

LA SERIE METAMORPHIQUE DU HAUT ALLIER : UN EXEMPLE DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA CHAINE HERCYNienne

par NICOLLET C. et BOULOTON J.

Département de Géologie, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand

On se propose de montrer, grâce à l'étude d'un contact tectonique majeur qui sépare des unités à la lithologie et aux histoires métamorphiques contrastées, que l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne peut s'interpréter en termes de convergence de plaques, avec fermeture d'un océan. En ce sens, cette évolution ne diffère pas significativement de celle de chaînes récentes de type Alpes.

Dès le début du XXème siècle, certains géologues avaient découvert, dans les chaînes de montagnes, des charriages impliquant des déplacements horizontaux énormes (jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres). Ces observations étaient en contradiction avec l'idée que l'on se faisait généralement de la tectonique, car on supposait, alors, que les déplacements étaient essentiellement verticaux. Seuls quelques rares précurseurs pensaient, comme Taylor (1908), que les chaînes de montagnes provenaient de la collision de continents dérivants. La théorie de la tectonique des plaques devait leur donner raison et montrer que les ceintures orogéniques se situent aux zones de convergence de plaques. Il a fallu, cependant, se détacher d'un concept cher à la théorie de la tectonique des plaques : le concept de la rigidité des plaques lithosphériques. Si la rigidité des plaques n'est pas incompatible avec l'expansion et la subduction de la lithosphère océanique, elle ne peut expliquer, par exemple, comment la plaque indienne se rapproche encore, à raison de 5cm/an de l'Asie, 40 MA après la collision qui a donné naissance à la chaîne himalayenne : les chaînes de montagnes témoignent de la capacité de la lithosphère continentale à absorber un raccourcissement important en se déformant et s'épaississant. Une chaîne de montagnes est donc le témoin des perturbations et réajustements mécaniques et thermiques aux limites convergentes des plaques (voir un [Modèle de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes](#)).

Les marqueurs géotectoniques dans les chaînes anciennes :

La relation entre les chaînes de montagnes et les limites de plaques est évidente dans le cas des ceintures orogéniques récentes (<200 MA (millions d'années), âge de la croûte océanique la plus ancienne). En effet, dans celles-ci, les ophiolites s.s. représentent la preuve directe de l'incorporation d'un plancher océanique dans une chaîne. Mais qu'en est-il des orogènes anciens, avant les 200 derniers MA ? En effet, dans ces derniers, les ophiolites, formations relativement superficielles, ont généralement disparu. On admet, cependant, que le mécanisme actuel de la tectonique des plaques est opérationnel depuis au moins 1000 MA, peut-être 2600 MA. Ainsi les chaînes anciennes, comme la chaîne hercynienne, actuellement incorporées au sein de la lithosphère continentale, seraient les résultats de collisions entre les marges d'océans aujourd'hui disparus. Pour argumenter un tel modèle, il faudra aller à la "recherche des océans perdus" (Montigny et Allègre, CRAS, 1974, p 543), dans les supposées zones de suture.

Les complexes leptyno-amphibolitiques (CLA), terme proposé par Forestier en 1961 (thèse Clermont), sont des formations bien représentées dans le Massif Central (Fig.2). Elles montrent une association de roches métamorphiques ultrabasiques (d'origine mantellique), basiques (amphibolites) et acides (leptynites), associées à des lithologies variées, d'origine continentale (carbonates, gneiss, etc.). Cette appellation de CLA ne se réfère pas au volume des amphibolites et leptynites (elles représentent rarement plus de 20% de l'ensemble des roches du CLA), mais plutôt à l'importance géodynamique de celles-ci. Ces roches magmatiques, métamorphisées sont interprétées, pour partie, comme des reliques de la croûte océanique au sens large. La complexité de ces formations rend difficile une interprétation plus précise : s'agit-il des témoins de bassins marginaux en arrière de la zone de subduction (Brévenne ?); d'ophiolite (lithosphère océanique préalablement déposée sur la lithosphère continentale avant la collision : Chamrousse, Chenaillet) ; de marges passives, zone de transition entre les lithosphères continentale et océanique ? On observe parfois, dans les CLA, la coexistence de séries magmatiques de nature et d'âge différents. (dans le Rouergue, une série tholéiitique coexiste avec une série calcoalcaline de 100 MA plus jeune). Sans rentrer dans les détails (qui ne sont pas sans importance !) de cette discussion, nous retiendrons que les CLA contiennent des matériaux

océaniques s.l. et continentaux, preuves de l'existence d'un océan, avant la collision hercynienne. Souvent, ces CLA soulignent de grands chevauchements impliquant la croûte dans son ensemble et reposent sur des formations superficielles. Ils marqueraient la suture entre deux continents.

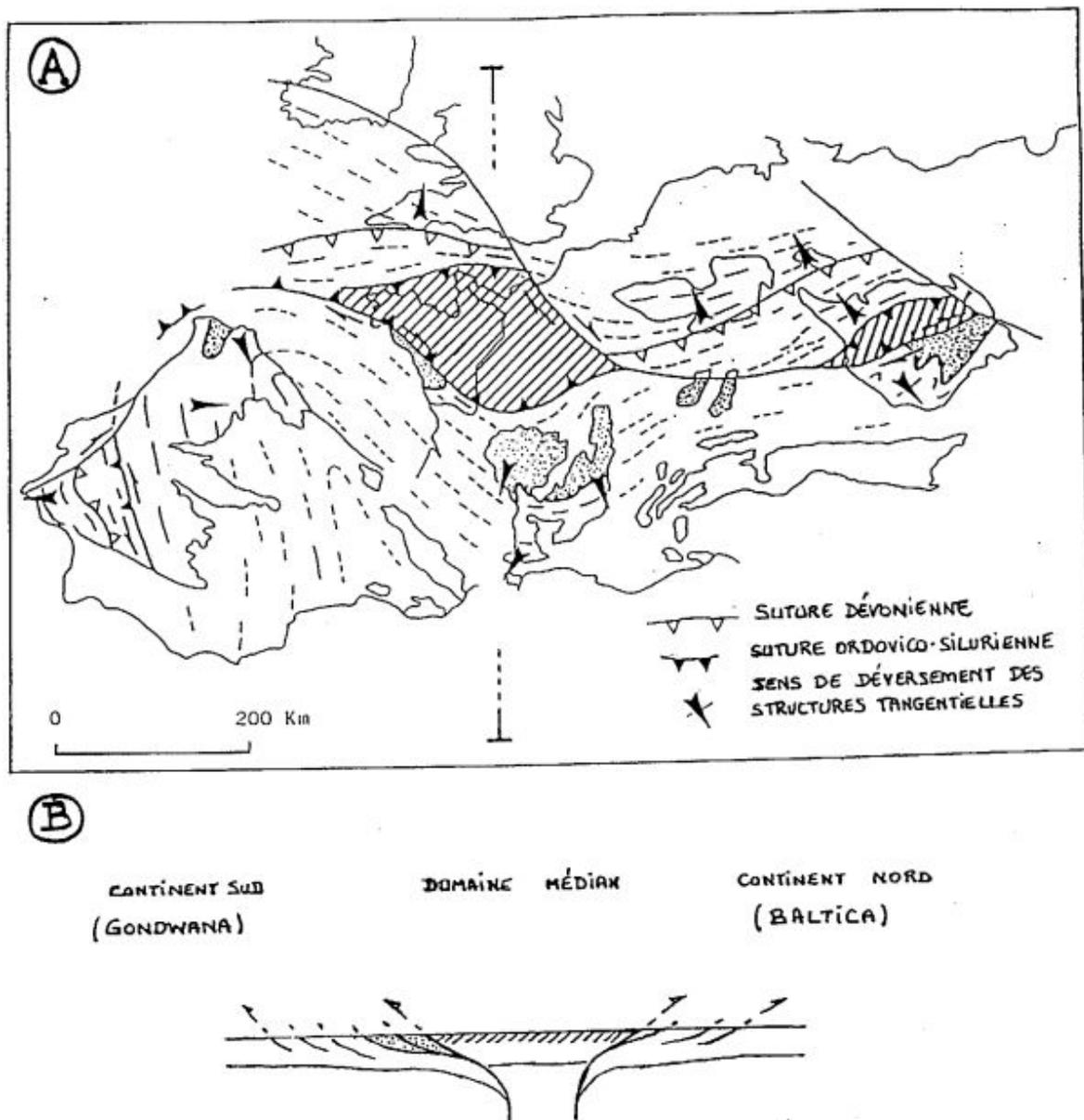


Fig.1 : Structure d'ensemble de la chaîne hercynienne montrant la double polarité des structures, de part et d'autre d'un domaine médian (hachuré : Bretagne centrale et septentrionale + Bohême) relativement épargné par les événements varisques. Déformation et métamorphisme sont concentrés sur les marges Nord et Sud de ce domaine. Les unités alloctones de fort degré métamorphique de la branche Sud sont figurées en pointillés (Costa,1990, thèse Montpellier).

Evolution géodynamique de la chaîne hercynienne :

La chaîne hercynienne (ou varisque) est le résultat de la convergence N-S de deux blocs continentaux, correspondant l'un à l'Europe du Nord, et l'autre à l'Europe méridionale et à l'Afrique. Elle est caractérisée, par un double déversement des structures, vers le Nord au Nord et vers le Sud au Sud (Fig.1). Le Massif Central appartient à la branche méridionale de l'orogène varisque.

L'architecture globale du Massif Central correspond à un empilement de grandes unités déversées vers le Sud (Fig.2). La mise en place de telles nappes est hétérochrone. Chronologiquement, on distingue trois épisodes étalés sur 170 MA (Ledru et al, 1989, BSGF, p. 605) :

1 - L'épisode éovarisque (450-400 MA) correspond à l'enfouissement de la lithosphère océanique (et continentale ?) dans une zone de subduction. Les témoins de cet épisode sont rares, conservés sous la forme de reliques pétrologiques de petite dimension (déci- à décamétrique) dans les complexes leptyno-amphibolitiques (CLA). Ces reliques témoignent de conditions de hautes pressions (HP ; 12-20 kb, correspondant à des profondeurs de 40 à 70 km ; 650°-800°C). Cependant, l'absence de mégastuctures (structures à grande échelle, hecto- à pluri kilométrique) et les rares microstructures tectoniques dans ces reliques ne permettent pas de caractériser le style tectonique de cette période éovarisque. Or, c'est la connaissance de la géométrie de cette tectonique qui, seule, peut nous expliquer les mécanismes qui ont permis l'incorporation de ces reliques de HP (formées à très grande profondeur), dans les parties relativement superficielles de la chaîne de collision qui a suivi.

2 - La collision continentale (400-340 MA) est responsable de la structuration de la chaîne : c'est la mise en place des principales nappes (Fig. 2). C'est à ce moment que se développe la foliation générale (horizontale, à l'origine) dans un climat métamorphique de pression intermédiaire (PI : barrovien), atteignant les conditions de l'anatexie. Cet épisode n'est pas synchrone à travers la chaîne et se réalise entre 400 et 340 MA. Remarquons que les CLA montrent une évolution métamorphique rétrograde, depuis les conditions de hautes pressions dont témoignent les "reliques" jusqu'aux conditions de moyennes P du métamorphisme régional barrovien. Ils chevauchent des formations autochtones à évolution métamorphique prograde (dans les PI également). Par ailleurs, si les CLA matérialisent la paléosuture, celle-ci a été transportée tectoniquement au cours de la collision, jusqu'à sa position actuelle sur des terrains moins métamorphiques (Figs.1 et 5).

3 - La chaîne intracontinentale (340 à 280 MA) : La tectonique de style tangentiel (=chevauchant), initiée au stade précédent, se poursuit et migre progressivement du Nord vers le Sud : dans le Nord, l'amincissement post-collisionnel est déjà terminé (le Viséen moyen, discordant sur les terrains métamorphiques, n'a pas été érodé), alors que dans le Sud, l'épaississement crustal n'est pas achevé (le Viséen est impliqué dans les nappes du versant Sud de la Montagne Noire). De nombreux granites se mettent en place entre 360 et 320 MA. Pour finir, dans les zones ainsi structurées, la déformation se concentre alors, le long de couloirs de failles d'extension régionale (eg. le sillon houiller). L'évolution ultime de la chaîne est son amincissement, marquée, autour de 290 MA, par d'importantes anomalies thermiques (dômes anatectiques de la Montagne noire et du Velay). Celles-ci sont contemporaines de failles normales ductiles responsables de l'amincissement crustal post collisionnel. A cet amincissement a succédé, localement, la distension à l'origine de l'océan liguro-piémontais : en effet, la bordure SE du Massif Central constitue une marge de cet océan. Ainsi débute l'histoire d'une autre ceinture orogénique : celle des Alpes.



Fig.2 : Carte schématique des principales nappes du Massif Central, (Ledru et al., 1989). 1 : dépôts viséens ; 2 : granites ; 3 : unités supérieures épizonales ; 4 : unité supérieure des gneiss (contenant les CLA) ; 5 et 6 : unités inférieures des gneiss (autochtones "relatifs") ; 7 : unités méridionales.

Coupe tectonique schématique, Nord-Sud, à travers le Massif Central, montrant les relations géométriques entre les principales unités. Cette coupe montre la zonéographie inverse du métamorphisme (les unités les plus chaudes sont les plus superficielles), ainsi que le caractère allochtone de l'"unité supérieure" (contenant les CLA) qui ne semble pas être enracinée dans le Massif Central. La suture, qui se situerait sous le Bassin Parisien (Fig. 1), a été "transportée" au cours de l'épisode intracontinental (Costa,1990).

Etude d'un chevauchement majeur dans la série métamorphique du Haut Allier (Fig.3) :

La région du Ht Allier montre le chevauchement du groupe leptyno-amphibolitique, à évolution métamorphique rétrograde (depuis des HP : 15 -20 kb) et anatectique (unité supérieure des gneiss (4) sur la

Fig. 2), sur un autochtone (relatif) gneissique, à métamorphisme de moyennes pressions (6-8 kb ; unité inférieure des gneiss (5) sur la Fig.2). L'amplitude de ce chevauchement serait de 150 km (Burg et Matte, 1977, CR Som. SGF, 6, 325). Comme ailleurs dans le MCF, la surface de décollement est marquée par la présence de "boules" (déca- à hectométriques) de métapéridotites serpentinisées.

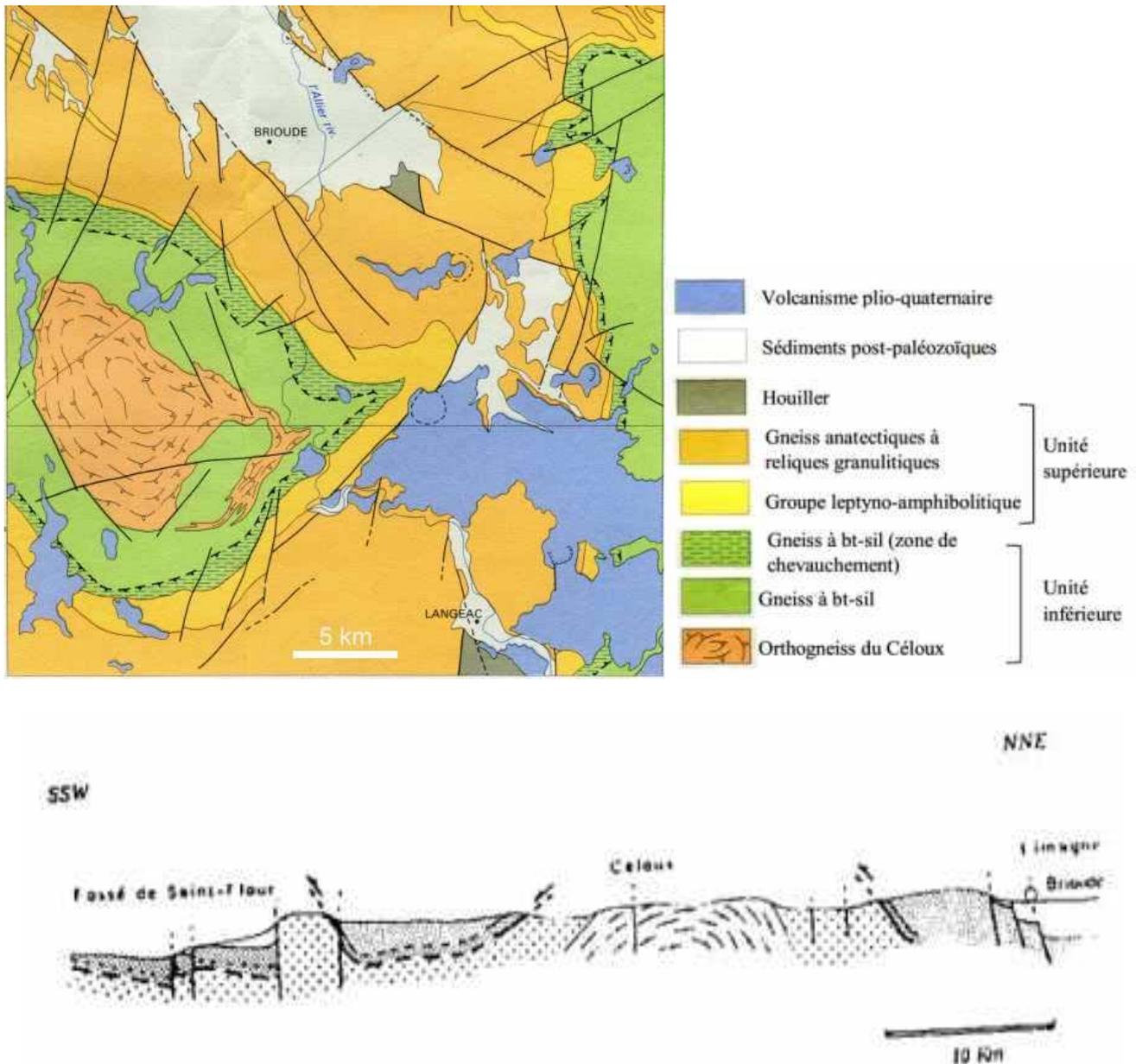


Fig. 3 : Carte (1/50 000 de Brioude, BRGM) et coupe géologique de la région du Haut Allier (Duthou et al.,1989, BSGF, p.667.). La formation leptyno-amphibolitique et les anatexites appartiennent à l'unité supérieure des gneiss (4) de la Fig. 2, tandis que gneiss pélitiques et métagranites appartiennent à l'unité inférieure des gneiss (5) de la même figure.

L'unité para-autochtone :

Sur l'itinéraire choisi (Fig. 4), l'autochtone gneissique affleure sous le CLA, dans une fenêtre tectonique, à la faveur d'une structure anticlinale (d'orientation N 160°E) liée à la phase souple tardive P2 (Fig. 3). Celle-ci replisse la foliation régionale contemporaine de la collision. Cette unité est qualifiée d'autochtone relatif ou para-autochtone puisqu'elle est, elle-même, chevauchante plus au Sud, sur des unités épizonales (=peu métamorphiques).

La lithologie de cette unité est homogène (relativement à celle du CLA). Il s'agit de gneiss à biotite-sillimanite (Sill) dérivant d'une ancienne série sédimentaire pélito-grauwackeuse. Le grenat est rare et la muscovite s'est

développée tardivement : les conditions PT sont celles d'un gradient métamorphique de MP-HT. Ces (para)gneiss sont intrudés par l'orthogneiss (métagranite) du Céloux. Un âge de $406 \text{ MA} \pm 20$ pour cet orthogneiss est obtenu par la méthode Rb-Sr sur roches totales (RT) (Bernard-Griffiths et al, 1980, RAST) et est interprété comme celui de la mise en place du granite. Cependant, comparé à celui de l'orthogneiss de Ste Alyre ($535 \pm 26 \text{ MA}$; Mathonat, 1983, thèse Clermont), qui a une position similaire dans la formation voisine du Cézallier, cet âge semble un peu jeune. Il s'agit, sans doute, d'un âge intermédiaire, sans signification, entre celui de la mise en place ($\sim 500 \text{ MA}$?) et celui du métamorphisme régional de MP dont l'âge était estimé à 380 MA (qui serait responsable d'une réhomogénéisation isotopique partielle).

Une étude récente (Bou Esther, TER Clermont fd, 2015) U-Pb sur zircons donne des âges compris entre 776 ± 13 et $428 \pm 7 \text{ Ma}$. Cette hétérogénéité peut être due à plusieurs facteurs. Le premier est l'héritage de cœurs ou même de grains complets provenant de roches crustales dont la fusion partielle est à l'origine du granite protolithe de l'orthogneiss. Le second, plus difficile à expliquer, est la richesse en U inhabituelle qui provoque des incohérences entre les âges des bordures et des cœurs. En conséquence, on retiendra un âge avoisinant les 480 Ma , correspondant à l'âge le plus mesuré, pour le protolithe de l'orthogneiss. Les zircons ne sont pas affectés par l'événement métamorphique. Celui-ci est par contre très bien enregistré par les monazites de la roche à $319 \pm 2 \text{ Ma}$ qui, elles, n'ont pas la mémoire de l'âge du protolithe..

Cet exemple montre la complexité et la difficulté de dater les roches métamorphiques.



Arrêt n° 1 : [Au coeur du massif orthogneissique du Céloux](#) (200m à l'Est du hameau du Monteil, sur la D 122 ; coordonnées : $N45^{\circ}10'35''$; $E03^{\circ}19'03''$; Fig. 4), la texture est très peu orientée et l'ensemble conserve un aspect granitique. En effet, l'homogénéité d'un massif granitique est peu favorable à la déformation. Cependant, celle-ci peut se développer localement, avec apparition d'une foliation, structure planaire **qui est alors replissée par des plis décimétriques tardifs (malheureusement disparus !)**. Ces microplis nous donnent des informations sur les mégastructures P2 (anti- et synformes de la [coupe](#)).

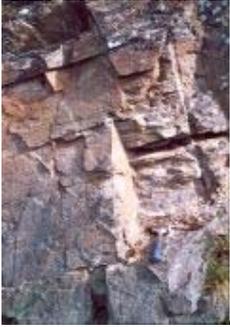
Sur la bordure Nord du massif, à Roche Sauve , foliation et [plis P2 en chevrons décimétriques](#) sont bien développés (arrêt n° 1 bis, facultatif, coordonnées : $N45^{\circ}12'38''$; $E03^{\circ}18'43''$).



Arrêt n° 2 : [Gneiss à nodules centimétriques de Sill-Qz](#) (200m au Nord-Est du hameau du Montrome ; coordonnées : $N45^{\circ}09'29,6''$; $E03^{\circ}20'14''$) : c'est un faciès assez spectaculaire des gneiss à biotite-Sill de cette unité. L'absence de muscovite primaire et d'anatexie indiquent, pour ces roches, des conditions de la fin du faciès amphibolite, pour des pressions modérées (5-7 kb ; Fig.5). On ne note pas de variation du degré du métamorphisme dans la "fenêtre" du Céloux. Par contre, plus au Sud, dans la vallée de la Desges, la présence de gneiss à muscovite, biotite, staurotide, grenat, kyanite, sillimanite, quartz permet de tracer le gradient métamorphique de MP-HT de la [Fig.5](#).

Evitez d'utiliser le marteau sur cet affleurement : les « pierres volantes » vous fourniront suffisamment en échantillon.

L'affleurement est parfois envahi de ronces et difficile d'accès. On trouvera de [très beaux échantillons](#) en suivant (sur env. 50m) le chemin qui se situe juste au Sud de l'affleurement.



Arrêt n° 4 : Laissons temporairement la description de l'arrêt 3 dans le CLA pour toucher à nouveau la bordure de l'orthogneiss du Céloux (D585, 500m au Sud d'Auzat ; coordonnées : $N45^{\circ}10,81'$; $E03^{\circ}23,22'$). La roche est massive, leucocrate et présente une foliation bien marquée. Il s'agit d'un gneiss quartzo-feldspathique dans lequel la biotite est rare. La minéralogie, la composition chimique et la taille du grain millimétrique de la roche a conduit à interpréter celle-ci comme un faciès de bordure de l'ancien batholite. L'intensité de la déformation, bien soulignée par le développement de la foliation, rend difficile la reconnaissance du protolithe (=roche initiale).

Arrêt n° 5 : Au pied du château de St Ilpize (cimetière), nous retrouvons les gneiss à Sill-biotite avec un faciès plus traditionnel. Le Gt est rare, la Sill forme des fuseaux dans le plan de foliation. Celui-ci est replissé par des microplis centimétriques P2, à plan axial subvertical. On note, ainsi, que, d'une manière générale, les méga et microstructures les plus évidentes sont des structures de serrage tardives, tandis que les structures les plus précoces, correspondant au raccourcissement le plus important, restent discrètes. Cette zone des gneiss à sillimanite est proche du contact avec le CLA : elle est marquée par la présence localisée de migmatites bien visibles dans le village.

L'unité chevauchante :

Elle débute quelques centaines de mètres sous le CLA, dans les gneiss à Biot-Sill. Le contact lui-même n'est pas visible; il est seulement matérialisé par un niveau de (rares) boules de péridotite serpentinisée. Au dessus, le CLA, de 1 à 2 km d'épaisseur, a une lithologie variée. Amphibolites, leptynites, orthogneiss, roches carbonatées, gneiss fins alternent en niveaux décimétriques à décamétriques. Le boudinage tectonique est un phénomène commun. Au coeur de ces boudins, il n'est pas rare de trouver des reliques pétrologiques de HP : écloğites, granulites basiques, méta-péridotites (exceptionnellement à grenat), gneiss à disthène (Ky) et feldspath potassique (Fk), skarns. Ces boudins sont enveloppés par la foliation régionale 1, témoignant ainsi de l'absence de mégastructures précoces associées au gradient de HP. Amphibolites et reliques basiques de HP ont une affinité, soit tholéitique, soit calcoalcaline.

La partie sommitale de l'unité est occupée par des anatexites à cordiérite contenant des reliques de HP et péridotites.



Revenons à l'arrêt n° 3 (sur la D585, 1km au Nord de Lavoûte-Chilhac ; coordonnées : $N45^{\circ}09'43.8''$; $E03^{\circ}24'35''$) qui nous donne un aperçu des relations géométriques entre les différents faciès du CLA : alternance de niveaux d'épaisseur variable d'amphibolites, leptynites et gneiss. Notons la présence de deux plis synfoliaux, isoclinaux décimétriques attribués à la phase 1 qui est à l'origine de la foliation régionale. Les paragenèses sont compatibles avec les conditions du faciès amphibolite d'un gradient métamorphique de type PI(ou MP) - HT, tout comme les affleurements précédents.



Arrêt n° 6 : dans une carrière (carrefour de Cissac sur la D22 ; coordonnées : $N45^{\circ}11'29.6''$; $E03^{\circ}24'15.4''$), a été exploitée une "boule" hectométrique de péridotite serpentinisée, sans doute d'origine mantellique, à la base supposée de l'unité chevauchante. Une zone de réaction de 50cm environ de trémolite sépare les gneiss encaissants et la serpentinite, témoignant d'échanges métasomatiques entre les deux roches. D'autres "boules" sont localisées à la base de l'unité chevauchante ; cette disposition ne peut pas être fortuite : ces métapéridotites marquent vraisemblablement un contact majeur intéressant l'ensemble de la croûte continentale, jusqu'au manteau.

Arrêt n° 7 : A 750m au Nord de Cerzat du Dragon (coordonnées : $N45^{\circ}12'26.3''$; $E03^{\circ}25'14''$), au coeur du CLA, les reliques granulitiques sont abondantes : skarns, métapéridotites à spinelle, métagabbros coronitiques et granulites basiques (Lasnier, 1977, Thèse d'Etat, Nantes). Nous verrons ces granulites basiques, roches très voisines des éclogites (grenat (Gt) - clinopyroxène (Cpx) - Qz), mais dans lesquelles le clinopyroxène n'est pas sodique. Cette paragenèse initiale du faciès granulite de HP-HT (P = 15-20 kb ; T = 750-800°C ; [Fig.5](#)) est le siège de réactions rétrogrades de type coronitique. Le grenat s'entoure d'une couronne d'orthopyroxène (Opx) et plagioclase (Pl) au contact du quartz et du clinopyroxène, conformément à la réaction $Gt + Cpx + Qz \rightarrow Opx + Pl$ qui nous fait passer, par une baisse de la pression, dans le domaine des granulites de Pl. L'hydratation et la baisse de température permettent le développement de l'amphibole brune, puis verte (Hb) conformément à la réaction isograde $Opx + Cpx + Pl + H_2O = Hb$ (passage au faciès amphibolite). Par disparition des pyroxènes et du grenat, la roche devient une amphibolite "banalisée", dans laquelle l'histoire précoce de HP aura été totalement effacée. Cette amphibolite est en équilibre avec les conditions régionales de Pl.

Le métamorphisme de HP est daté à $432 \text{ MA} \pm 20$ sur l'éclogite de la Borie* (méthode U-Pb sur zircon : Ducrot et al, 1983, EPSL, 62, p.385 ; coordonnées : $N45^{\circ}06'47''$; $E03^{\circ}19'57''$). Ce résultat est contesté à la suite de travaux récents ailleurs dans les Massifs Central et Armoricaïn qui indiquent des âges autour de de 380Ma. Par contre, l'âge des protolithes (c'est-à-dire de la croûte océanique) n'est pas connu dans la région. Par analogie avec les âges obtenus dans les autres CLA des massifs central et armoricaïn, cet âge serait de l'ordre de 480-500 MA. Notons que l'orthogneiss du Merle (visible à cet arrêt) est daté à $464 \text{ MA} \pm 30$ (méthode Rb-Sr sur RT : Bernard-Griffiths et al, 1980). Nous avons proposé ci-dessus un âge de mise en place à 480 MA pour l'orthogneiss du Céloux, (Bou, 2015). Remarquons que dans le Limousin, l'orthogneiss de Meuzac (qui a une position assez similaire à celle de l'orthogneiss du Merle) est daté à $448 \pm 9 \text{ MA}$ par la méthode Rb-Sr sur RT (Duthou, 1977, thèse Clermont) et $495 \pm 8 \text{ MA}$ par la méthode U-Pb sur zircon (Lafon, 1986, thèse Montpellier). Tous ces travaux anciens doivent être renouvelés.

* L'éclogite à disthène et corindon est recueillie en blocs aux environs du hameau de La Borie (commune de St Austremoine). Selon Lasnier (1977), la roche provient de l'affleurement dans la colline du Peu, quelques centaines de mètres au SO du hameau d'Esplot ($N45^{\circ}6'45''$; $3^{\circ}19'57''$).

Arrêt n° 8 : La foliation est peu marquée dans les gneiss anatectiques à nodules de cordiérite verte qui surmontent le CLA (sur la D16, 750m au Sud du carrefour avec la N102 ; coordonnées : $N45^{\circ}15'10''$; $E03^{\circ}24'28''$). La sillimanite n'est pas visible macroscopiquement ; le grenat est rare. Des amphibolites (= reliques de HP rétrotransformées), forment des boudins décimétriques à métriques.

Arrêt n° 8 bis : La cordiérite est localement bien visible dans les anatexites, sur le bord de la carrière près du pont de Vieille Brioude (N102, rive droite de l'Allier). La carrière a permis l'exploitation d'un épais filon (~ 50 m) de leucogranite tardif non déformé (et non daté !).



Arrêt n° 9 : Si les boules de metabasites et ultrabasites dans les gneiss anatectiques sont généralement de petite taille, les reliques de gneiss granulitiques à disthène (Ky), dans la partie supérieure de l'unité, sont plus volumineuses. A Sarniat (en haut du village ; coordonnées : $N45^{\circ}21'10''$; $E03^{\circ}26'9.5''$), la roche a une texture granoblastique typique des granulites de HT (-HP); la foliation est peu marquée (tant que l'évolution rétrograde reste discrète). La paragénèse, typique du faciès granulite de HP, est à Qz - Pl - Fk - Ky (millimétrique) - Gt ± biotite 1 ± rutile. Elle témoigne de conditions similaires à celles estimées dans les granulites basiques (Fig.5). Sillimanite, cordiérite (Cord), spinelle (sp), Biot 2 se développent au cours de la décompression (-> faciès granulite de PI) allant jusqu'à l'anatexie (laquelle nécessite une hydratation avec ou sans augmentation de T) produisant les anatexites à cordiérite. Les réactions impliquées sont : $Ky \rightarrow Sill$; $Gt + Sill/Ky + Qz + H_2O = Cord$; $Gt + Sill/Ky + H_2O = Cord + Sp$; $Gt + Fk + H_2O = Biot\ 2 + Sill + Qz$, $Biot + Sill/Ky + Qz + H_2O = Cord + Fk$, etc. L'apparition de la muscovite ($Fk + Sill + H_2O = Musc + Qz$) témoigne d'une rétrogenèse dans le faciès amphibolite (Marchand, 1974, Thèse Nantes).

Signalons, à quelques km à l'Est de Sarniat, à Feynerolles, la présence de métapériodites à grenat décrites par B. Lasnier (1977) (malheureusement, ce minéral est le plus souvent rétrotransformé en nodules de chlorite fibroradiée). La présence de ces roches a une signification géodynamique très importante puisqu'il s'agit de témoins du manteau profond ($T > 800^{\circ}C$; $P > 16\text{kb}$; Fig.5).

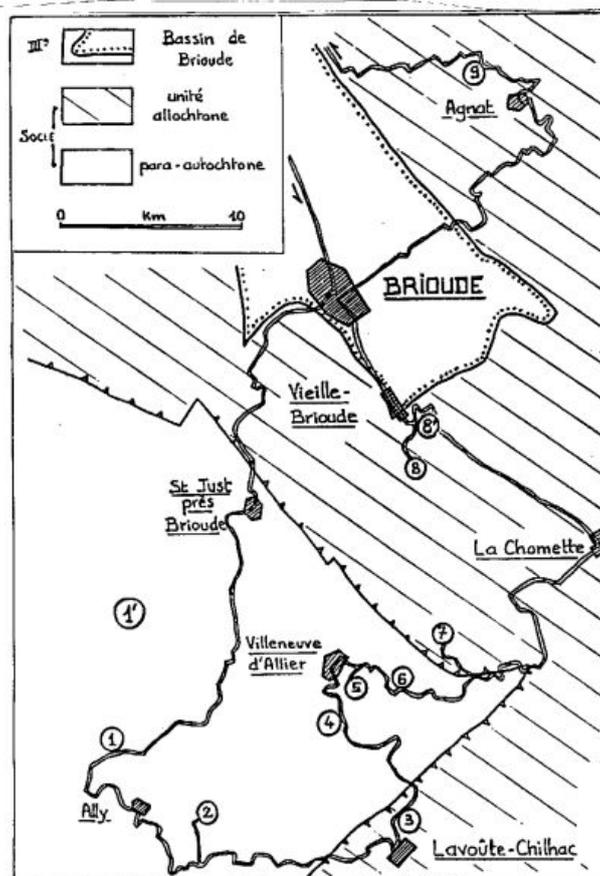


Fig. 4 : Itinéraire de l'excursion.

Discussion :

Les observations faites au cours de cette excursion à travers la "fenêtre" tectonique de Céloux sont compatibles, au moins dans les grandes lignes, avec le scénario proposé au début de cet exposé pour expliquer

l'évolution géodynamique de la chaîne varisque. Et pour cause : l'étude de cette région a largement contribué à l'élaboration de ce modèle (Lasnier, 1973, 1977, Marchand, 1974, Thèses Nantes ; Burg, 1977, Thèse Montpellier ; ...).

La présence d'un contact tectonique majeur, matérialisant la trace d'une suture (déplacée au cours de l'épisode intracontinental), d'amplitude lithosphérique, est argumentée par :

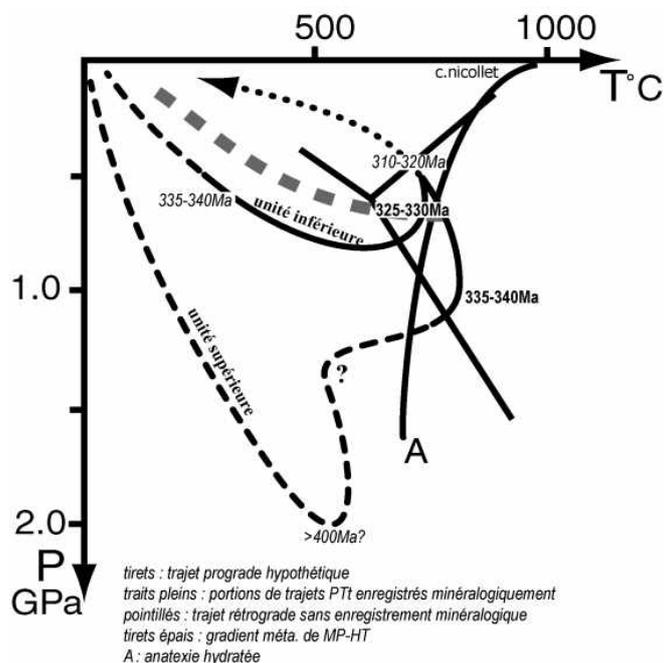
- Un contraste lithologique net entre le CLA, constitué de matériels océaniques (variés) auxquels s'ajoutent des matériaux continentaux supracrustaux et les gneiss inférieurs, métasédiments d'origine continentale.

- La présence de "boules" de métapéridotites serpentinisées (d'origine mantellique probable) au contact entre les deux unités.

- Des reliques pétrologiques de hautes pressions (15 à plus de 20 kb), rééquilibrées dans les conditions de MP régionale reposent sur les métasédiments de moyennes pressions (= métamorphisme " inverse ") de l'unité inférieure, laquelle ne contient jamais de reliques de HP. La mise en place de ces roches profondes (HP) sur des roches plus superficielles (MP) implique que le contact est un chevauchement.

- La localisation de migmatites au contact CLA - gneiss inférieurs possiblement produites par la chaleur de friction du contact tectonique, lequel concerne la lithosphère jusqu'au manteau comme le suggèrent les boules de serpentinites.

Cette interprétation est en accord avec le [Modèle de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes](http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/modele.html) proposé (http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/modele.html). Nous pouvons discuter le [trajet PTt suivant](#), suite au mémoire de M2R de Julie Noël (2015).



Anatexis et pic thermique de l'unité chevauchante lors de son exhumation à 340-335Ma ; Pic thermique de l'unité chevauchée à 330-325 Ma. Le trajet ultérieur, enregistré jusqu'à 320-310 Ma par les monazites, est commun aux 2 unités

Certaines questions sont encore discutées. Des discussions passionnées concernent la nature précise des différents CLA ; on dissertera encore longtemps sur la largeur de l'"océan" ; l'absence de mégastructures associées au métamorphisme de HP rend difficile la compréhension de l'étape de transition entre les stades subduction et collision. Par quels mécanismes tectoniques les roches de HP "océaniques" ont-elles été incorporées dans la croûte continentale ? De ce fait, on ne peut pas directement assimiler le chevauchement

actuel (coupe de la [Fig.2](#)), dont la structuration est liée à l'épisode intracontinental (avec un déplacement de 150 km), à la soudure entre les deux anciens continents.

Les photos de lames minces ci-dessous sont empruntées à Lasnier (1977, Thèse d'Etat, Nantes) et Marchand (1974, Thèse Nantes).