

Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogène varisque au Carbonifère supérieur

BERNARD LAUMONIER¹, CHRISTIAN MARIGNAC² et PHILIPPE KISTER

Mots-clés. – Polymétamorphisme, Plutono-métamorphisme, Évolution crustale, Régimes tectoniques, Orologène varisque, Pyrénées, Canigou.

Résumé. – Le classique métamorphisme HT-BP (MII) des Pyrénées hercyniennes est précédé par un métamorphisme barrovien (MI, à disthène-staurotide dans le Canigou) traduisant l'épaississement crustal lié à la formation d'un prisme tectonique à la fin des déformations tangentielles précoces à vergence S namuro-westphaliennes (D1), et suivi d'un autre épisode métamorphique barrovien (MIII). MII, prograde, s'accompagne d'une chute de pression exprimant la fin de l'exhumation du prisme précoce. Il débute par un stade à staurotide-andalousite (MIIa) et localement se termine par un stade à cordiérite seule (MIIb). MIIa, globalement stratiforme et à caractère régional, est synchrone de la première phase de déformation tardive, D2a, de type « extension syn-convergence » (rétroplissement vers le N, amincissement, échappement vers l'ESE du haut de la pile lithotectonique), tandis que se mettent en place dans la méso-catazone les premières intrusions granitiques, laccolithiques. MIIb, plus local, est en lien direct avec d'autres intrusions granitiques (MIIb γ) et globalement synchrone de la formation des grands anticlinaux droits lors des phases tardives D2b (« doming »). Les grands plutons épizonaux et leur métamorphisme de contact M γ , post-MII, se forment pendant de la phase tardive décrochante dextre D2c. Plutonisme et métamorphisme MII sont associés de manière étroite et complexe dans le temps et l'espace, constituant ainsi un cas de plutono-métamorphisme. Des mylonites dextres-inverses D2d se développent ensuite, en conditions rétro-morphiques, dans les plutons et la méso-catazone. De D2a à D2c, en réponse à une probable délaminatation sous-crustale et à l'injection de magmas mafiques mantelliques en base de croûte (D2a), la croûte moyenne est largement fondue, ce qui rend possible le découplage de la croûte supérieure restée rigide, son échappement vers l'ESE (D2a) et son flambage (« doming » D2b, avec formation de mégaplis de 10 km d'amplitude verticale qui plissent les isogrades mésozonaux MII), et induit des transferts horizontaux et verticaux de magmas (D2a-c). Le plutono-métamorphisme MII et les déformations tardives D2a-c se déroulent pendant un bref laps de temps (~ 10 Ma), vers la limite Westphalien-Stéphanien (~ 310-300 Ma). Le métamorphisme MIII à disthène staurotide n'est bien développé qu'à l'est de la chaîne et est, en partie la conséquence de l'enfouissement rapide des zones synclinales lors du « doming » D2b, en partie la conséquence d'un refroidissement isobare du bâti (D2c-d). MIII, *pro parte* synchrone de MII, ne constitue pas un événement tectono-métamorphique distinct. Alors que les déformations D1 et le métamorphisme MI se déroulent en contexte essentiellement compressif, le plutono-métamorphisme MII, les phases tardives D2 et le métamorphisme MIII se déroulent dans un régime tectonique fluctuant, d'abord extensif/compressif (D2a), puis compressif (D2b) et enfin transpressif (D2c-d), ce qui confère aux Pyrénées westphalo-stéphaniennes les caractères d'une chaîne intra-continentale sur décrochement.

Polymetamorphism and crustal evolution of the eastern Pyrenees during the Late Carboniferous Variscan orogenesis

Key-words. – Polymetamorphism, Plutono-metamorphism, Crustal evolution, Tectonic regimes, Variscan orogenesis, Canigou, Pyrenees

Abridged English version. – The Variscan Pyrenean belt (fig. 1) has been for long famous for its Late Carboniferous LP-HT metamorphism, characterised by the prograde succession, in medium grade metapelites, of biotite, cordierite, andalusite and sillimanite, together with staurotide and garnet [Guitard *et al.*, 1996]. However, the discovery of two kyanite generations lead Azambre and Guitard [2001] to propose a polymetamorphic evolution, with an early (MI) and a late (MIII) kyanite-bearing Barrovian stage, preceding and following the main LP-HT stage (MII).

Geological setting

The Variscan orogeny in the Pyrenees occurred from Namurian to Early Stephanian (c. 325-300 Ma), following the deposition of thick Ediacarian-Ordovician silico-clastites, Silurian to Early Carboniferous carbonates, and pre-orogenic Mid-Carboniferous flyschs.

1. LAEGO-Mines, École des Mines, CS14234, 54042 Nancy cedex. Bernard.Laumonier@mines.inpl-nancy.fr

2. G2R, École des Mines, CS14234, 54042 Nancy cedex. Christian.Marignac@mines.inpl-nancy.fr

3. 122 rue Marcadet, 75018 Paris. kisterp@hotmail.com

Manuscrit déposé le 1 septembre 2009 ; accepté après révision le 12 mars 2010.

Two main tectonic events are recorded, each one subdivided into regionally correlated sub-events (phases) (table I), allowing a detailed correlation between tectonics, metamorphism and plutonism. The Namurian to Westphalian D1 event (c. 325-310 Ma) resulted in a S-vergent fold and thrust belt (with 100-150 km of N-S shortening) and the development of the main, sub-horizontal, S_r schistosity (D1c phase), coeval with M1. The Westphalian-Early Stephanian D2 event (310-300 Ma) was more complex. First, a syn-convergence extensional phase (N-vergent backfolds and E-W extension) resulted in the E-directed escape of the upper crust (D2a phase). Then, a renewal of the N-S shortening was marked by large upright anticlines (domes) and narrower synclines, with up to 10 km amplitudes (e.g., the Canigou anticline-Villefranche syncline pair) (D2b phase). Both D2a and D2b were coeval with MII and the emplacement of early granitoid sills and laccoliths (e.g., the Ansignan hypersthene-granite in the Agly Massif). Later on, D2 evolved into a transcurrent regime, with belt-parallel dextral transpression (D2c and D2c phases). D2c was coeval with the main stage of granite emplacement under low-grade conditions, allowing the expression of a conspicuous M γ contact metamorphism (e.g., Mont-Louis pluton). D2d ended the D2 event, with the development of retrograde dextral-reverse mylonites. The late MIII metamorphic event encompassed D2c and D2d (and possibly D2b).

The early M1 Barrovian metamorphic event

The M1 Barrovian metamorphic event resulted from the crustal thickening associated with the development of the D1 intra-cratonic wedge. It was of low-grade, with a chlorite-muscovite S_r schistosity, in the part of the belt that was subsequently overprinted by the syn-MII transformation of chlorite into biotite. The only remnants of M1 medium-grade conditions are found as early kyanite in the deepest domains of the Castillon, St-Barthélémy, Agly and Aston massifs, being there obliterated under high-grade MII conditions, and in the core of the Canigou anticline (Velmanya, point v in fig. 2), where a relict kyanite-staurolite-anorthite paragenesis is known, shielded by MII cordierite. The reconstructed P-T conditions at the thermal peak of M1 are 5 kbar (19 km) and 575°C (fig. 2), implying the existence of a (now eroded) major D1 nappe (≥ 7 km thick).

The main MII LP-HT metamorphic event

Structural domes and medium- or high-grade MII zones are broadly coincident, high-grade conditions being only encountered in the core of the Albères massif, the southern Aston Dome and the North-Pyrenean massifs (grading there up to the LP granulite facies) (fig. 1).

Subdivisions of the MII event

The prograde MII metamorphism is essentially syn-D2a, with clear syn-kinematic growth of the medium-grade minerals, and the main regional tectono-metamorphic D2a/MII structure is evidently deformed and strongly folded by the D2b phase: the D2b domes are basically post-metamorphic. However, a detailed examination of the blastesis-deformation relationships shows that staurolite is pre- to-synkinematic for D2a, whereas andalusite is strictly syn-kinematic (and consequently is often observed shielding the staurolite), cordierite being syn- to post-kinematic and syn-D2b in some instances. This allows a subdivision of the MII event into three stages:

- MII_s, pre- to-syn-D2a, characterised by the staurolite-andalusite (And1 without cordierite) association, with development of a staurolite zone grading downwards into an andalusite (St \rightarrow And1) zone.
- MII_a, syn- to post-D2a (but always developed prior to D2b), characterised by the cordierite (Cord1)-andalusite (And2) association (without staurolite), with development of a thin cordierite zone grading downwards into an andalusite (Cord1 \rightarrow And2) zone.
- MII_b, post-D2a and syn-D2b, characterised by a large cordierite (Cord2) zone developed at the expense of andalusite (And \rightarrow Cord2), only found in the core of the D2b anticlines (e.g., the Garonne dome).

Thus, although MII is basically pre-D2b, and the MII_s and MII_a medium-grade isogrades are folded, it appears that metamorphism was still active in the cores of the ascending D2b domes (MII_b). Moreover, in the core of some domes, prograde sillimanite is also syn-kinematic of the D2b phase, and the sillimanite-muscovite isograd may obliquely overprint the MII_a isogrades, as in the Canigou dome. This is related to the syn-D2b emplacement of granite sheets (e.g., the Canigou granite) and may be interpreted as an aureola of "regional-contact" metamorphism, noted MII γ , that was evidently coeval with MII_b, and enhanced its effects.

P-T-t path of the MII event

The P-T-t path of the MII event may be described using the petrogenetic grids of Pattison *et al.* [2002] and Pattison and Vogl [2005] (fig. 3). From MII_s to MII_b, it records a prograde anti-clockwise path, following a post-M1 clockwise exhumation path, with ≥ 7 km eroded (fig. 2B). The MII_s pressure was close to 3 kbar (10-11 km) in the St zone and decreased to 2.5 kbar (9 km) at the MII_a stage (And2 isograd), for an estimated temperature of 540°C (based on the triple point of Holdaway [1971], the thermobarometer of Pattison *et al.* [2002] and independent fluid inclusion data by Kister *et al.* [2003]). A further pressure decrease, down to 2 kbar (7 km), and a temperature increase (up to 600°C) is registered in the MII_b cordierite zone in the core of active D2b domes. Except for the cores of the domes, MII_a remained the peak temperature event, and during MII_b pressure remained constant (or was re-increasing in the syncline cores) and temperature was constant or decreasing. At the end of the MII event (MII_b-MII γ), extreme conditions of c. 4 kbar and 700-730°C are recorded in the deepest parts of the belt, where anatexis, succeeding to a sillimanite-K-feldspar zone, is observed, as in the Albères Massif and some North-Pyrenean Massifs.

The MII metamorphism as a syn-tectonic plutono-metamorphic event

Based on the observation of the deep crust outcropping in the North Pyrenean massifs, Vielzeuf [in Guitard *et al.*, 1996] concluded that emplacement of mafic melts in the Carboniferous lower crust was responsible for the MII metamorphism. At the beginning of the process, a regional thermal anomaly is superimposed to the middle crust (MII_s-MII_a), directly reflecting the emplacement of mafic sills in the underlying lower crust (fig. 4A). Heat is transferred conductively and, most likely, advected by the aqueous-carbonic fluids issued from the devolatilising lower crust (fluid inclusion data). Heat advection by melts characterised the end of the MII event, with development of more or less local thermal anomalies: still "regional" (MII γ) as in the Garonne dome, or directly linked to sheet-like granite intrusions (MII γ) as at the bottom of the Mont-Louis pluton (fig. 4B) or at the contact of the Canigou granite (fig. 4C).

The late MIII Barrovian metamorphic event

The MIII event is mainly characterised in the eastern massifs (Albères, Cap de Creus), where a retrogressive kyanite (so-called “hysterogetic” kyanite) is overprinting high-grade assemblages. Although poorly expressed, MIII minerals in these massifs define two zones, with an external chloritoid zone and an internal kyanite-staurolite zone. A MIII chloritoid zone (sillimanite → chloritoid) is also observed in the core of the Canigou dome. Under the kyanite-staurolite equilibrium hypothesis, the peak MIII P-T conditions in the eastern massifs are estimated at 5 kbar and 575°C, that would imply a pressure increase of 1 to 1.5 kbar (4-6 km deepening) starting from the end of MII, associated with a severe temperature decrease of 150°C. Such an overpressure cannot be due to the D2d dextral-inverse mylonites. However, a fluid inclusion study [Kister *et al.*, 2003] demonstrated that the rocks of the Villefranche syncline did register a pressure increase at the D2b stage, i.e., experienced effective downwards displacement during the syncline formation, and it may be estimated that, in the core of the syncline, a depth increase of 7-8 km could have been attained. Now, in the Cap de Creus massif, the highest MIII grade is observed in the core of the D2b Birba syncline, analogous to the Villefranche syncline. Thus, D2b deepening in the syncline cores may have contributed to the pressure increase. An additional increase may have been provided by sedimentary accumulation in an overlying (and now eroded) syn-orogenic basin (fig. 5). While such a process may explain the development of MIII associations in the D2b synclines, it remains to explain its appearance in the anticlines (Albères, Canigou). However, in the same fluid inclusion study referred to just above [Kister *et al.*, 2003], it is demonstrated that, post-dating D2c and the late pluton emplacement, the studied area suffered a severe isobaric temperature drop, allowing the appearance of chloritoid in the Canigou core (fig. 5). A similar explanation may hold for the Albères massif, if it is accepted there that late kyanite and staurolite were not in equilibrium: starting from the peak MII conditions (c. 4 kbar and 650°-700°C), a strong isobaric cooling would have allowed the successive appearance of staurolite and kyanite.

Discussion and conclusion

Timing

The youngest pre-orogenic flyschs are dated (in the Axial Zone) from the Namurian-Westphalian boundary (315±5 Ma), thus setting a minimal age for D1-MI. On the other hand, in the northern Pyrenean Agly massif, the Ansignan hypersthene-granite, which is coeval with MII, is dated at around 315-305 Ma, and the associated norites, likely testifying for the mafic magmatism at the origin of the heat flux responsible for MII, are themselves dated at c. 315 Ma. Finally, the large syn-D2c (post-MII) granite plutons are all dated at 307±3 Ma (i.e., close to the Westphalian-Stephanian boundary). Taken together (with the possibility of a slight diachronism between the North Pyrenean massifs and the Axial Zone, and, within the Axial Zone, between east and west), these data indicate that the MI-MII transition and the whole D2a-c/MII development took place in a very restricted time interval (c. 10 Ma), in Westphalian to Stephanian times.

Crustal rheology and orogenic development

At the end of the Namurian crustal subduction (D1-MI), the Pyrenean crust, that had been thickened with at least a doubling of the upper crust thickness, had begun to experience uplift and erosion. This exhumation process rapidly changed from retrograde to prograde (MII-MIIa) during the D2a (MII) syn-convergence extensional phase.

The D2a sub-event was marked by the development of three interrelated processes: (i) isotherm upwelling, regional stratiform MII metamorphism and partial melting in the middle crust, as a result from the intrusion, in the lower crust, of mafic magmas of mantellic derivation; (ii) thinning of the thickened crust; (iii) first arrival of granite plutons in the middle crust. It is thought, according to Vielzeuf [*in* Guitard *et al.*, 1996], that these processes were initiated by a lithospheric delamination process.

At the end of D2a, the crustal rheology had been modified, with a partially melted middle crust that received granitic melts issued from the melting of the lower crust. This highly ductile middle crust was sandwiched between a thick (≥ 10 km) rigid upper crust and a less ductile granulitised hot lower crust (800°-900°C), thus allowing the progressive decoupling of the upper and lower crust from D2a to D2c. The buckling of the upper crust, with formation of the large upright D2b folds, became therefore possible, forcing the injection of deep anatectic melts in the anticline cores (a probable explanation of the MIIb thermal culmination), and creating, in the deepened syncline cores, the strong pressure increase that favoured MIII inception.

However, the MII isogrades are frozen in their folded position, indicating that cooling of the belt had indeed begun since at least the end of the D2b phase. The cooling was sufficiently rapid to be expressed in the Axial Zone by a sub-isobaric temperature decrease, at the origin of the MIII Barrovian and retrograde event, coeval with the late D2c and D2d phases. In the North Pyrenean Massifs, where the D2d phase was extensive, the retrograde MIII event could not be expressed, due to both decompression and thermal effects of the extension.

A summary of this complex evolution is given in figure 6. Finally, the interrelated D2 and MII events appear as the record, in the middle-upper crust, of a very short, but very intense heating event that strongly modified the rheologic behaviour of the crust inherited from the D1 crustal subduction and allowed a transitory decoupling of the upper and lower crust. The isobaric MIII event records an exceptionally rapid return to the “normal” thermal and rheologic structures of the crust.

The rapidly changing tectonic and thermal conditions that characterise the Variscan Pyrenees during the D2 event may be understood if the position of the Pyrenees within the southern branch of the West European Variscan belt is considered (fig. 7).

INTRODUCTION

Depuis les travaux fondateurs de H. J. Zwart [1960, 1962, 1963, 1979] et de G. Guitard [1965, 1970], les Pyrénées varisques (fig. 1) sont célèbres pour leur métamorphisme régional de « basse pression » à andalousite-sillimanite [Miyashiro, 1961], lié à un gradient T/P élevé (60°C/km au moins). Ce métamorphisme HT-BP est caractérisé par l'apparition prograde, dans les métapélites mésozonales, de la biotite, de la cordiérite, de l'andalousite et de la sillimanite. Un lien étroit avec le plutonisme a d'emblée été souligné [Zwart, 1962]. Cependant, la présence de staurotite et de grenat, minéraux typiques du métamorphisme de « pression intermédiaire » ou « barrovien » à disthène-sillimanite et de gradient T/P plus faible (environ 30°C/km), a fait plus précisément rattacher le métamorphisme pyrénéen à un type « intermédiaire de basse pression » [Miyashiro, 1961], également qualifié de « pyrénéen » [Hietanen, 1967]. Toutefois, la stabilité de l'association [cordiérite + staurotite] a été contestée, ce qui rend problématique ce type de métamorphisme [Pattison et Tracy, 1991]. Du disthène, tantôt ancien (relique), tantôt tardif (hystérogène), a également été observé dans les Pyrénées [Fonteilles et Guitard, 1971], ce qui suggère un polymétamorphisme, deux épisodes à disthène de type « barrovien » (MI et MIII) encadrant le métamorphisme de « basse pression » (MII), de loin le plus développé [Azambre et Guitard, 2001].

Faisant suite à la synthèse de Guitard *et al.* [1996], le présent article a comme objectif de faire le point des connaissances actuelles sur ce polymétamorphisme, en particulier dans les Pyrénées orientales où ces trois métamorphismes sont le mieux exprimés, et d'en discuter les relations avec l'histoire structurale et l'évolution plutonique. Pour cela, une attention particulière est portée à l'interprétation de la staurotite et son appartenance au métamorphisme MII, à la rhéologie de la croûte pendant MII et à la signification des métamorphismes barroviens MI et MIII.

Le cadre géologique régional

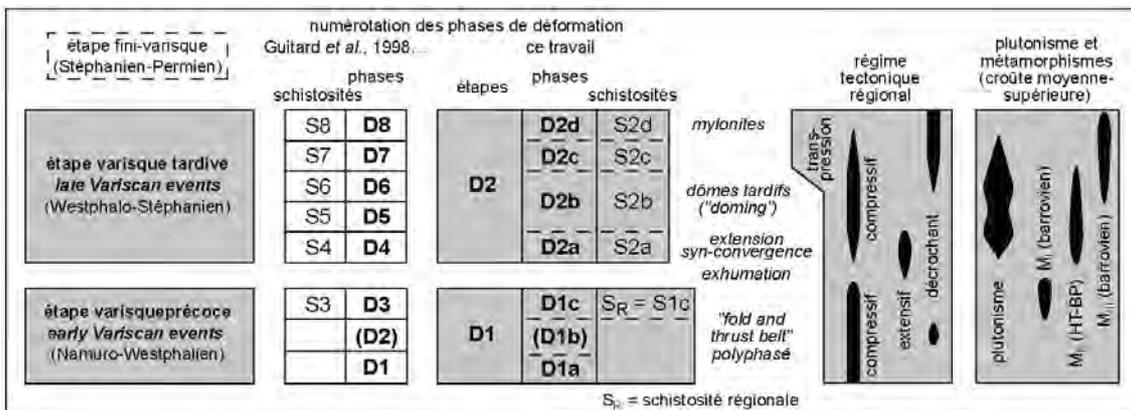
Dans les Pyrénées, l'orogénèse varisque (hercynienne), bien que complexe, est de courte durée, s'étant déroulée principalement du Namurien au Stéphanien inférieur (~ 325-300 Ma) [Autran *et al.*, 1996; Laumonier, 2008].

Elle affecte une série constituée par d'épaisses formations à dominante grésopélique (Édiacarien à Ordovicien inférieur) intrudées par des granites laccolithiques d'âge ordovicien inférieur-moyen [Laumonier *et al.*, 2004], et par des formations silico-carbonatées anté- à syn-orogéniques (Ordovicien supérieur à Westphalien basal), le tout étant recoupé par des granitoïdes westphalo-stéphaniens (~ 310-304 Ma). Des dépôts volcano-sédimentaires stéphano-autuniens achèvent le cycle varisque.

Malgré de très nombreux travaux, presque tous les aspects de l'évolution orogénique restent controversés, tant en ce qui concerne l'histoire structurale (style, nombre et chronologie des déformations, caractéristiques de la ou des schistosités régionales, importance respective de la compression, de l'extension, de la transpression et de la trans-tension), que la place du plutonisme et du métamorphisme dans cette évolution [Pouget *et al.*, 1988; Vissers, 1992; Poblet et Casas, 1993; Carreras et Capella, 1994; García-Sansegundo, 1996; Guitard *et al.*, 1996; Gleizes *et al.*, 1997, 1998; Carreras, 2001; Druguet, 2001; Laumonier, 2004a; Olivier *et al.*, 2004; Mezger, 2005, 2009; Vilà *et al.*, 2007]. Il paraît néanmoins possible de proposer un modèle d'évolution structurale général que nous estimons valable pour l'ensemble de la zone axiale, sur la base des travaux effectués dans les Pyrénées orientales, en particulier dans le massif du Canigou et alentour [Guitard, 1960a, 1970; Autran *et al.*, 1970; Laumonier et Guitard, 1978; Laumonier *et al.*, 1984; Guitard *et al.*, 1984, 1998; Gibson, 1989; Laumonier et Autran, 2001; Laumonier, 2004a], mais aussi, dans une assez large mesure, dans les Pyrénées centrales [Zwart, 1960, 1963, 1979; Denèle *et al.*, 2007, 2008, 2009].

Dans les Pyrénées orientales, huit « phases » de déformation (D1 à D8) ont été identifiées [par ex., Guitard *et al.*, 1998]. Cependant, l'usage prévaut actuellement de réduire l'histoire structurale d'un orogène, les Pyrénées hercyniennes ne faisant pas exception, à trois (D1-D2-D3), voire deux (D1-D2), « phases », quitte à opérer des subdivisions (par exemple, D2a-D2b in Denèle *et al.* [2009]). L'avantage de la première approche est de fournir un cadre chronologique détaillé dans lequel replacer précisément les événements plutono-métamorphiques, l'avantage de la seconde est de bien distinguer les grands épisodes de déformation progressive.

TABLE I. – Principaux événements tectono-métamorphiques et plutoniques varisques dans les Pyrénées. Correspondance entre la numérotation des phases de déformation utilisée dans le massif du Canigou [par ex., Guitard *et al.*, 1998] et celle utilisée dans cet article.
 TABL. I. – *Main Variscan tectono-metamorphic and plutonic events in the Pyrenees. Equivalence between the numbering of deformation phases used locally in the Canigou massif [eg, Guitard et al., 1998] and the one used in this paper.*



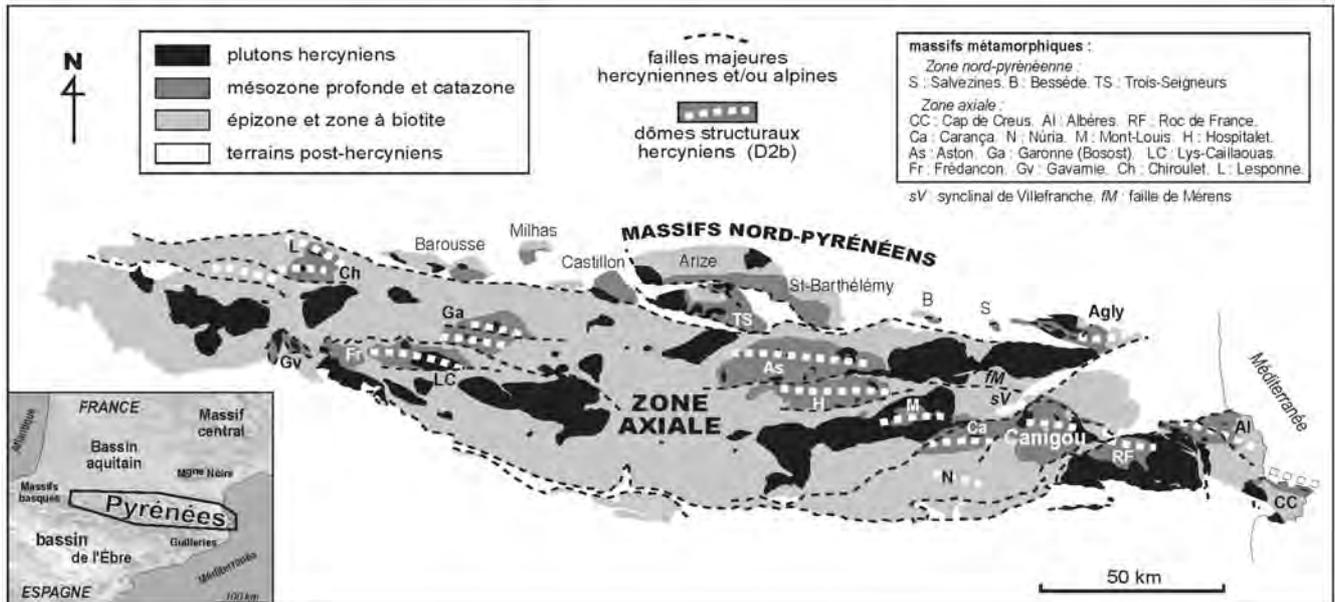


FIG. 1. – Carte de localisation des massifs métamorphiques varisques pyrénéens.

FIG. 1. – Location map of the Variscan metamorphic massifs in the Pyrenees.

Le compromis adopté dans cet article consiste à définir deux grands épisodes, D1 et D2, mais à subdiviser le premier en D1a à D1c, le second en D2a à D2d. On distingue ainsi deux étapes polyphasées, une *étape précoce* (D1a-D1c) et une *étape tardive* (D2a-D2d). Le tableau I présente les équivalences entre ces notations et la chronologie relative traditionnelle dans la région.

Les principales *structures précoces* sont des plis (déca-)kilométriques déversés ou couchés au SSW (P1a), des chevauchements à vergence S (D1c, principalement) et la schistosité régionale majeure S_R (S1c) affectant tous les niveaux structuraux, née subhorizontale ou à faible pendage N. Le résultat de ces déformations est un « *fold-and-thrust belt* » polyphasé. Le régime tectonique précoce est clairement compressif (D1a, D1c), bien qu'une discrète phase D2b (schistosités NE-SW, plis déversés au SE) enregistre une composante transpressive. Le raccourcissement N-S atteint 100 à 150 km dans l'est de la chaîne et l'épaississement est notable.

Les *structures tardives* sont complexes et d'inégal développement, tant verticalement que d'une région à l'autre. On peut cependant définir quatre phases dans l'évolution tardive, étapes dont le caractère régional est avéré.

• **D2a.** Complexe et hétérogène, D2a est marquée par : (i) des micro- et mégaplis E-W couchés/déversés au N, associés à un étirement E-W à NW-SE ; (ii) des étirements minéralogiques E-W ; (iii) une schistosité plate S2a pouvant parfois transposer S_R , la schistosité régionale devenant alors une S_R -2a (ce qui est plus marqué dans les Pyrénées centrales que dans le massif du Canigou) ; (iv) des cisaillements plats, parallèles à S_R ou S_R -2a, traduisant un déplacement relatif du haut vers l'ESE (généralement) ; (v) une rotation dextre (en regardant vers le nord) des porphyroblastes autour d'un axe N-S horizontal. Le régime de déformation associe un allongement E-W, un raccourcissement N-S et un amincissement (aplatissement vertical), ce dernier

plus faible à l'est (Canigou) qu'au centre (Garonne, Lys-Caillaouas) de la chaîne, et un « échappement » de la partie haute de la pile lithotectonique vers l'ESE ; ce régime est donc de type « extension syn-convergence ».

• **D2b** (« doming »). Pendant D2b se forment de vastes (20-40 x 10-20 km) anticlinaux E-W (Canigou, Aston-Hospitalet, Garonne, etc.) séparés par des zones synclinales plus étroites et serrées ; l'amplitude des mégaplis P2b atteint 10 km. La schistosité S2b, localement bien développée, est subverticale et associée à un étirement vertical. Le régime tectonique est compressif, avec un raccourcissement N-S. Localement, on peut distinguer des plis P2b ENE-WSW et des plis P2b ESE-WNW, les seconds étant, dans les massifs du Canigou et du Roc-de-France, plus récents que les premiers.

• **D2c** est caractérisée par des plis N-S à NE-SW, droits ou déversés à l'ESE, surtout développés aux bordures est et ouest des grands plutons. Le régime tectonique est décrochant-dextre (transpressif et/ou transtensif), parallèlement à la chaîne et aux plutons eux-mêmes.

• **D2d.** De puissantes zones mylonitiques à fort pendage NNE, inverses-dextres, traduisent la persistance du régime tectonique décrochant, nettement transpressif à ce moment.

On notera la prépondérance du raccourcissement N-S (D1, D2b) sur l'extension E-W (restreint à D2a) et le décrochement E-W (surtout pendant D2c-D2d).

Le *plutonisme* est syn-orogénique et se développe de D2a à D2c : il est donc tardif (post-D1) mais antérieur aux mylonites D2d (qui sont toujours rétrogrades). D'un point de vue structural, il faut opposer les premières intrusions, globalement syn-D2a et qui sont généralement stratiformes/concordantes (sills, laccolithes), aux intrusions plus jeunes, parfois syn-D2b (granite profond du Canigou) mais surtout syn-D2c, qui forment des plutons discordants recoupant les structures D2b et plus anciennes ; c'est le cas de

tous les grands plutons, bien que deux d'entre eux (La Jonquera et Mont-Louis) soient plus complexes puisque leur base laccolithique est anté-D2b.

Le métamorphisme, qui fait l'objet de ce travail, est polyphasé. On abordera successivement : le métamorphisme MI fini-D1, barrovien : le métamorphisme MII, de type HT-BP, syn-D2a principalement ; le métamorphisme MIII, barrovien, syn-D2b à (?) syn-D2d. Par commodité, l'intensité du métamorphisme à température croissante sera caractérisée en termes de zones métamorphiques (anchizone ; épizone ; mésozone dont la zone à biotite ; catazone) ou de faciès (granulites), plutôt que de degré (faible, moyen, fort). Prograde et rétrograde se rapportent à l'évolution de la température, croissante ou décroissante respectivement, indépendamment de l'évolution de la pression.

LE MÉTAMORPHISME PRÉCOCE BARROVIEN MI

Les reliques du métamorphisme précoce MI fini-D1, presque totalement effacé par MII, sont très rares. Au cœur du dôme du Canigou (Velmanya, point v de la fig. 2) a été trouvée une association mésozonale relique à disthène-staurotide-anorthite, blindée dans la cordiérite mésozonale MII et témoin d'un épisode métamorphique MI barrovien qui culminerait à la fin de D1 [Azambre et Guitard, 2001].

Les conditions P-T attestées par cette association mésozonale seraient au minimum de 6.5 kbar (24 km) et 650°C (hypothèse 1), mais si, comme le suggèrent les auteurs, le disthène est apparu avant la staurotide par une réaction de type [margarite → disthène], ces conditions pourraient

s'abaisser à 5 kbar (~ 19 km) et ~ 575°C (hypothèse 2), avec un gradient T/P moyen de 30°C/km, au maximum (fig. 2B). La concentricité parfaite de la zone à biotite autour des zones métamorphiques MII plus profondes, le fort développement des microstructures tardives D2a dès cette zone et les données microchimiques [Guitard *et al.*, 1996], montrent qu'il convient de rattacher la biotite à MII (cf. *infra*). L'isograde + biotite MI devait donc se situer plus bas que l'isograde + biotite MII, ce qui est conforme à l'hypothèse 2, non à l'hypothèse 1 (fig. 2A). Le fait que la biotite de la zone à biotite souligne souvent la schistosité S_R, avec la muscovite, n'est pas en contradiction avec cette interprétation, dans la mesure où la biotite peut largement résulter de la transformation mimétique des chlorites précoces MI [Dempster et Tanner, 1997]. Ce n'est que dans la partie inférieure de la zone à biotite MII et plus profondément que la schistosité S_R a pu être à muscovite-biotite pendant D1. On en déduit une profondeur de ~ 17 km (~ 4.5 kbar) pour le point x (cf. fig. 4A) lors du pic thermique MI.

Au centre de la zone axiale, aucune association mésozonale MI n'est connue (la staurotide étant rattachée à MII, cf. *infra*), ce qui est cohérent avec le fait que le niveau structural y est moins profond. Le disthène relique [Fonteilles et Guitard, 1971 ; Guitard *et al.*, 1996] observé non rarement dans les domaines catazonaux MII des massifs du Castillon, du St-Barthélémy, de l'Agly et de l'Aston appartiendrait aussi à l'épisode MI, mais l'intensité des recristallisations MII ne permet pas d'être plus précis.

MI doit enregistrer le pic thermique associé à la fin de déformation D1c, elle-même caractérisée par de grands

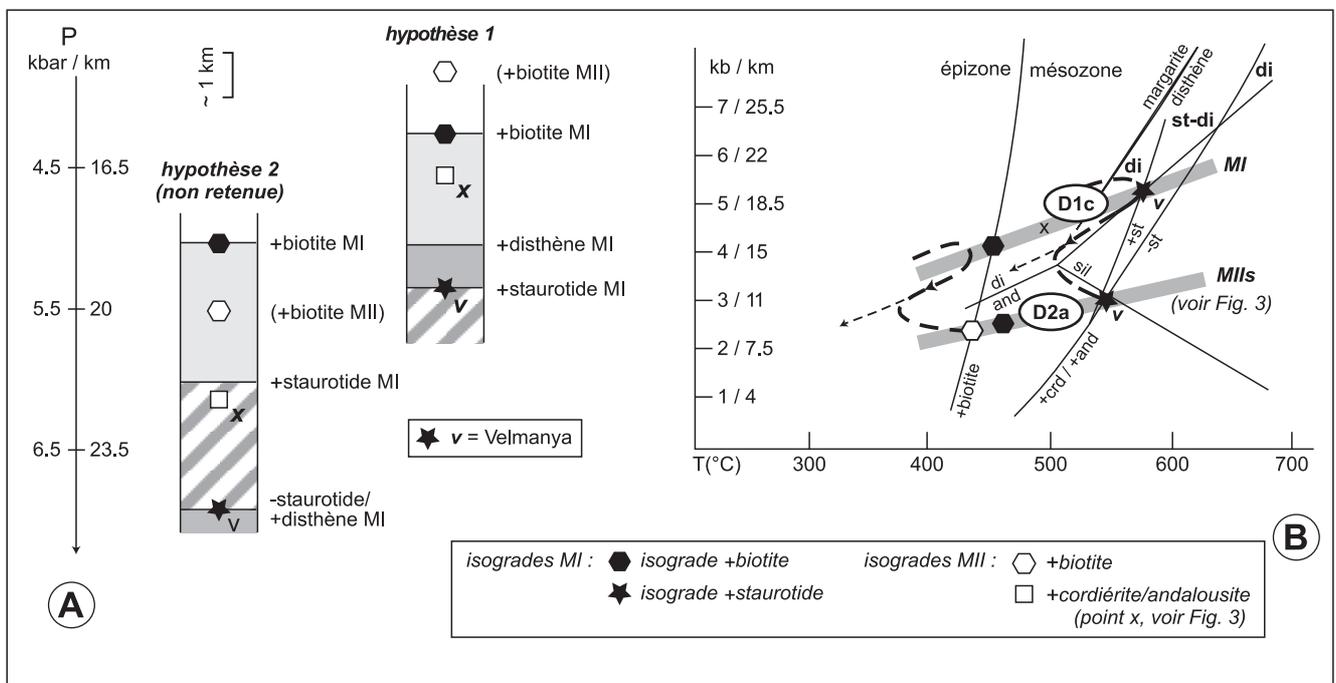


FIG. 2. – Le métamorphisme barrovien MI dans le massif du Canigou. – 2A. Position des isogrades MI dans la pile lithotectonique selon que le disthène apparaît avant la staurotide (hypothèse 1, retenue) ou après (hypothèse 2, non retenue). – 2B. Chemins P-T-D de MI/D1 à MIIa/D2a dans le massif du Canigou. Le caractère prograde de MII implique une forte baisse de température entre MI et MII, en plus de la baisse de pression, et donc un chemin antihoraire entre MI et MII.

FIG. 2. – The medium-pressure (Barrovian) MI metamorphism in the Canigou massif. – 2A. Location of the MI isograds in the lithotectonic pile, depending on whether kyanite appears before staurolite (hypothesis 1, accepted) or after (hypothesis 2, rejected). – 2B. P-T-D paths from MI/D1 to MIIa/D2a. The prograde characteristic of MII implies a large decrease in temperature between MI and MII, in addition to the pressure drop, hence the anticlockwise loop from MI to MII.

chevauchements, des plis couchés et le développement d'une schistosité régionale S_R affectant la totalité de l'édifice structural actuellement visible dans la zone axiale. M1 est donc lié à un enfouissement tectonique dans un contexte d'épaississement intra-crustal. Le pic de pression a dû être atteint un peu plus tôt, pendant D1c, sur un chemin P-T de type horaire (fig. 2B), comme il est habituel dans ce contexte géodynamique [par ex., England et Thompson, 1984]. De manière très approximative, la profondeur du point x est passée de ~ 8-10 km avant D1 à ~ 17 km à la fin de D1. Une nappe D1 majeure, dont l'épaisseur peut être évaluée à ~ 7 km, mais aujourd'hui totalement disparue pourrait être à l'origine d'une partie de cette importante surcharge tectonique ; il est à noter que le Dévono-Carbonifère du synclinal de Villefranche est structuré en un méga-duplex [Guitard *et al.*, 1998 ; Laumonier, 2004b] qui pourrait constituer la base d'une telle nappe.

Entre D1 et D2b, il faut envisager une importante exhumation, puisque la profondeur du point x, par exemple, passerait de ~ 17 km à ~ 11 km, sa température chutant de 50 à 100°C, avant le début de MII (cf. *infra*). Le chemin M1-MII est donc d'abord horaire puis anti-horaire (réchauffement). L'hypothétique nappe supérieure aurait déjà, en partie ou en totalité, disparu dès avant D2a, par érosion et/ou dénudation tectonique, bien qu'aucun détachement majeur ne soit connu dans la partie haute de l'édifice.

En résumé, un métamorphisme barrovien M1 a affecté l'ensemble du domaine en réponse à l'épaississement intra-crustal syn-D1. Il est presque totalement effacé par le développement de MII, la seule paragenèse M1 relique incontestable étant observée dans le massif du Canigou, là où précisément MII a affecté des niveaux structuraux plus profonds que dans tous les autres massifs, ce qui a favorisé sa préservation.

LE MÉTAMORPHISME TARDIF DE BASSE PRESSION MII

Généralités

La mésozone régionale MII est localisée dans les dômes tardifs D2b (fig. 1) dans lesquels elle est globalement stratiforme, même si les isogrades ont un pendage tantôt plus faible, tantôt plus fort que les flancs des dômes. Elle affecte le Siluro-Dévonien à l'ouest de la zone axiale alors qu'elle ne dépasse pas le Cambrien à l'est et dans les massifs nord-pyrénéens. Dômes métamorphiques et dômes structuraux coïncident donc en première approximation. Les niveaux structuraux supérieurs sont épizonaux (zone à chlorite-muscovite), voire anchizonaux. La catazone MII, qui succède vers le bas à la mésozone, n'est bien exprimée que dans le cœur du massif des Albères, au sud du dôme de l'Aston et dans les massifs nord-pyrénéens, les granulites n'étant visibles que dans ces derniers massifs.

Les isogrades MII sont clairement postérieurs aux structures précoces qu'ils recoupent [Autran *et al.*, 1970 ; Zwart, 1979 ; Laumonier et Autran, 2001], ce que confirme l'analyse texturale : la porphyroblastèse mésozonale est post- S_R et, dans une large mesure, synchrone de D2a [Zwart, 1960, 1963], les microstructures D2a présentant d'ailleurs leur maximum d'intensité et de complexité dans

la mésozone MII. La porphyroblastèse peut cependant à certains endroits se poursuivre pendant D2b.

Les granitoïdes concordants fini-D2a (des leucogranites et des granites à biotite, mais aussi des granodiorites et même des gabbro-diorites) sont étroitement associés à la mésozone MII (par exemple, la base stratiforme du pluton de Mont-Louis, au flanc nord-ouest du dôme du Canigou, qui développe à son plancher, après D2a mais avant D2b, un métamorphisme de contact à sillimanite superposé à la zone à andalousite régionale MII), voire à la catazone (c'est le cas du fameux granite charnockitique d'Ansignan du massif nord-pyrénéen de l'Agly ; Guitard [1960b]). Le métamorphisme régional MII et le métamorphisme de contact (MII γ) de ces intrusions sont difficiles à séparer.

La *structure tectono-métamorphique régionale MII/D2a* affecte la totalité de la croûte moyenne-profonde et a été vigoureusement plissée pendant D2b. De ce point de vue, les dômes pyrénéens sont, dans une large mesure, des dômes structuraux post-métamorphes et non des dômes purement tectono-métamorphiques, diapiriques [Soula *et al.*, 1986 ; Pouget *et al.*, 1988 ; Pouget, 1991], extensifs [Van den Eeckhout, 1986 ; Van den Eeckhout et Zwart, 1988 ; Vissers, 1992 ; Mezger et Passchier, 2003] ou transpressifs [Vilà *et al.*, 2007].

Cependant, si l'andalousite est clairement syn-D2a, la sillimanite est plus tardive ; elle est souvent syn-D2b. C'est le cas à proximité du granite profond du Canigou, syn-D2b, où la zone à sillimanite-muscovite est oblique sur la zone à andalousite [Guitard *et al.*, 1998] et présente *pro parte* des caractères de métamorphisme de contact (MII γ). Plus précisément, si les dômes D2b sont clairement post-métamorphes sur leurs flancs (où MII culmine pendant D2a), ils peuvent être symmétamorphes dans leur cœur en liaison avec les granitoïdes, la porphyroblastèse se poursuivant après D2a. C'est le cas dans le cœur des dômes des Pyrénées centrales [Zwart, 1979], dans lesquels la cordiérite peut être syn-D2b, toujours en relation spatiale avec les granitoïdes.

Enfin, les plutons épizonaux syn-D2c recoupent à la fois les structures D2b et les isogrades régionaux MII, leur métamorphisme de contact M γ se superposant franchement à MII ; c'est notamment le cas de la partie est du pluton de Mont-Louis [Autran *et al.*, 1970 ; Guitard *et al.*, 1984, 1998 ; Laumonier *et al.*, 1984].

En résumé, on peut distinguer plusieurs stades dans l'évolution métamorphique de BP-HT :

- *avant/pendant D2a*, formation de la mésozone et de la catazone régionales MII, stratiformes ; cette étape est elle-même complexe, comme on va le voir dans les paragraphes suivants ;

- *après D2a et pendant D2b*, en liaison avec les premières intrusions (granitoïdes stratiformes méso- ou catazonaux), intensification de MII dans le cœur des dômes, au moins de certains d'entre eux ; à ce stade, MII acquiert des caractères de métamorphisme de contact et on peut le noter MII γ ;

- *pendant D2c*, développement du métamorphisme de contact M γ des plutons discordants, clairement post-MII. Précisons que les mylonites D2d se développent en conditions rétro-morphiques dans les zones profondes.

Le problème de la staurotide : un métamorphisme MII polystadial

La staurotide a été reconnue dans les métapélites ordinaires de tous les domaines métamorphiques mésozonaux. La stricte localisation de la staurotide dans la zone à andalousite-cordiérite MII et les données microstructurales indiquent qu'il s'agit bien d'une staurotide MII et qu'en aucun cas elle ne peut être rattachée à MI ; si c'était le cas, ses occurrences seraient, en partie au moins, indépendantes de la zonéographie MII.

Dans le massif du Canigou, Guitard [1965, 1970, 1989] et Guitard *et al.* [1996, 1998] décrivent, incluse dans la zone de l'andalousite nettement plus épaisse, une zone à staurotide « libre », mince (environ 300 m), où la staurotide serait stable et en équilibre avec cordiérite, andalousite, muscovite, biotite (et grenat) ; plus bas, la staurotide apparaît « blindée » dans l'andalousite, hors d'équilibre donc. Cette disposition s'expliquerait par un *monométamorphisme* « intermédiaire de basse pression » *monostadial* prograde, avec apparition successivement de la cordiérite, de l'andalousite et de la staurotide, et enfin déstabilisation de cette dernière en andalousite.

Cependant, dans les Pyrénées centrales [Zwart, 1979 ; Alías et Liesa, 1992 ; Mezger et Passchier, 2003], le massif des Albères [Guitard *et al.*, 1996], le massif du Cap de Creus [Druguet, 2001] et même le massif du Canigou [Gibson, 1989, 1991], la staurotide est décrite comme toujours « blindée » dans l'andalousite ou (comme parfois l'andalousite elle-même) dans la cordiérite. Elle est de ce fait interprétée comme relictuelle. L'analyse texturale montre que la staurotide est anté- à syn-D2a, contrairement à l'andalousite, qui est syn-D2a, tandis que la cordiérite est syn- à post-D2a, voire syn-D2b. Dans les Pyrénées centrales, cette évolution attesterait d'un *monométamorphisme de basse pression monostadial* prograde, dans lequel l'ordre d'apparition des minéraux serait staurotide, puis andalousite, puis cordiérite [Zwart, 1979].

Par ailleurs, de solides arguments de terrain et texturaux [Pattison et Tracy, 1991 ; Pattison et Vogl, 2005], mais aussi thermodynamiques [Tinkham *et al.*, 2001], montrent que l'association cordiérite + staurotide (avec muscovite + biotite ± andalousite) ne peut pas être stable dans les métapélites ordinaires [Pattison *et al.*, 1999]. Toutefois, une chute de pression de seulement 0,5 kbar, pour une pression de l'ordre de 3 kbar, serait suffisante pour passer d'un stade à staurotide à un stade à cordiérite.

En conséquence, dans les Pyrénées, plutôt qu'un métamorphisme monostadial, il est préférable d'envisager un *monométamorphisme polystadial* prograde associé à une *décompression*. Deux stades globalement synchrones de D2a de l'évolution de ce métamorphisme sont bien repérables au flanc nord du dôme du Canigou :

- un stade MIIa « intermédiaire de basse pression », à staurotide-andalousite sans cordiérite, anté- à syn-D2a ; il apparaît une zone à staurotide passant vers le bas à une zone à andalousite (andalousite-1, par déstabilisation de la staurotide) ; l'instabilité de la staurotide peut cependant être masquée par sa métastabilité [Pattison et Tinkham, 2009], la staurotide « libre » étant en réalité hors d'équilibre, sous forme de reliques « non blindées » ;

- un stade MIIb de « basse pression », à cordiérite-andalousite sans staurotide, syn- à post-D2a mais pré-D2b ; il

apparaît une mince zone à cordiérite précédant la zone à andalousite (andalousite-2, formée de manière prograde aux dépens de la cordiérite-1), la zone de l'andalousite s'élargissant vers le haut de la zone et débordant la zone à staurotide MIIa.

De cette manière, en prenant en compte les effets de la décompression, les interprétations divergentes de Zwart [1979] dans les Pyrénées centrales et de Guitard [1970] dans les Pyrénées orientales sont largement réconciliées. De plus, le fait que la phase D2a enregistre clairement un amincissement (cf. *supra*), notamment dans les Pyrénées centrales [de Bresser *et al.*, 1986 ; Aarden, 1994 ; Mezger et Passchier, 2003], est tout à fait cohérent avec ce modèle.

Conditions et chemins P-T-D pendant MII

La topologie des grilles pétrogénétiques publiées dans la littérature et qui prennent en compte la staurotide est extrêmement variable, d'autant plus que la position du point triple des silicates d'alumine reste controversée. La grille choisie (fig. 3) s'inspire de celles de Pattison *et al.* [2002] et de Pattison et Vogl [2005] et paraît bien adaptée au cas des Pyrénées ; elle permet de préciser semi-quantitativement l'évolution P-T pendant MII/D2a. L'utilisation de la grille de Pattison et Tinkham [2009], plus précise, ne changerait pas fondamentalement l'argumentation développée ici.

Une implication de cette grille est que la cordiérite MIIa peut apparaître de manière prograde juste avant l'andalousite pour une pression de ~ 2,5 kbar (points c et x, fig. 3), ce qui explique la mince (environ 100 m) zone de la cordiérite qui précède la zone de l'andalousite dans le massif du Canigou, à laquelle on passe par une réaction de type [cordiérite 1 → andalousite 2]. En revanche, à plus grande profondeur, le fonctionnement d'une réaction [andalousite 2 → cordiérite 2] implique nettement une chute de pression. Ce modèle convient bien aux dômes des Pyrénées centrales, où la cordiérite est généralement décrite comme post-andalousite, post-D2a et surtout syn-D2b : au cœur des dômes, MII perdure pendant D2b et enregistre une décompression. On peut donc, dans ces régions, définir un *stade MIIb de très basse pression*, de l'ordre de 2-2,5 kbar, représentant la culmination de MII, conformément aux idées anciennes de Zwart [1979].

L'application de ce modèle au cœur du dôme du Canigou est plus problématique, dans la mesure où la cordiérite n'est pas décrite comme post-andalousite (cf. *supra*). Mais il peut être établi, par l'étude des inclusions fluides, que relativement au point x de la figure 3, situé sur le flanc nord du dôme du Canigou, le cœur du dôme (point z, fig. 3) s'est élevé d'environ 2 km pendant D2b, et que sa pression a donc pu chuter de ~ 0,5 kbar, dans la mesure où la pression, au point x, n'a pas sensiblement varié de D2a à D2c [Kister *et al.*, 2003]. Le point z est donc nécessairement passé du champ de l'andalousite pendant MIIa au champ de l'andalousite + cordiérite pendant MIIb, conformément au modèle proposé.

Classiquement, dans les Pyrénées orientales [Guitard, 1989 ; Liesa et Carreras, 1989 ; Vilà *et al.*, 2007], la pression est évaluée à 2,5-3 kbar (~ 9-11 km) pour l'isograde de l'andalousite-2 au stade MIIa (point x de la fig. 3) pour une température (thermomètre biotite-grenat) d'au moins 520°C. L'application du thermobaromètre de Pattison *et al.* [2002, fig. 2b] conduit à des pressions de ~ 2,5 kbar

Dans tous les massifs, l'entrée dans la catazone est marqué par une zone à sillimanite-feldspath potassique, entre l'isograde -[muscovite+quartz] et le début de l'anatexie, ce qui implique des pressions inférieures à $3,5 \pm 0,5$ kbar ($\sim 13 \pm 2$ km) pour $\sim 650^\circ\text{C}$. La catazone anatectique du massif des Albères indique des conditions P-T de $\sim 3,5$ kbar (~ 13 km) et 700°C [Guitard et Mozgawa-Krutov, 1986], en bon accord avec ces valeurs ; Vilà *et al.* [2007] proposent une valeur de 4,5 kbar et 730°C au plus profond du massif. Des conditions P-T comparables ont été proposées pour les Pyrénées centrales et certains massifs nord-pyrénéens [Mercier *et al.*, 1988].

Dans le cœur du dôme du Canigou, les fortes pressions (4-5 kbar, 15-18 km) proposées par Gibson et Bickle [1994] pour la mésozone reposent sur une grille totalement différente de celle utilisée ici, et ne sont pas retenues. De même, les conditions P-T de 4,5-5 kbar ($\sim 17-18$ km) et $\sim 500^\circ\text{C}$ proposées par Ayora *et al.* [1993] pour des points situés dans la zone à chlorite du versant sud du massif du Canigou pendant MII paraissent très excessives ; elles reposent sur une analyse des inclusions fluides dont l'interprétation est discutable (Kister *et al.*, en prép.). De la même manière, il est difficile de retenir les conditions barroviennes (5.5 kbar, 580°C) qui seraient déduites du couple staurotide-grenat [Pouget, 1991 ; Druguet, 2001 ; Mezger *et al.*, 2004 ; Mezger, 2005].

Dans le cœur du dôme du Canigou, le métamorphisme MII γ lié à la mise en place du granite du Canigou, syn-D2b (point z', fig. 32), s'est développé à une pression de l'ordre de 2,5 kbar. Dans les dômes des Pyrénées centrales, le métamorphisme MII γ a un caractère nettement plus stratiforme et donc plus « régional » que dans le massif du Canigou, où il n'est que local ; il se confond pratiquement avec MIIb (MIIb γ). Marqué par la porphyroblastèse d'une cordiérite très tardive, il traduirait une pression de l'ordre de 2 kbar, un peu plus faible donc que dans le massif du Canigou, comme cela est proposé depuis longtemps [Zwart, 1979].

Compte tenu de l'évolution rapide de la structure métamorphique (cf. *infra*), il est exclu qu'un gradient T/P à l'équilibre ait eu le temps de s'installer dans toute la pile lithotectonique, sauf peut-être au stade MII γ pour lequel un gradient de $\sim 50^\circ\text{C}/\text{km}$ peut être estimé. Le gradient MIIa de $\sim 60^\circ\text{C}/\text{km}$ calculé sur la base des valeurs T-P retenues pour le point x est donc assez théorique. De plus, ce gradient est estimé pour le flanc nord du dôme du Canigou ; pour le flanc sud par exemple, où les isogrades sont plus profonds, il s'abaisserait à $50^\circ\text{C}/\text{km}$, ceci traduisant la légère obliquité en grand des isogrades MII sur le dôme structural. Après D2a, en liaison avec la mise en place de plutons mésozonaux, la formation des grands dômes D2b (laquelle peut avoir été rapide ; voir Sandiford *et al.* [1995] pour l'analyse d'un cas comparable) et le plissement des isogrades MII, il devient totalement illusoire de définir un gradient T/P ; le gradient moyen de $77^\circ\text{C}/\text{km}$ [Guitard, 1989] calculable pour MIIb γ au cœur du dôme du Canigou (point z' de la fig. 3) pendant D2b est lié à la mise en place du granite profond du Canigou et est sans réelle signification.

En résumé, le métamorphisme MII, de basse pression, présente une évolution complexe. Dans la mésozone légère, il commence (anté- à syn-D2a) par un stade à staurotide-andalousite (MII α , ≤ 3 kbar, 10-11 km), se poursuit (syn- à post-D2a) de manière prograde par un stade à cordiérite-

andalousite (MIIa, $\sim 2,5$ kbar, 9 km), en réponse à une chute de pression $\leq 0,5$ kbar (≤ 2 km) ; loin des granites et sur les flancs des dômes D2b, MIIa représente la culmination du métamorphisme MII. Dans les Pyrénées centrales, la culmination peut se faire au stade MIIb, syn-D2b, dans le cœur des dômes. La chute de pression pendant MII est donc plus forte (de l'ordre de 1 kbar, 3 km) que dans les Pyrénées orientales, le stade MIIb γ syn-D2b étant à cordiérite (2 kbar, 7 km).

Le modèle développé ici implique une diminution significative de la pression pendant MII et une nette élévation de la température de MII α à MIIa ; de MIIa à MIIb, la température continue de croître près des granitoïdes mais peut rester constante, voire diminuer, en leur absence. Si tous les auteurs s'accordent sur les conditions P-T de la fin de MII (2-3 kbar et $520-600^\circ\text{C}$ pour la mésozone), il faut noter que des pressions de 4-6 kbar (17-22 km) et des températures de $580-670^\circ\text{C}$ au début de MII (à moins qu'il ne s'agisse de MI ? cf. *supra*) ont été invoquées. C'est le cas dans le massif du Canigou, grâce à un thermobaromètre amphibole-plagioclase-quartz, mais qui surestimerait les pressions [Triboulet *et al.*, 2005], dans le massif du Cap de Creus [Druguet, 2001], celui des Albères [Vilà *et al.*, 2007] ou dans le massif des Guillerries, dans les Chaînes catalanes [Reche et Martínez, 2008]. Mais dans ce cas, la décompression, pendant MII ou bien de MI à MII, s'accompagnerait d'une importante baisse de température, 100 à 150°C , c'est-à-dire que MII serait un métamorphisme fortement rétrograde, ce qui aurait de fortes implications sur les relations avec le plutonisme et le contexte géodynamique. Une telle évolution est irréconciliable avec le modèle développé ici et n'est pas retenue.

MII, un cas de plutono-métamorphisme

Sur la base notamment de l'examen des fragments de croûte profonde (granulites, complexes mafiques stratifiés) visibles dans les massifs nord-pyrénéens [Vielzeuf, 1984], Vielzeuf [*in* Guitard *et al.*, 1996] conclut que c'est la mise en place dans la croûte inférieure de magmas mafiques d'origine mantellique qui entraîne la forte augmentation de température à l'origine de MII dans la croûte moyenne-supérieure et déclenche la fusion partielle de la croûte inférieure-moyenne, à l'origine du plutonisme de la croûte moyenne-supérieure. La croûte inférieure devient restitutive et granulitique, l'absence de granulites de moyenne pression impliquant que cette évolution s'est faite (ou achevée) dans une croûte d'épaisseur normale (~ 30 km).

Au début, pendant D2a, dans un contexte plus ou moins extensif, une anomalie thermique régionale stratiforme s'installe dans la croûte moyenne ; on peut y voir l'effet direct de la mise en place des sills de magmas mafiques dans la croûte inférieure au début de D2a (fig. 4A). La chaleur est d'abord transférée vers le haut sur un mode conducteur ou par advection de fluides dans la croûte moyenne (MII α -MIIa). Ensuite (à la fin de D2a et pendant D2b) se forment des anomalies thermiques plus ou moins directement liées à la mise en place de granitoïdes dans la croûte moyenne mésozonale ; ces anomalies peuvent avoir un caractère encore régional (MIIb γ dans le dôme de la Garonne) ou plus local (MII γ), par exemple à la base du pluton de Mont-Louis (fig. 4B) ou au contact du granite du Canigou (fig. 4C). À ce moment, le transfert de chaleur dans la

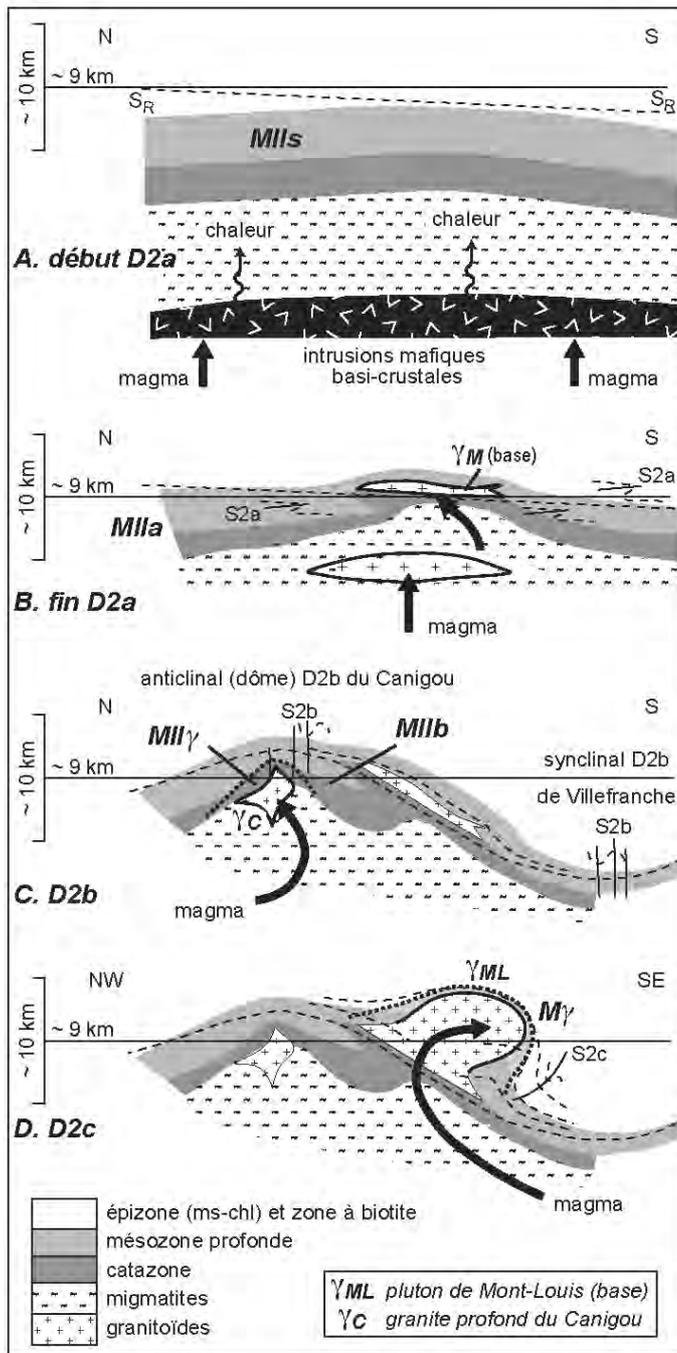


FIG. 4. – Relations entre le métamorphisme HT-BP MII, les déformations tardives D2a à D2c et le plutonisme, sur l'exemple du massif du Canigou et du pluton de Mont-Louis.

FIG. 4. – Cartoons depicting the thermal and magmatic evolution from D2a to D2c in both the Canigou dome and the Villefranches syncline (Mont-Louis massif).

croûte moyenne se fait principalement par advection de magmas. Enfin, pendant D2c, c'est la mise en place des grands plutons, dans la croûte supérieure épizonale, qui achève le transfert de chaleur, sur un mode conductif (fig. 4D). La déformation D2d se produit en conditions rétro-morphiques, le transfert de chaleur d'origine profonde ayant cessé.

Le lien étroit entre MII et le plutonisme permet de considérer MII comme un cas typique de plutono-métamorphisme.

À propos de l'effet de socle

Constatant que, dans les dômes à cœur orthogneissique (Albères, Roc de France, Canigou, Aston-Hospitalet), les isogrades mésozonaux MII se moulent approximativement sur la limite orthogneiss-métasédiments interprétée comme l'ancienne limite entre un socle granitique cadomien et sa couverture sédimentaire paléozoïque, Fonteilles et Guitard [1964, 1977] ont développé un modèle appelé *effet de socle* [Guitard, 1989]. Selon ce modèle, ce parallélisme est dû à la différence de conductivité thermique et de réactivité métamorphique des deux ensembles lithologiques : les isogrades mésozonaux se concentreraient à la base des sédiments, plus réactifs que les métagranites du socle, et s'y succèderaient rapidement, d'où une forte augmentation locale du gradient T/P. Du fait de l'abandon de la notion de socle cadomien granitique et de son remplacement par la notion de métagranites ordovicien inférieur orthogneissifiés pendant l'orogénèse varisque [Barbey *et al.*, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2004], il faudrait plutôt parler d'*effet d'orthogneiss*.

Cependant, les isogrades MII sont souvent, en grand, obliques sur les limites lithologiques majeures. En réalité, il apparaît plutôt que c'est l'importance du plutonisme qui est corrélée à la localisation précise des isogrades. Par exemple, dans le cas du massif du Canigou, le toit des orthogneiss (supposé encore subhorizontal pendant D2a) se situe dans la zone à andalousite régionale (MIIa), sauf au NW, où la zone de la sillimanite est atteinte en relation avec la début de la mise en place du pluton de Mont-Louis (MII γ), et au SW où il est resté dans la zone à biotite dans un secteur là où justement aucun pluton n'est connu. De ce fait, la notion d'effet d'orthogneiss perd une partie de son intérêt, d'autant plus que dans les dômes occidentaux (Garonne, etc.), la mésozone MII affecte des niveaux structuraux nettement plus élevés (jusqu'au Siluro-Dévonien) et que, dans ces régions, l'existence de métagranites ordovicien inférieur n'est pas démontrée.

LE MÉTAMORPHISME TARDIF BARROVIEN MIII

Dans la mésozone profonde et la catazone MII des massifs des Albères et du Cap de Creus se développent de surprenantes rétro-morphoses à disthène (disthène « hystérogène »), staurotide, grenat, biotite, chloritoïde, paragonite et muscovite phengitique, attestant de conditions barroviennes [Fonteilles et Guitard, 1971 ; Guitard, 1987 ; Guitard *et al.*, 1996 ; Azambre et Guitard, 2001]. On appellera MIII ce métamorphisme très clairement post-MII. Dans le massif des Albères, ces rétro-morphoses sont discrètes mais il est possible de définir deux zones MIII superposées : (i) au sommet, une zone 1 à chloritoïde, développée dans les métapelites mésozonales à andalousite-sillimanite ; (ii) à la base, une zone 2 à disthène-staurotide, ces minéraux traduisant la rétro-morphose de la cordiérite des paragneiss catazonaux. Dans le massif du Cap de Creus, l'andalousite est remplacée par le disthène et la staurotide hystérogènes ; localement, la zone 2 est développée au point de remplacer totalement les associations MII, la paragenèse à disthène-staurotide MIII devenant typomorphe (micaschistes blancs à grenats). Enfin, la zone 1 est reconnue dans le cœur du dôme du Canigou, le chloritoïde (\pm margarite) poussant sur la sillimanite.

Si staurotite et disthène sont à l'équilibre, les conditions P-T minimales pour la zone 2 sont au minimum de 5 kbar (~ 19 km) et 575°C, analogues donc à celle observées pendant MII. Compte tenu de la pression de 3,5-4 kbar (~ 13-15 km) estimée pour la culmination de MII dans la catazone du massif des Albères, il faudrait alors envisager, entre MII et MIII, une augmentation de pression de 1 à 1,5 kbar (~ 4-6 km), en liaison avec une baisse de température de 100-150°C, MIII étant rétrograde relativement à MII. Pour expliquer une telle surpression, on a invoqué l'existence de nappes tardives [Guitard, 1987], mais il paraît solidement établi que tous les chevauchements hercyniens sont précoces (D1). La relation possible entre rétro-morphoses barroviennes, mylonitisation tardive et circulations fluides associées a fait penser que les grandes zones mylonitiques dextres-inverses D2d ont pu être à l'origine de cette surpression [Autran et Guitard, 1970 ; Laumonier, 1994 ; Guitard *et al.*, 1996], mais leur jeu inverse modeste et leur pendage généralement très fort rend cette explication peu satisfaisante. Cependant, si staurotite et disthène ne sont pas à l'équilibre, une pression de ~ 4 kbar (~ 15 km), peu différente de celle estimée pour la culmination de MII, serait suffisante et un refroidissement plus ou moins isobare expliquerait bien le passage aux conditions barroviennes. L'analyse des inclusions fluides dans le synclinal de Villefranche [Kister *et al.*, 2003] montre justement une évolution finale post-D2c et possible-ment syn-D2d de ce type. Il n'y aurait donc pas de ré-épaississement tardif, dont on n'a par ailleurs aucune trace indépendante. Le développement du chloritoïde dans le cœur du dôme du Canigou pourrait être imputé à cette étape ultime.

Dans le massif du Cap de Creus, la situation est différente puisque le développement de MIII, particulièrement

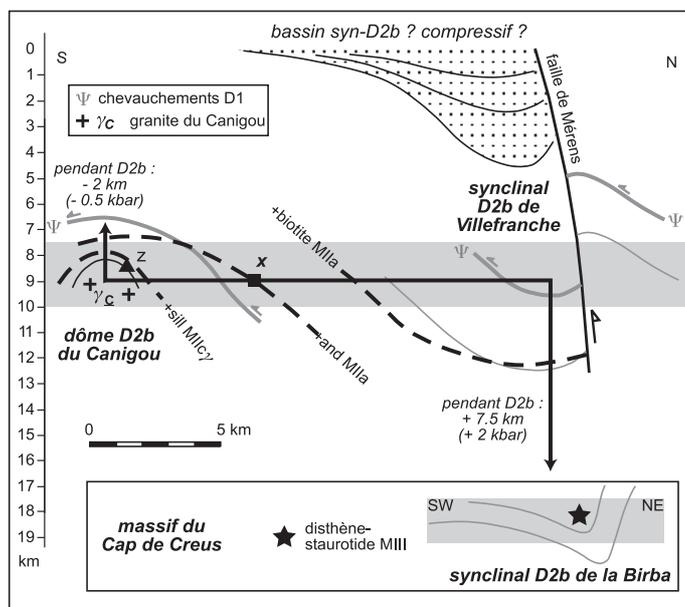


FIG. 5. – Relation entre la formation des synclinaux tardifs D2b et le métamorphisme barrovien MIII. L'augmentation de pression au cœur des synclinaux, si la température change peu, crée les conditions P-T du métamorphisme barrovien MIII.

FIG. 5. – Cartoon illustrating the pressure increase in the core of the D2b synclines, on the example of the Canigou dome-Villefranches syncline pair. This overpressuring was the starting point for the MIII Barrobian metamorphic event in the Cap de Creus massif (Birba syncline).

intense au cœur du synclinal tardif de la Birba, se fait aux dépens de la mésozone à andalousite : une augmentation de pression de MII à MIII paraît inévitable. Or, dans le synclinal tardif (D2b) de Villefranche, au N du massif du Canigou, l'analyse des inclusions fluides [Kister *et al.*, 2003] montre que sa formation s'est accompagnée d'une élévation de pression ; compte tenu de l'amplitude (9-10 km) de la structure formée par le couple anticlinal du Canigou – synclinal de Villefranche, on peut estimer que le cœur du synclinal s'est approfondi de 7 à 8 km et que la pression y a donc augmenté de ~ 2 kbar, ce qui est suffisant pour créer des conditions barroviennes si la température a peu augmenté. Nous proposons de voir dans le synclinal de la Birba du massif du Cap de Creus l'équivalent de la partie profonde (non affleurante) du cœur du synclinal de Villefranche (fig. 5), visible grâce à un niveau d'érosion plus profond. Quant à la surpression elle-même, elle pourrait être associée, en partie au moins, à une surcharge superficielle, par exemple un bassin sédimentaire syn-tectonique totalement érodé aujourd'hui ; ce type d'explication a été proposé pour une évolution métamorphique comparable (andalousite, puis disthène) dans le synclinal de Vivero, au nord-ouest de l'Ibérie, en relation avec le jeu normal de la faille de Vivero [Martinez *et al.*, 2001]. Or, le synclinal de Villefranche est adossé, au nord, à la faille de Mérens (fig. 1). Cette faille majeure, subverticale, abaisse, relativement, le synclinal de Villefranche ; rien ne s'oppose à ce que ce mouvement se soit produit en partie au moins pendant D2b, mais plutôt en faille inverse que normale, déterminant ainsi en surface la formation d'un petit bassin sédimentaire compressif (fig. 5).

Une implication de cette analyse est que MIII se développe de manière diachrone, de D2b à D2d. Pendant D2b, dans les grands synclinaux tardifs, MIII serait synchrone de l'évolution finale de MII (MIIb) dans les dômes. Puis, après D2b, MIII se développerait également dans les dômes tardifs par refroidissement isobare. MIII ne représente donc pas un épisode tectono-métamorphique régional unique, entièrement post-MII ; de ce point de vue, MIII n'est certainement pas comparable à MII. On ne peut donc pas caractériser de MII à MIII un chemin P-T rétrograde anti-horaire général pour l'est de la chaîne. Cependant, il est remarquable que le métamorphisme MIII, absent des massifs centraux-occidentaux, s'intensifie vers l'est, dans les massifs des Albères et du Cap de Creus, ce qui mériterait d'être discuté dans le cadre géodynamique de l'époque [Laumonier, 1994].

DISCUSSION

L'apport de la géochronologie

Depuis une quinzaine d'années [Romer et Soler, 1995], les datations U-Pb, notamment sur monozircons, permettent de conclure que les grands plutons épizonaux syn-D2c et post-MII mis en place dans la croûte supérieure ont tous sensiblement le même âge, 307 ± 3 Ma (Westphalien supérieur et/ou Stéphanien inférieur, la limite Westphalien-Stéphanien étant estimée à 305 ± 5 Ma). MII est donc plus ancien. Par ailleurs, il est établi que le début du plutonisme est fini-D2a. Dans l'hypothèse où la mise en place d'un grand pluton comme celui de Mont-Louis pourrait se faire dans un très court intervalle de temps [Guitard *et al.*, 1984],

conformément à de nombreux travaux récents [par ex., Petford *et al.*, 1993 ; Gerbi *et al.*, 2004], la culmination de MII et les déformations D2a-b seraient elles-mêmes fini-westphaliennes. On a vu que MII commence (MII_s) dès avant D2a. MII, dans le massif de l'Agly, pourrait être globalement synchrone du granite charnockitique d'Ansignan, âgé de 315-305 Ma (Westphalien), bien que des âges plus jeunes, 307-295 Ma aient également été proposés pour ce pluton (discussion et références in Olivier *et al.* [2004]). Plus précisément, l'âge de ~ 315 Ma attribué aux mafites (norites) associées à la charnockite daterait le tout début de l'évolution MII/D2a. En ce qui concerne la zone axiale, un tel âge paraît globalement acceptable bien qu'un peu trop élevé, dans la mesure où les déformations précoces D1 et le métamorphisme MI fini-D1 sont nécessairement plus récents que la limite Namurien-Westphalien (315 ± 5 Ma), âge des flyschs anté-orogéniques les plus jeunes. Mais il faut peut-être envisager un léger diachronisme entre l'évolution des massifs nord-pyrénéens et celle de la zone axiale, ainsi que de l'est vers l'ouest de la chaîne. L'ensemble de ces données suggère, du moins dans la zone axiale, un développement continu et rapide, de l'ordre de 10 Ma, des déformations tardives (D2a-c), du métamorphisme et du plutonisme, au Westphalien supérieur et au Stéphanien inférieur. Une étude géochronologique en cours sur le pluton de Mont-Louis, développé de la fin de D2a à D2c, devrait permettre de préciser cette conclusion.

On doit noter cependant que des âges nettement plus anciens, 325-320 Ma, viennent d'être proposés pour des intrusions qui seraient synchrones de MII. C'est le cas du granite peralumineux syn-D2a d'Ax-les-Thermes, au flanc nord du dôme de l'Aston (321 ± 7 Ma ; Denèle [2007]) et d'un sill dioritique du massif des Guilleries (323,6 ± 2,8 Ma ; Martínez *et al.* [2008]). Ces âges, namuriens, sont difficiles à réconcilier avec les autres données géologiques, en particulier l'âge des flyschs pré-orogéniques, mais, s'ils se confirmaient, il faudrait envisager une évolution plus longue et peut-être biphasée du plutonisme, vers ~ 325-320 Ma et ~ 315-300 Ma (Namurien puis Westphalo-Stéphanien).

Le cas du massif du Cap de Creus

La moitié nord du massif du Cap de Creus présente, du NE au SW, trois zones structurales tardives orientées NW-SE : (i) un domaine méso- à catazonal très redressé et déformé, vigoureusement affecté par des zones mylonitiques dextres rétro-morphiques ; (ii) le synclinal de la Birba, mésozonal ; (iii) un vaste domaine subhorizontal et épizonal. Ces mégastructures tardives ont longtemps été considérées comme post-métamorphes [Carreras, in Carreras et Debat, 1996], mais récemment elles ont été réinterprétées comme entièrement syn-métamorphes et formées en régime transpressif [Druguet et Hutton, 1998 ; Druguet, 2001]. MII se développerait donc en régime transpressif. Cette interprétation a été étendue au massif des Albères [Vilà *et al.*, 2007].

Ce modèle, qu'il n'est pas possible de discuter en détail, est évidemment incompatible avec celui développé ici pour le reste de la zone axiale, où MII est associé à un régime tectonique associant extension et compression. On notera seulement que l'analyse faite ci-dessus du métamorphisme barrovien MIII, dans laquelle le synclinal de la Birba est considéré comme s'étant développé en régime

compressif, pendant D2b, est davantage en faveur de l'interprétation classique.

Le cas des massifs nord-pyrénéens

Le massif de l'Agly est un dôme métamorphique remarquable à trois titres : (i) les isogrades du métamorphisme MII se succèdent très rapidement de l'épizone à la catazone granulitique, selon un gradient T/P apparent atteignant 125°C/km ; (ii) la présence, dans les granulites, du granite charnockitique d'Ansignan ; (iii) l'existence de nombreuses et minces bandes mylonitiques à faible pendage et jeu normal, développées en conditions rétrogrades. Le très fort gradient T/P est généralement expliqué par une extension NNE-SSW et un amincissement synchrones de la mylonitisation. Ce serait 5 à 10 km de catazone migmatique qui auraient disparus, rapprochant ainsi les granulites (conditions P-T de 5 ± 0,5 kbar = 17-21 km, 800 ± 100°C) de la catazone légère (2,5-3 kbar = 9-11 km, 675°C) [Vielzeuf, 1984], bien qu'à ce niveau de la série métamorphique il n'est pas possible de mettre en évidence un détachement majeur [Olivier *et al.*, 2004]. D'ailleurs, selon Barbosa et Fontelles [1986], la série métamorphique serait complète et l'amincissement négligeable. L'amincissement serait postérieur à la formation du dôme. L'extension, très tardive, ne peut donc pas être assimilée à l'extension syn-MII/D2a observée dans la zone axiale, où les mylonites et les rétro-morphoses tardives sont associées à un régime tectonique transpressif (D2d ; cf. *supra*).

Par ailleurs, l'extension commencerait dans le granite charnockitique d'Ansignan dès le stade magmatique [Althoff *et al.*, 1994], c'est-à-dire pendant MII et avant la formation du dôme. Donc, soit l'extension a duré pendant toute l'étape tardive (et alors le dôme de l'Agly est de type extensif), soit il existe deux stades extensifs distincts, l'un ancien de type D2a, comme dans la zone axiale, et l'autre récent en fin d'évolution tardive, inconnu dans la zone axiale ; cette seconde hypothèse est plus en accord avec le modèle développé dans le présent travail.

Dans le massif de Saint-Barthélémy [Passchier, 1984 ; Saint Blanquat *et al.*, 1990], l'extension tardive N-S, post-granulitisation et post-granites, commence à haute température et est soulignée par un détachement mylonitique responsable d'un amincissement de ~ 5 km. Ce détachement aurait fonctionné vers 300 ± 7 Ma [Delaperrière *et al.*, 1994] et serait donc, effectivement, très tardif.

En conséquence, rien ne s'oppose à ce que l'extension très tardive enregistrée dans les massifs nord-pyrénéens soit plus ou moins synchrone de la transpression D2d connue dans la zone axiale.

Rhéologie de la croûte et évolution orogénique

Après l'installation des bassins de flyschs, du Viséen terminal (330-325 Ma) au NE jusqu'au Westphalien basal (~ 315 Ma) au SW de la zone axiale [Delvolvé *et al.*, 1998], se forme un *fold-and-thrust belt* namurien (D1a), bien caractérisé dans la moitié orientale de la chaîne, qui est finalement incorporé dans un prisme crustal D1c, au début du Westphalien (~ 315 Ma). Il est difficile d'évaluer l'épaississement total de la croûte à la fin de D1. On peut cependant estimer que le point x (cf. *supra*), situé vers 8-9 km de profondeur avant D1, a été enfoui à environ 19 km à la fin de

D1, l'épaisseur de la croûte supérieure ayant plus que doublé. Le métamorphisme barrovien MI s'est développé à la fin de D1 dans ce contexte tectonique d'épaississement intra-crustal. L'absence de reliques de granulites de moyenne pression indique que la croûte moyenne-inférieure n'a sans doute pas eu le temps de subir un réchauffement très marqué ni de fusion partielle pendant MI.

Le premier stade de l'évolution tardive (D2a, de type extension syn-convergence) est marqué par trois phénomènes majeurs et concomitants : (i) montée des isothermes, développement du métamorphisme régional MII et fusion de la croûte moyenne en réponse à l'intrusion dans la croûte inférieure de magmas mafiques d'origine mantellique ; (ii) fin de l'amincissement de la croûte, commencée après D1 ; dès la fin de D2a, la croûte a retrouvé son épaisseur normale ; (iii) premières manifestations du plutonisme dans la croûte moyenne. Le processus profond le plus susceptible de déclencher cette évolution est celui de la délamination sous-crustale [Vielzeuf, *in* Guitard *et al.*, 1996], par lequel une asthénosphère très chaude s'insère entre la croûte et le manteau supérieur. L'amincissement crustal résulte à la fois de l'érosion et/ou de la dénudation tectonique post-D1, principalement, et de l'extension syn-convergence D2a. Il est de 6-7 km (~ 1,5-2 kbar) pour le point x (fig. 2). Il débute en conditions rétrogrades après le pic thermique MI à la fin de D1, et se poursuit en conditions progrades pendant D2a (MII-MIIa). Cette exhumation peut avoir une double cause, la délamination elle-même [Wakabayashi, 2004] et le sous-charriage de l'avant-pays de l'Èbre, au S, sous la zone axiale à la fin de D1, mais aussi peut-être pendant D2.

Une conséquence majeure des événements D2a est d'avoir considérablement modifié la rhéologie de la croûte. En particulier, il apparaît à ce moment une croûte moyenne très ductile, largement fondue et injectée de magmas issus de la fusion partielle de la croûte inférieure, insérée entre une croûte supérieure épaisse de ~ 10 km restée rigide et une croûte inférieure granulitisée très chaude (800-900°C) ; cette croûte moyenne fondue crée de plus une instabilité gravitaire. Un découplage majeur entre les croûtes supérieure et inférieure est donc possible de D2a à D2c ; la vergence N des plis P2a, un peu surprenante au regard de l'ensemble de l'évolution structurale qui présente dans

l'ensemble une vergence S marquée et qui fait du plissement D2a un « rétroplissement », pourrait lui être liée, pour une raison qui reste cependant à préciser.

La formation des grands anticlinaux et synclinaux D2b, dont l'amplitude atteint 10 km, peut résulter du flambage de la croûte supérieure, largement découplée des niveaux crustaux profonds, en contexte compressif. À ce moment se produisent des transferts de magmas des zones synclinales vers les zones anticlinales, ce qui expliquerait que MII persiste et s'intensifie dans les cœurs anticlinaux (MIIbγ), comme cela est bien visible dans les dômes des Pyrénées centrales et, dans une moindre mesure, dans le dôme du Canigou. Au contraire, dans les cœurs synclinaux, l'augmentation rapide de pression liée à leur enfoncement crée les conditions rendant possible le développement du métamorphisme barrovien MIII. La brièveté de l'évolution tardive D2b empêche un véritable diapirisme de s'installer dans les dômes et ne permet pas la relaxation complète des isothermes dans les synclinaux, auquel cas MIII serait effacé ou même n'aurait pas existé.

Ce scénario est proche de celui proposé par Denèle *et al.* [2009], à ceci près que ces auteurs envisagent un contexte tectonique uniformément transpressif durant tout D2.

Pendant D2c, qui succède immédiatement à D2b, se mettent en place les grands plutons épizonaux. Il est remarquable qu'ils soient quasiment tous localisés dans les zones synclinales, à l'extérieur des dômes D2b donc. Ce peut être la conséquence directe de l'enfoncement de ces zones synclinales pendant D2b, une partie des magmas stockés dans la croûte moyenne étant transférée à ce moment dans la croûte supérieure. D'une manière qui resterait à préciser, il

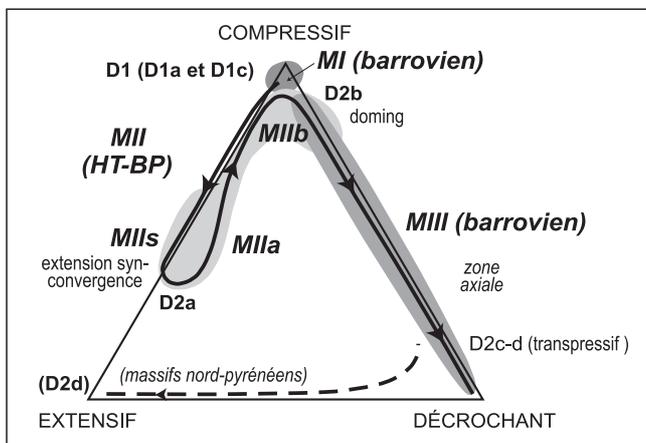


FIG. 6. – Régimes tectoniques, phases de déformation D1-D2 et polymétamorphisme MI-MII-MIII.
 FIG. 6. – *Synthesis of the Variscan tectono-magmatic evolution (D1-D2 and MI-MIII) and tectonic regimes in the Pyrenees.*

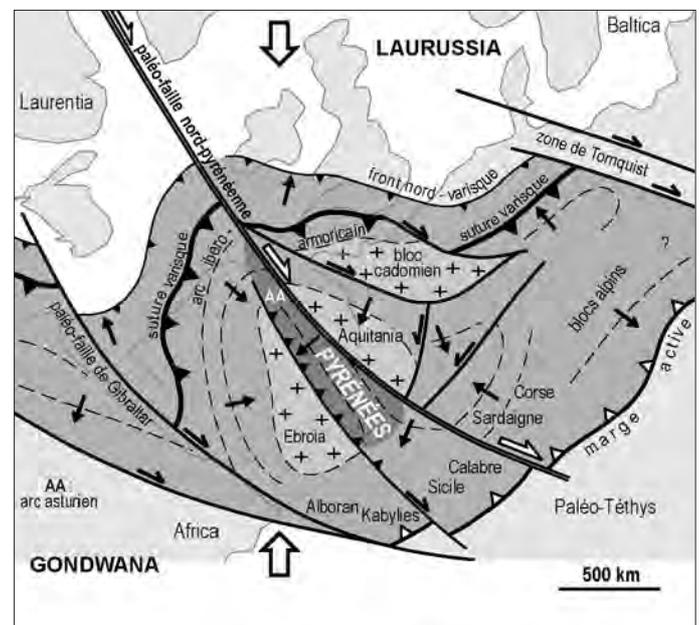


FIG. 7. – Les Pyrénées dans l'orogène varisque pendant D2 (Westphalo-Stéphanien, ~ 305 Ma). Les Pyrénées se développent en contexte transpressif à cette échelle, ce qui explique bien les fluctuations du régime tectonique à l'intérieur de la chaîne pyrénéenne.
 FIG. 7. – *The Pyrenees in the Variscan orogen during D2 at the Westphalo-Stephanian times (c. 305 Ma). Located in the core of the Ibero-Armorican Arc, the Pyrenees resulted from the evolution of a transpressif domain, especially during the late D2 phase, which explains well the fluctuating tectonic regime during D2 (extensif, then compressive, then transpressive; see fig. 6) in the Pyrenean chain.*

est vraisemblable que ce transfert a été facilité par le changement de régime tectonique qui, de compressif pendant D2b, devient décrochant (transensif et/ou transpressif) pendant D2c (fig. 6).

Les grandes zones mylonitiques inverses-dextres D2d se forment immédiatement après D2c, comme l'atteste le fait qu'elles commencent à haute température dans les plutons [Bouchez *et al.*, 1992 ; Denèle *et al.*, 2008]. Mais l'essentiel de leur développement se fait en conditions franchement rétrogrades. À ce stade, on peut envisager un refroidissement rapide plus ou moins isobare de la croûte moyenne-supérieure, l'ensemble de la croûte redevenant rigide. On a vu que dans les massifs nord-pyrénéens, l'équivalent de D2d correspond à une extension développée en conditions rétrogrades. Tout se passe comme si l'anomalie thermique installée pendant D2a s'évanouissait rapidement, au niveau de la croûte moyenne/supérieure, pendant D2d, indépendamment du régime tectonique local, qui est transpressif dans la zone axiale et extensif dans les massifs nord-pyrénéens.

L'évolution tardive D2, malgré sa grande complexité, est de courte durée (15 Ma au plus, de 315 à 300 Ma, Westphalien et Stéphanien inférieur). Elle est antérieure à l'évolution fini-varisque stéphano-permienne, qui voit l'installation progressive d'une extension fini-orogénique généralisée.

En résumé, au début de D2, c'est un « coup de chaud » très intense mais bref qui a profondément transformé la croûte issue des phases précoces D1. Les modalités de cette évolution sont aussi déterminées par le régime tectonique régional, dont on a vu qu'il change au cours du temps.

La fluctuation rapide du régime tectonique dans les Pyrénées peut être reliée à leur position très particulière dans la branche méridionale de l'orogène varisque européen (fig. 7). Au cœur de l'arc ibéro-armoricain, les Pyrénées se présentent comme une chaîne intra-continentale possiblement liée au fonctionnement d'une zone de décrochement dextre majeure située plus au N, la paléo-faille nord-pyrénéenne [Autran *et al.*, 1996 ; Laumonier, 1994, 2000], selon un dispositif préfigurant celui proposé pour la période fini-varisque stéphano-permienne [Arthaud et Matte, 1977].

CONCLUSION

Les Pyrénées hercyniennes, en particulier la zone axiale orientale, ont été affectées par trois épisodes métamorphiques, un métamorphisme majeur de basse pression (MII) étant précédé et suivi par des métamorphismes barroviens (MI et MIII). MI est la conséquence de l'épaississement intra-crustal intervenu pendant les déformations tangentielles précoces (D1). Le plutono-métamorphisme MII est l'expression d'un intense mais bref réchauffement de la croûte, vraisemblablement causé par une délamination sous-crustale. La succession des structures tardives D2 permet de suivre finement les modalités du transfert de la chaleur et

des magmas de la croûte profonde vers la croûte supérieure. Ce transfert est au début (D2a) essentiellement conductif ou par advection de fluides et présente un caractère régional ; à la fin (D2c), il est essentiellement convectif, en liaison avec la mise en place des grands plutons épizonaux, avant le refroidissement final (D2d). Les déformations tardives D2 sont elles-mêmes déterminées par le régime tectonique régional, qui lui aussi change au cours du temps, étant largement extensif pendant D2a, compressif pendant D2b puis décrochant pendant D2c-d (fig. 6), et par la rhéologie de la croûte, qui évolue considérablement en liaison avec sa structure thermique. Le stade final (D2d) rétrograde de MII se déroule en contexte transpressif dans la zone axiale et extensif dans la zone nord-pyrénéenne. Le métamorphisme barrovien MIII, généralement rétrograde mais plus ou moins isobare, s'explique, en partie au moins, comme une conséquence plus ou moins locale de l'évolution structurale D2b-d et est donc en partie synchronique de la fin de MII. Il n'y a pas lieu d'invoquer un ré-épaississement final généralisé de la croûte lié à une reprise de la tectonique tangentielle ; MIII pourrait être lié au développement local de bassins (compressifs ?) intra-montagneux.

Les conséquences de l'évolution rhéologique de la croûte sur les relations entre déformation, métamorphisme et plutonisme pendant les phases tardives D2a-c, en particulier le couplage/découplage des croûtes inférieure et supérieure, sont remarquables et mériteraient d'être examinées de manière encore plus détaillée, dans la mesure où il est peu fréquent que tous ces niveaux structuraux de la croûte soient simultanément accessibles à l'observation [Klepeis *et al.*, 2003].

D'un point de vue méthodologique, on retiendra l'intérêt de disposer d'une analyse structurale détaillée qui permet de définir un certain nombre de « phases » de déformations superposées ; regrouper les phases tardives en une phase unique (la « D2 » de nombreux auteurs), comme cela est souvent fait par un légitime souci d'économie mais de manière très réductrice, revient à se priver de la possibilité de décrypter avec précision l'évolution plutono-métamorphique.

Les dômes métamorphiques de la Montagne Noire et du sud du Velay (Sud-Est du Massif central) présentent une évolution structurale qui rappelle beaucoup celle des dômes pyrénéens [Laumonier *et al.*, 1991 ; Laumonier et Margnac, 1996] ; la relecture de ces massifs à la lumière des résultats acquis dans les Pyrénées sera faite ailleurs.

Remerciements. – À G. Guitard et A. Autran, pour les innombrables discussions sur ces sujets au long des années. À P. Barbey, pour ses commentaires détaillés sur deux versions successives du manuscrit. À D.R.M. Pattison pour quelques fructueux échanges épistolaires au sujet de la staurotide. Aux trois rapporteurs anonymes, à Yves Lagabrielle et à Olivier Lacombe pour leurs critiques et conseils.

Rédacteurs associés SGF : Yves Lagabrielle et Olivier Lacombe.

Références

- AARDEN D.G.A.M. (1994). – Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaous massif. – *Tectonophysics*, **238**, 139-160.
- ALÍAS G. & LIESA M. (1992). – Secuencia de reacciones metamórficas en las rocas pelíticas de grano medio (zona And-St-Cd) del extremo SO de los macizos del Aston y del Hospitalet (Pirineo Central). – *III Congr. Geol. España*, Salamanca, **2**, 19-28.
- ALTHOFF F., BARBEY P. & PONS J. (1994). – La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Arnac, témoins d'une extension crustale d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, II, 239-246.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977). – Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1305-1320.
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M. & LAUMONIER B. (1996). – Le cycle hercynien dans les Pyrénées, réflexions géodynamiques finales. In : A. BARNOLAS & J.C. CHIRON, Eds, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans, 679-695.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. (1970). – Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexis et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XII**, 673-731.
- AUTRAN A. & GUITARD G. (1970). – Formation hystérogène de disthène dans les micaschistes mésozonaux à andalousite et sillimanite de la série paléozoïque du Cap de Creus, Pyrénées orientales. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **270**, 2616-2619.
- AYORA C., LIESA M. & DELGADO J. (1993). – Low-thermal gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. – *J. metam. Geol.*, **11**, 49-58.
- AZAMBRE B. & GUITARD G. (2001). – Disthène et staurotide reliques dans les métapelites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **333**, 601-609.
- BARBEY P., CHEILLETZ A. & LAUMONIER B. (2001). – The Canigou orthogneisses (eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **332**, 129-136.
- BARBOSA J. & FONTEILLES M. (1986). – Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques. Exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du Massif de l'Agly (France). – *Bull. Minéral.*, **109**, 359-376.
- BOUCHEZ J.-L., DELAS C., GLEIZES G., NEDELEC A. & CUNEY M. (1992). – Submagmatic microfractures in granites. – *Geology*, **20**, 35-38.
- CARRERAS J. (2001). – Zooming on northern Cap de Creus shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 1457-1486.
- CARRERAS J. & CAPELLA I. (1994). – Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. – *J. Struct. Geol.*, **16**, 1509-1524.
- CARRERAS J. & DEBAT P. (coords.) (1996). – Tectonique hercynienne. In: A. BARNOLAS & J.C. CHIRON, Eds, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans, 585-677.
- DE BRESSER J.H.P., MAJOUR F.J.M. & PLOEGSMAN M. (1986). – New insights in the structural and metamorphic history of the western Lys-Caillaous massif (Central Pyrenees, France). – *Geol. Mijnb.*, **65**, 177-187.
- DELAPERRIERE E., SAINT BLANQUAT M. de, BRUNEL M. & LANCELOT J. (1994). – Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France): discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, 101-112.
- DELVOLVÉ J.-J., VACHARD D. & SOUQUET P. (1998). – Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). – *Geol. Rundsch.*, **87**, 363-372.
- DEMPSTER T.J. & TANNER P.W.G. (1997). – The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation-controlled reaction. – *J. metam. Geol.*, **15**, 531-548.
- DENÈLE Y. (2007). – Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. – Thèse Doctorat, Toulouse, 284 p.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G. & BARBEY P. (2007). – The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. – *Terra Nova*, **19**, 445-453.
- DENÈLE Y., OLIVIER P. & GLEIZES G. (2008). – Progressive deformation of a zone of magma transfert in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). – *J. Struct. Geol.*, **30**, 1138-1149.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G. & BARBEY P. (2009). – Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). – *Tectonophysics*, **477**, 244-261.
- DRUGUET E. (2001). – Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (eastern Pyrenees). – *Tectonophysics*, **332**, 275-293.
- DRUGUET E. & HUTTON D. H. W. (1998). – Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear-zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. – *J. Struct. Geol.*, **20**, 905-916.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.B. (1984). – Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfert during the evolution of thickened continental crust. – *J. Petrol.*, **25**, 894-928.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1964). – L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **258**, 4299-4302.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1977). – Influence des noyaux de socle précambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées orientales. Comparaison avec les régions voisines. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. – *Coll. intern. CNRS*, Rennes, **243**, 81-87.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1971). – Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **272**, (D), 361-363.
- GARCÍA-SANSEGUINDO J. (1996). – Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). – *J. Struct. Geol.*, **18**, 1315-1325.
- GERBI C., JOHNSON S.E. & PATERSON S.R. (2004). – Implications of rapid, dike-fed pluton growth for host-rock strain rates and emplacement mechanisms. – *J. Struct. Geol.*, **26**, 583-594.
- GIBSON R.L. (1989). – The relationship between deformation and metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: a case study. – *Geol. Mijnb.*, **68**, 345-356.
- GIBSON R.L. (1991). – Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou Massif, Pyrenees, France – Evidence for crustal extension. – *Geology*, **19**, 380-383.
- GIBSON R.L. & BICKLE M.J. (1994). – Thermobarometric constraints on the conditions of metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: implications for Hercynian geothermal gradients. – *J. Geol. Soc., London*, **151**, 987-997.
- GLEIZES G., LEBLANC D. & BOUCHEZ J.-L. (1997). – Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. – *Terra Nova*, **9**, 38-41.
- GLEIZES G., LEBLANC D. & BOUCHEZ J.-L. (1998). – The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. In: R.E. HOLDSWORTH, R.A. STRACHAN & J.F. DEWEY, Eds, Continental transpressional and transtensional tectonics. – *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **135**, 267-273.
- GUITARD G. (1960a). – Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, **II**, 862-887.

- GUITARD G. (1960b). – Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **251**, (D), 2554-2555.
- GUITARD G. (1965). – Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, **VII**, 356-382.
- GUITARD G. (1970). – Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). – *Mém. BRGM*, **63**, 353 p.
- GUITARD G. (1987). – Coexistence de la paragonite et de la muscovite dans les métamorphites hercyniennes des Pyrénées orientales franco-espagnoles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 783-786.
- GUITARD G. (1989). – Thermobarométrie de la série métamorphique hercynienne de basse pression du Canigou (Pyrénées orientales): variations progrades du gradient thermique et effet de socle. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 1673-1678.
- GUITARD G., GEYSSANT J. & LAUMONIER B. (1984). – Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. Ière partie: analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional. – *Géol. France*, **4**, 95-125.
- GUITARD G. & MOZGAWA-KRUTOV A. (1986). – Géothermobarométrie du socle catazonal des Albères (Pyrénées orientales) à l'aide des paragenèses kinzigitiques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 87-90.
- GUITARD G., VIELZEUF D. & MARTINEZ F. (coords.) (1996). – Métamorphisme hercynien. In: A. BARNOLAS & J.C. CHIRON, Eds, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans, 501-584.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y. & BERGER G.M. (1998). – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095). – BRGM, Orléans, 198 p.
- HIETANEN A. (1967). – On the facies series in various types of metamorphism. – *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- HOLDWAY M.J. (1971). – Stability of andalusite and the aluminosilicate polymorph phase diagram. – *Am. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- KISTER P., LAUMONIER B., MARIGNAC C. & BOIRON M.-C. (2003). – Retrograde P-T-t-D path in a segment of a West-European Variscan belt: evidence for an anticlockwise path in the Canigou Massif (eastern Pyrenees) from fluid inclusion data. – *EUG XII*, 6-11 avril 2003, Nice. – *Geophys. Res. Abs.*, **5**, EAE03-A-11263.
- KLEPEIS K.A., CLARKE G.L. & RUSHMER T. (2003). – Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere. – *GSA Today*, 4-11.
- LAUMONIER B. (1994). – Tectonique et plutonisme westphalo-stéphaniens des Pyrénées orientales ; relations avec le Massif central. – *15ème Réun. Sci. Terre, Nancy*, p. 96 – Livre en dépôt à la Soc. géol. Fr.
- LAUMONIER B. (2000). – Place and significance of the Pyrenees in the Late Carboniferous Variscan Belt. In: Galicia 2000 / Basement tectonics 15 (Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement), 239-241.
- LAUMONIER B. (2004a). – Observation sur la note: Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM: un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, **175**, 157-174) de J.-B. Auréjac, G. Gleizes, H. Diot & J.-L. Bouchez. – *Bull. Soc. géol. France*, **175**, 657-661.
- LAUMONIER B. (2004b). – Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche. – *Geo-Temas*, **6**, 3, 271-274.
- LAUMONIER B. (2008). – Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In: J. CANÉROT, J.-P. COLIN, J.-P. PLATEL & M. BILOTTE, Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008. – Éditions Atlantica, 23-35
- LAUMONIER B. & AUTRAN A. (2001). – Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement du Puigmal. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **332**, II, 585-594.
- LAUMONIER B. & GUITARD G. (1978). – Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales: le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **2**, **XX**, 177-212.
- LAUMONIER B. & MARIGNAC C. (1996). – Les effets respectifs de la compression puis de l'extension tardi-orogéniques hercyniennes dans l'évolution structurale du synclinal de Rosis et de l'anticlinal du Caroux (est de la zone axiale de la Montagne Noire, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **323** (IIa), 427-434.
- LAUMONIER B., GEYSSANT J. & GUITARD G. (1984). – Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2ème partie: essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. – *Géol. France*, **4**, 127-147.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., CHEILLETZ A. & MACAUDIÈRE J. (1991). – Relations entre tectoniques superposées, migmatitisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, II, 937-944.
- LAUMONIER B., AUTRAN A., BARBEY P., CHEILLETZ A., BAUDIN T., COCHERIE A. & GUERROT C. (2004). – Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**, 105-117.
- LIESA M. & CARRERAS J. (1989). – On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (eastern Pyrenees). – *Geodin. Acta*, **3**, 149-161.
- MARTÍNEZ F.J., RECHE J. & ARBOLEYA M.L. (2001). – P-T modelling of the andalusite-kyanite-andalusite sequence and related assemblages in high-Al graphitic pelites. Prograde and retrograde paths in a late kyanite belt in the Variscan Iberia. – *J. metam. Geol.*, **19**, 661-677.
- MARTÍNEZ F.J., RECHE J. & IRIONDO A. (2008). – U-Pb shrimp-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guillerries massif (NE Iberia pre-Mesozoic basement). Geological implications. – *C. R. Geoscience*, **340**, 223-232.
- MERCIER A., DAHMANI A., DEBAT P., DRIOUCH Y., POUGET P., ROUX L. & SOULA J.-C. (1988). – Définition et signification des différents types de gradients dans le métamorphisme hercynien des Pyrénées centrales et occidentales. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 1179-1185.
- MEZGER J.E. (2005). – Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossost domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. – *J. Virtual Explorer*, **19**, pap. 6.
- MEZGER J. (2009). – Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossost and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **180**, 199-207.
- MEZGER J.E. & PASSCHIER C.W. (2003). – Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossost dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. – *Geol. Mag.*, **140**, 595-612.
- MEZGER J.E., PASSCHIER C.W. & RÉGNIER J.-L. (2004). – Metastable staurolite-cordierite assemblage of the Bossost dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. – *C. R. Geoscience*, **336**, 827-837.
- MIYASHIRO A. (1961). – Evolution of metamorphic belts. – *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- OLIVIER P., GLEIZES G. & PAQUETTE J.-L. (2004). – Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). In: D.L. WHITNEY, C. TEYSSIER & C.S. SIDDOWAY, Eds., Gneiss domes in orogeny. – *Geol. Soc. Amer., Sp. Pap.*, **380**, 229-242.
- PASSCHIER C.W. (1984). – Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees. – *Geol. Mag.*, **121**, 429-436.
- PATTISON D.R.M. & TINKHAM D.K. (2009). – Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: an example from the Nelson aureole, British Columbia. – *J. metam. Geol.*, **27**, 249-279.
- PATTISON D.R.M. & TRACY R.J. (1991). – Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: D.M. KERRY, Ed, Contact metamorphism. – *Mineral. Soc. Am. Reviews Mineral.*, **26**, 105-206.
- PATTISON D.R.M. & VOGL J.J. (2005). – Contrasting sequences of metapelite mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson Batholith, British Columbia: implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite-type settings. – *Can. Mineral.*, **43**, 51-88.

- PATTISON D.R.M., SPEAR F.S. & CHENEY J.T. (1999). – Polymetamorphic origin of muscovite + cordierite + staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for P-T paths. – *J. metam. Geol.*, **17**, 685-703.
- PATTISON D.R.M., SPEAR F.S., DEBUHR C.L., CHENEY J.T. & GUIDOTTI C.V. (2002). – Thermodynamic modelling of the reaction muscovite+cordierite — Al_2SiO_5 +biotite+quartz.H₂O: constraints from natural assemblages and implications for the metapelitic petrogenetic grid. – *J. metam. Geol.*, **20**, 99-118.
- PETFORD N., KERR R.C. & LISTER J.R. (1993). – Dike transport of granitoid magmas. – *Geology*, **21**, 845-848.
- POBLET J. & CASAS J. M. (1993). – Comment on “Variscan extension in the Pyrenees”, by R.L.M. Vissers. – *Tectonics*, **12**, 1479-1481.
- POUGET P. (1991). – Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost dome (French-Spanish Central Pyrenees). – *J. Geol. Soc., London*, **148**, 299-314.
- POUGET P., LAMOUREUX C. & DEBAT P. (1988). – Le dôme de Bosost (Pyrénées centrales): réinterprétation majeure de sa forme et de son évolution tectonometamorphique. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **307**, II, 949-955.
- RECHE J. & MARTÍNEZ F.J. (2008). – Exhumation of HT-LP Variscan metapelites from interlayered cordierite-orthoamphibole assemblages (MnNCFMASH System), Catalan Coastal Ranges, NE Iberia. – *C. R. Geoscience*, **340**, 288-297.
- ROMER R. L. & SOLER A. (1995). – U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). – *Mineral. Deposita*, **30**, 374-383.
- SAINT-BLANQUAT M., LARDEAUX J.M. & BRUNEL M. (1990). – Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust. – *Tectonophysics*, **177**, 245-262.
- SANDIFORD M., FRASER J., FODEN A.J. & FARROW T. (1995). – Some causes and consequences of high-temperature, low-pressure metamorphism in the eastern Mt Lofty Ranges, South Australia. – *Australian J. Earth Sci.*, **42**, 233-240.
- SOULA J.-C., DEBAT P., DÉRAMOND J. & POUGET P. (1986). – A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. – *Tectonophysics*, **129**, 29-51.
- TINKHAM D.K., ZULUAGA C.A. & STOWELL H.H. (2001). – Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. – *Geological Materials Res., Mineral. Soc. Am.*, **3**, (1), 1-42.
- TRIBOULET C., GUITARD G., KATONA I. & NAVIDAD M. (2005). – Évolution pression-température des amphibolites au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales. – *C. R. Geoscience*, **337**, 1244-1249.
- VAN DEN EECKHOUT B. (1986). – A case study of a mantled gneiss antiform: the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). – *Geol. Ultraiect.*, **45**, 192 p.
- VAN DEN EECKHOUT B. & ZWART H.J. (1988). – Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. – *Geology*, **16**, 135-138.
- VIELZEUF D. (1984). – Relations de phase dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. – *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Géol. Minéral.*, **79**, 288 p.
- VISSERS R.L.M. (1992). – Variscan extension in the Pyrenees. – *Tectonics*, **11**, 1369-1384.
- VILÀ M., PIN C., LIESA M. & ENRIQUE P. (2007). – LP-HT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. – *J. metam. Geol.*, **25**, 321-347.
- WAKABAYASHI J. (2004). – Tectonic mechanisms associated with P-T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. – *Tectonophysics*, **392**, 193-218.
- ZWART H.J. (1960). – Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and their chronological succession. – *Leidse Geol. Med.*, **22**, 163-180.
- ZWART H.J. (1962). – On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). – *Geol. Rundsch.*, **52**, 38-65.
- ZWART H.J. (1963). – Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. – *Geol. Mijnb.*, **42**, 143-154.
- ZWART H.J. (1979). – The geology of the Central Pyrenees. – *Leidse Geol. Med.*, **50**, 1-74.