°C et 0,6GPa (Le Bayon et al., 2006). Des micaschistes varisques à biotite-grenat-sillimanite cristallisés à 650-700°C et 0,4-0,7 GPa sont reconnus dans le Nord du massif de Dora Maira (Bouffette et al., 1993). On trouve des roches comparables dans le massif d'Ambin où des micas donnent des âges Ar/Ar compris entre 350 et 340 Ma (Monié, 1990).

Dans la zone Briançonnaise, les micaschistes de l'encaissant de l'orthogneiss du Sapey (voir figure 4.22), contiennent des reliques de grenat, staurotide et disthène considérés comme varisques (Détraz & Loubat, 1984 ; Bertrand et al., 1998). Ainsi, il semble que le substratum varisque de la zone briançonnaise et des Massifs Cristallins internes ait subi au moins un épisode métamorphique de MP/MT au Carbonifère inférieur (vers 350-340 Ma), antérieurement aux phénomènes de fusion crustale et de mise en place des plutons à la fin du Carbonifère. Compte tenu de l'importance des déformations et des métamorphismes alpins, il n'existe aucune donnée structurale détaillée concernant les événements syn-métamorphes varisques.

4.5 Conclusion

Comme dans toutes les chaînes de montagnes, l'orogène varisque s'est édifié progressivement par un empilement de nappes crustales ductiles et syn-métamorphes conduisant à un épaississement crustal. C'est dans le domaine moldanubien que ces processus peuvent être abordés. Bien qu'il soit commode de distinguer plusieurs événements tectono-métamorphiques, tous les phénomènes s'inscrivent dans une évolution continue et progressive caractérisée, notamment, par des variations des conditions thermo-barométriques. Les épisodes les plus précoces, dits éo-Varisques, restent encore mal connus, tant en ce qui concerne l'âge précis de leur formation : Silurien supérieur-Dévonien inférieur ou Carbonifère inférieur, que les modalités mécaniques et thermiques de leur évolution.

Un des traits importants de la chaîne varisque française est l'existence d'une évolution polycyclique (Pin, 1990 ; Faure et al. 1997 ; Lardeaux et al., 2014 ; Lardeaux, 2014 ; Faure, 2019). L'architecture actuelle de l'édifice ne peut être comprise qu'en considérant l'existence d'un cycle éo-varisque responsable de la collision de la marge nord-gondwanienne avec le microcontinent Armorica au Dévonien, suivi d'un cycle varisque au Carbonifère, responsable de la collision de cette masse continentale avec le continent septentrional Laurussia et du microcontinent saxo-thuringien (ou Mid-German Crystalline Rise). Au cours du Carbonifère inférieur et moyen, les événements thermo-mécaniques Varisques , stricto-sensu, impliquent essentiellement la croûte continentale. Ce n'est qu'à partir du Viséen supérieur, vers 330 Ma, que le gradient thermique très élevé va être à l'origine de nombreux épisodes d'anatexie et de fusion crustale syncinématique conduisant au « des-épaississement » de la chaîne. En outre, de nombreuses incertitudes demeurent sur les conditions thermo-barométriques précises des événements précoces.

Pour ce qui concerne le bloc du Léon, l'empilement de nappes syn-métamorphiques dirigées vers le nord et l'évolution métamorphique plurifaciale sont

bien reconnus. L'attribution de ce bloc au domaine saxo-thuringien est également accepté toutefois, la faible surface d'affleurement ne permet guère de proposer d'interprétation géodynamique globale pour ce domaine. Enfin, à cause de l'intensité des déformations et des métamorphismes alpins et également des déplacements survenus depuis le Permien, la place de la branche orientale de la chaîne varisque française dans le puzzle varisque européen reste très spéculative. Une discussion détaillée sortirait du cadre de ce chapitre.