

Évolution tectonique de la Montagne noire : un modèle en transpression

Tectonic evolution of Montagne Noire (France): a transpressional model

Michel Demange

Centre d'informatique géologique, École des mines, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France

(Reçu le 25 septembre 1999, accepté après révision le 25 octobre 1999)

Abstract — Formation of the French Variscan belt results from the punching of several blocks that form at present the internal zones, by the Catalan Craton. Montagne Noire is located at the edge of this Catalan block, where transpressional stresses predominate. The whole orogenic evolution of Montagne Noire, from deep seated metamorphic nappes to doming and late wrenching, may be explained in this transpressional context. (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

Variscan orogeny / Montagne noire / transpression / nappe / doming / France

Résumé — L'orogène hercynien méridional résulte du poinçonnement par le craton catalan de différents blocs qui en constituent actuellement les zones hercyniennes internes. La Montagne noire se situe sur le flanc du bloc catalan, là où prédominent les contraintes en transpression. Cette transpression permet d'expliquer l'évolution orogénique de ce domaine, depuis les nappes symmétamorphes profondes jusqu'au *doming* et aux décrochements tardifs. (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

chaîne hercynienne / Montagne noire / transpression / nappe / doming / France

Abridged version

Montagne Noire in the Variscan orogen (figures 1 and 2)

The southern French Variscan orogen results from the punching (Matte, 1986):

- of several blocks and micro-cratons aggregated during eo-Variscan orogeny (Silurian to Middle Devonian) which form at present the metamorphic internal zones;
- by the Catalan craton (Demange, 1994) (= 'Ebroia', Autran et al., 1996) of Middle to Neoproterozoic age, which is a promontory of the Gondwana.

This orogen is formed of several more or less concentric belts:

- the internal metamorphic units;

- the so-called 'relative autochthonous' (Ledru et al., 1989) made up of distal basin clastic series of Infracambrian to Early Paleozoic age (Albigeois-Cévennes domain);

- the Occitan domain (Early Cambrian series with varied margin and platform facies at the edge of the Catalan craton);

- the Catalan domain, lowest (and more external) units of the orogen: axial zone *s.s.* and para-autochthonous units (series similar to those of the axial zone); basement of Neoproterozoic granites and their metasedimentary cover. The whole is folded into large north-facing synmetamorphic recumbent folds. This Catalan domain appears as a tectonic window below the Occitan units thanks to a late doming.

Montagne Noire results from the closing of a deep-sea basin, the 'Centralian ocean', opened by post-Cadomian ex-

Note présentée par Jean Dercourt.

tension between the Catalan craton and the future internal zones: rifting occurs during Early Cambrian k2 (*figure 4*), the filling stage of Middle and Late Cambrian – Early Ordovician age. Ordovician tholeiitic magmatism in Albigeois announces oceanisation.

The closing of this centralian ocean is due to the collision between the Catalan craton and the internal zones. Montagne Noire is located in the northern lateral side of the punching block, where transpressionnal stresses predominate.

Various tectonic models have been suggested differing on the relative importance of compressive (Ellenberger, 1967; Artaud, 1970; Demange, 1975, 1982, 1998; Bogdanoff et al., 1984; Laumonier and Marignac, 1996; Matte et al., 1998), transcurrent or extensional (Schuilling, 1964, Den Tex, 1975, Thompson, 1985, Echlter and Malavielle, 1990, Van Den Driessche and Brun, 1989, 1991–1992; Brun and Van Den Driessche, 1994) tectonics. The purpose of this paper is to show that the whole orogenic evolution of Montagne Noire can be explained by a dextral transpressional collision in accordance with the currently admitted model of the variscan orogeny. Analytical descriptions are exposed in previous papers, whose references are given in Demange (1998).

Early stages in the Catalan craton (Late Devonian – Early Carboniferous) (*figure 3*)

During Devonian, an intracratonic foreland basin in compression settles at the front of the Eohercynian orogen due to the buckling of the crust caused by the collision of these internal zones. On the northern edge of this buckling zone, extensive north-facing shearing zones form large synmetamorphic deep-seated fold nappes of the axial zone.

Collision occurs laterally with a transpressional component; so the structures created in the southern craton are facing northwards and the nappes of the Axial Zone appear as *en-échélon* structures on the southern edge of this transcurrent zone.

Emplacement of the Occitan and Albigeois thrust nappes (Visean – Early Namurian) (*figure 4*)

At the front of the internal units, the sedimentary series of the Centralian ocean and of its southern margin are folded

and thrust on the Catalan craton. The emplacement of these nappes appears as a rather superficial shearing and clearly postdates the major synfolial folding and the main regional metamorphism. Datations of metamorphism and emplacement of the nappes emphasize the progressive migration of orogeny from the internal to the more external zones.

Here again thrusting is due to a transpressional system and wrench faulting is contemporaneous with the nappe emplacement the most spectacular of which being the Monts de Lacaune fault.

The Namuro-Westphalian doming (*figure 5*)

The superposed units are later folded into large domes (Agout-Nore and Cabardes) by polyphase compressive stages (Demange, 1982, 1998; Laumonier et Marignac, 1996). They are *en-échélon* brachyanticlines within a belt limited by two major dextral shear zones.

Stephanian wrench faults (*figure 6*)

Finally, brittle tectonics develops dextral wrench faults and reactivates former accidents so that the whole system outlines a large dextral shear zone around the axial zone.

In conclusion, the orogenic Variscan orogeny of Montagne Noire may be explained by a large dextral transpressional system active from late Devonian to Stephanian times. This permanence of stresses can be understood in the larger context of the whole orogen: Montagne Noire is located on the margin of the Catalan block, which punches the internal zones.

Style and intensity of deformations vary greatly with the time from synmetamorphic recumbent isoclinal folds, to ductile shearing and upright folds during the doming and finally brittle wrench faults: the system of strains freezes progressively.

The whole tectonic history of Montagne Noire depicts postcollisional progressive adjustments within the same bloc under rather constant stresses that progressively relax.

1. La Montagne noire dans la chaîne hercynienne

La chaîne hercynienne méridionale (*figures 1 et 2*) résulte du **poinçonnement** (Matte, 1986) :

– de différents blocs et micro-cratons agrégés lors des phases éovariscques (Silurien à Dévonien moyen), qui en constituent les actuelles **zones internes** ;

– par le « **craton catalan** » (Demange, 1994) (= « Ebroia », Autran et al., 1996) d'âge Protérozoïque moyen à supérieur, qui est en fait un promontoire du Gondwana.

La chaîne présente ainsi une organisation en zones plus ou moins concentriques :

– les **unités internes métamorphiques** (nappes de Réalmont–Najac et du Rouergue, au nord de la Monta-

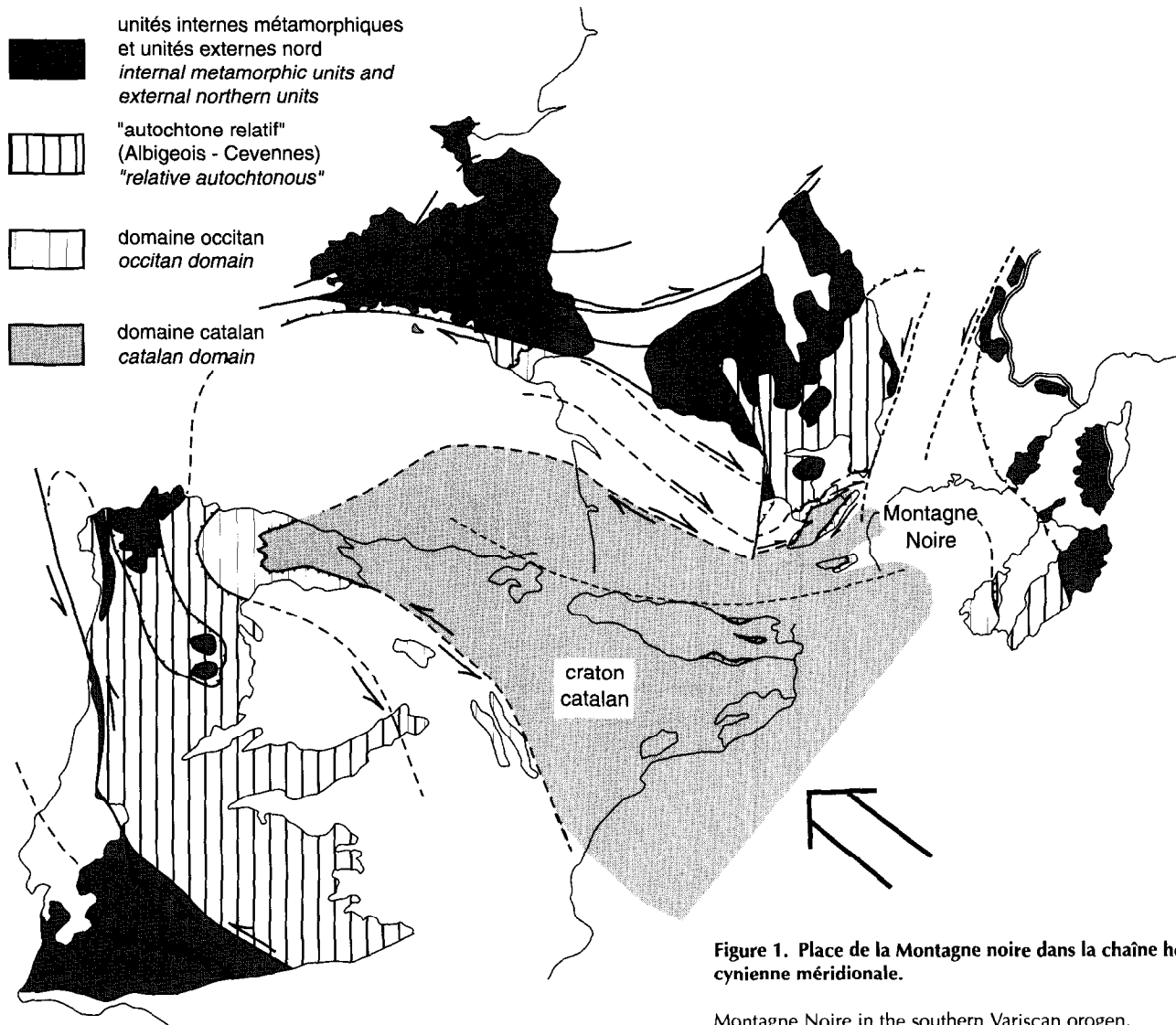


Figure 1. Place de la Montagne noire dans la chaîne hercynienne méridionale.

Montagne Noire in the southern Variscan orogen.

gne noire) chevauchent un **autochtone relatif** (Ledru et al., 1989), formé de séries détritiques d'âge Infracambrien à Paléozoïque inférieur, représentant un bassin distal (domaine Albigeois-Cévennes) ;

– le **domaine occitan** (formations du Cambrien inférieur, à faciès différenciés représentant la marge du craton catalan) ;

– le **domaine catalan**, regroupant les unités les plus inférieures (et externes) de l'orogène : zone axiale s.s. et unités para-autochtones à matériel de type zone axiale (socle orthogneissique néoprotérozoïque et sa couverture métasédimentaire, structurés en grands plis couchés symmétromorphes à vergence nord, développés en régime d'infrastructure). Ce domaine apparaît en fenêtre tectonique sous les unités occitanes à la faveur d'un bombement tardif : c'est cette structuration tardive qui définit les grands ensembles les plus évidents de la Montagne noire : versant sud, zone axiale s.l., versant nord et Albigeois (Thoral, 1935 ; Gèze, 1949).

La Montagne noire résulte de la fermeture d'un bassin, « l'océan centralien », ouvert entre le craton catalan et

les futures zones internes lors de l'extension tardicadomienne : transgression à l'Infracambrien-Cambrien basal k1, stade de *rifting* au Cambrien inférieur k2, avec différenciation entre un domaine de plate-forme au sud et un domaine de bassin anoxique au nord, puis stade de comblement, du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur. À l'Ordovicien, un magmatisme tholéitique en Albigeois (et vallée du Lot, Vendée et Galice) prélude à l'océanisation.

L'affrontement entre les deux blocs provoque la fermeture de cet océan centralien et s'accompagne d'importants mouvements transcurrents dextres : la Montagne noire ne se situe pas dans la zone frontale de la collision, mais sur le flanc nord du bloc poinçonnant, là où prédomine un régime de transpression.

Différents modèles tectoniques ont été proposés faisant une part plus ou moins grande à la tectonique de compression (Ellenberger, 1967 ; Artaud, 1970 ; Demange, 1975, 1982, 1998 ; Bogdanoff et al., 1984 ; Laumonier et Marignac, 1996 ; Matte et al., 1998), de décrochement ou d'extension régionale (Schuiling, 1964 ;

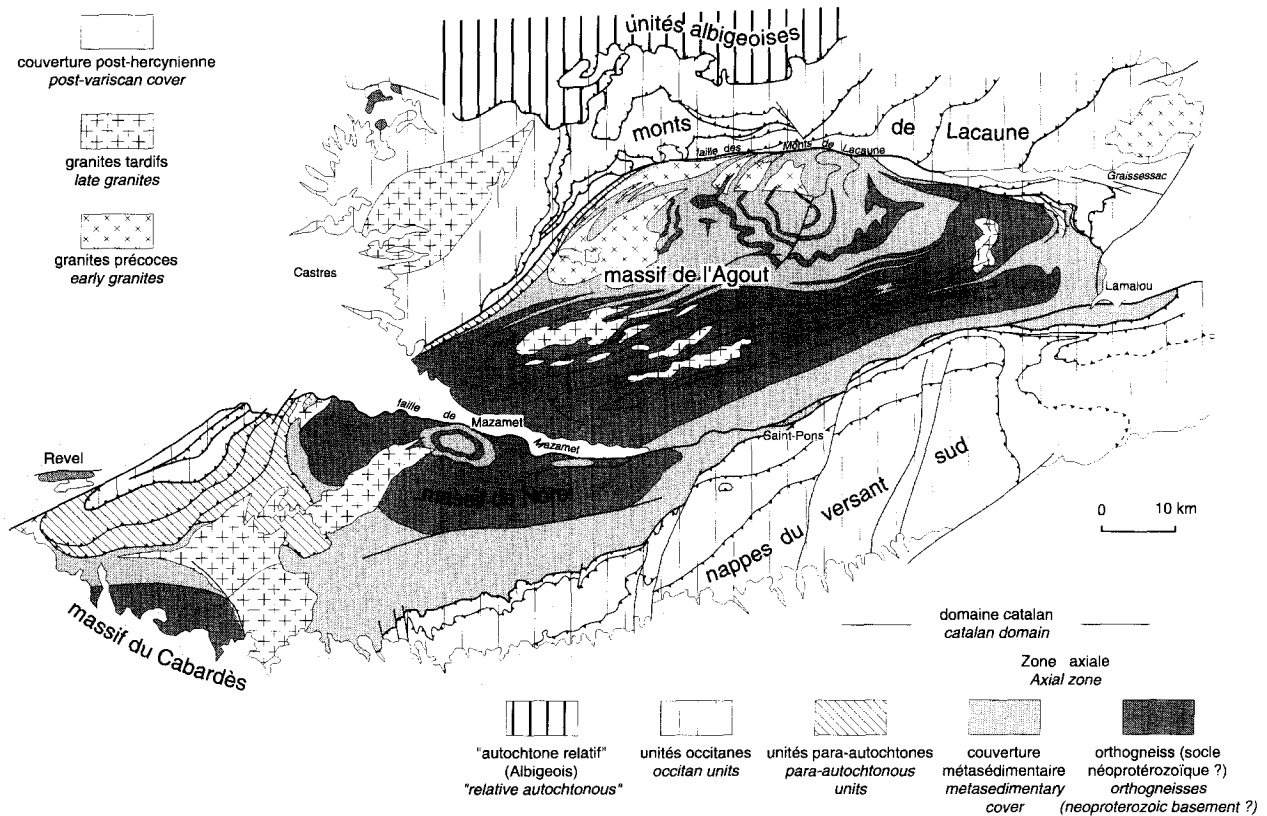


Figure 2. La Montagne noire.

Montagne Noire.

Den Tex, 1975 ; Thompson, 1985 ; Echtler et Malavielle, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1989, 1991–1992, Brun et Van Den Driessche, 1994). Le but de cet article est de montrer que l'évolution orogénique de la Montagne noire peut être interprétée dans le cadre de la tectonique de collision en transpression qui se dégage du modèle actuellement admis pour la chaîne hercynienne. Les descriptions analytiques ont été présentées dans les travaux antérieurs référencés dans Demange (1998).

2. Les stades précoces dans le craton catalan (Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur)

Les zones internes sont structurées avant le Dévonien moyen (figure 3). À leur front s'installe un bassin d'avant-pays intracratonique dévono-viséen. La collision des unités internes induit, dans le craton catalan, un flambage (*buckling*), qui provoque à partir du Frasnien une forte subsidence de ce bassin.

La future zone axiale se localise alors sur la marge nord de cette zone de *buckling*, dans un domaine de flexuration importante. La géométrie même de cette zone de *buckling* impose qu'il existe, sur sa bordure nord, de grands cisaillements à vergence nord, origine des grandes plis-nappes profondes syn-métamorphes. La

collision se développe en régime de transpression dextre ; cela conforte cette vergence nord à NNW des structures dans le craton sud (en contradiction apparente avec le déversement global de la chaîne) : les nappes précoces de la zone axiale apparaissent ainsi comme des structures en échelon, en bordure sud de la zone transcurrente où s'affrontent les deux blocs.

3. La mise en place des nappes occitanes et albigeoises (Viséen–Namurien basal)

Au front des zones internes, le contenu sédimentaire de l'océan centralien et de sa marge sud se plissent, s'écaillent et vient s'empiler en grandes nappes sur le domaine catalan (figure 4). L'avancée des unités occitanes arrache à la zone axiale les écaillures qui forment les unités para-autochtones (à matériel de type zone axiale). La mise en place de ces nappes se fait en régime cisailant relativement superficiel, après la culmination du métamorphisme régional. Celui-ci est daté à 350 Ma en Rouergue, 343 Ma en Albigeois, 333 Ma dans le Sud-Est des monts de Lacaune ; la mise en place synsédimentaire des nappes du versant sud est datée du Viséen supérieur au Namurien basal (325 Ma) : l'orogénèse migre progressivement des zones internes vers les zones plus externes.

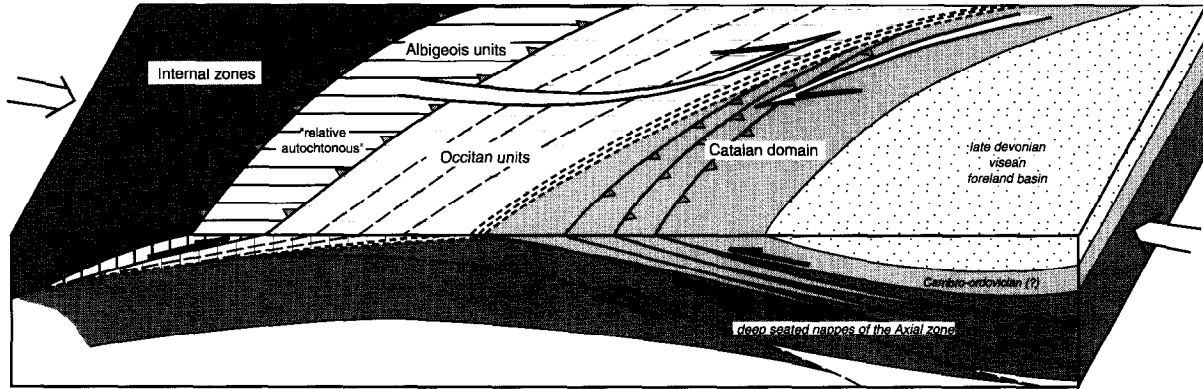


Figure 3. Stades précoces (Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur).

Early stages (Late Devonian – Early Carboniferous).

Là encore, ces chevauchements se développent en régime de transpression et les différentes nappes peuvent être séparées par des accidents transcurrents qui en sont contemporains. Le plus spectaculaire de ces accidents est la faille

des Monts de Lacaune (Demange, 1993), qui sépare le domaine des monts de l'Est de Lacaune, où les différentes unités s'empilent de façon simple et régulière, d'un domaine méridional où domine un style en plis couchés.

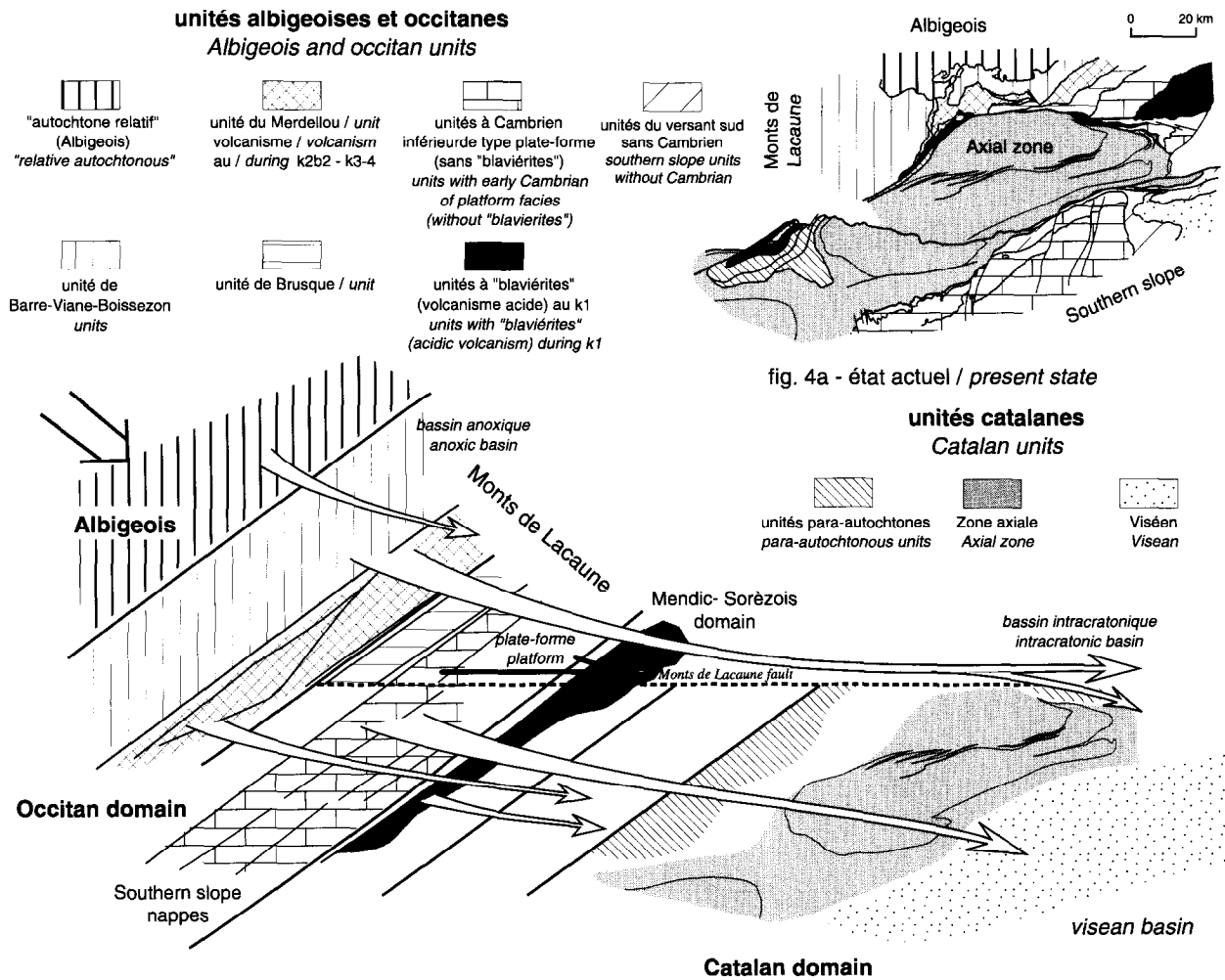


Figure 4b. Mise en place des nappes superficielles (Viséen – Namurien basal).

Emplacement of the thrust nappes (Viséan – Early Namurian).

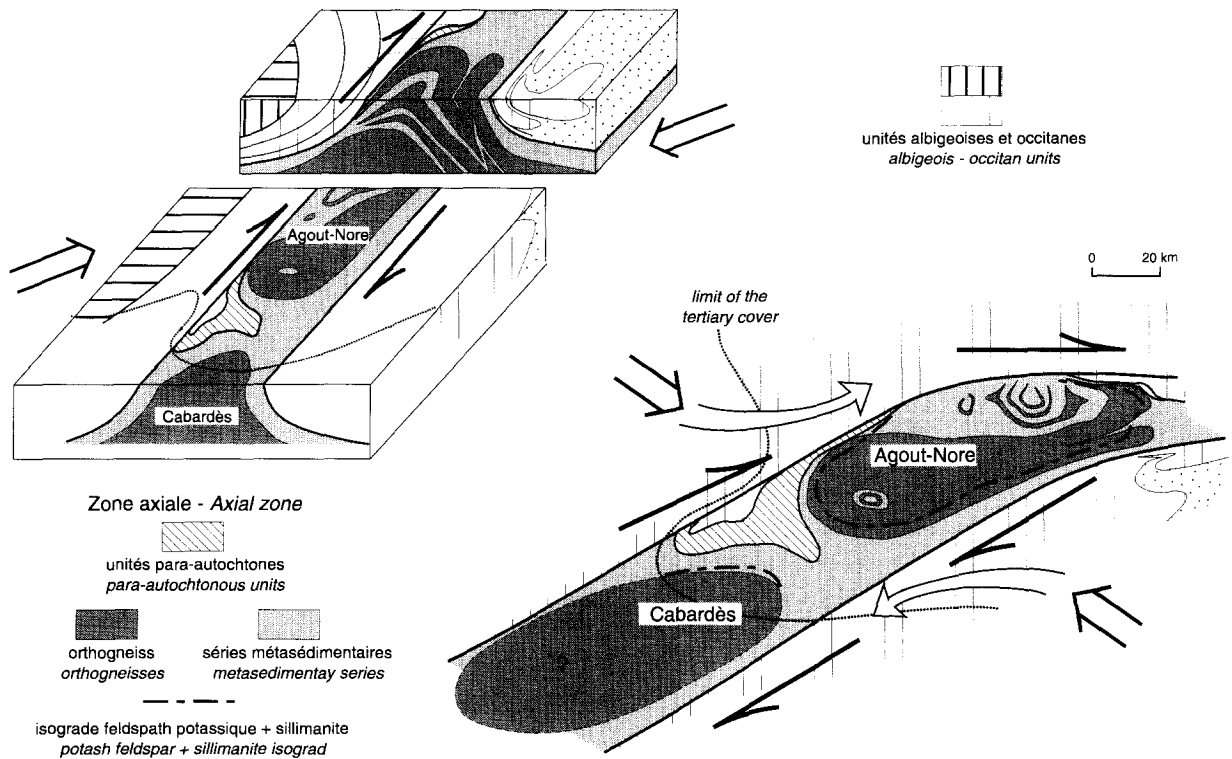


Figure 5. La formation des dômes (Namurien–Westphalien).

Doming (Namurian–Westfalien).

4. La formation des dômes (Namuro-Westphalien)

L'ensemble des unités superposées est plissé tardivement en grands dômes dont le plus spectaculaire est le dôme d'Agout–Nore (figure 5). Au sud-ouest de celui-ci, le dôme du Cabardès est masqué par les recouvrements tertiaires, mais la géophysique montre qu'il est de même taille que le dôme Agout–Nore. Ces dômes se sont formés en régime compressif polyphasé (Demange, 1982,

1998 ; Laumonier et Marignac, 1996). Ces dômes apparaissent globalement comme des brachyanticlinaux, sensiblement est–ouest, en échelon dans un couloir limité par les deux décrochements majeurs, au nord la faille des monts de Lacaune et au sud les accidents séparant les nappes du versant sud de la zone axiale (Demange et Jamet, 1986 ; Cassard et al., 1993) : la formation de ces dômes en échelon et leur boudinage s'expliquent dans ce même système de transpression.

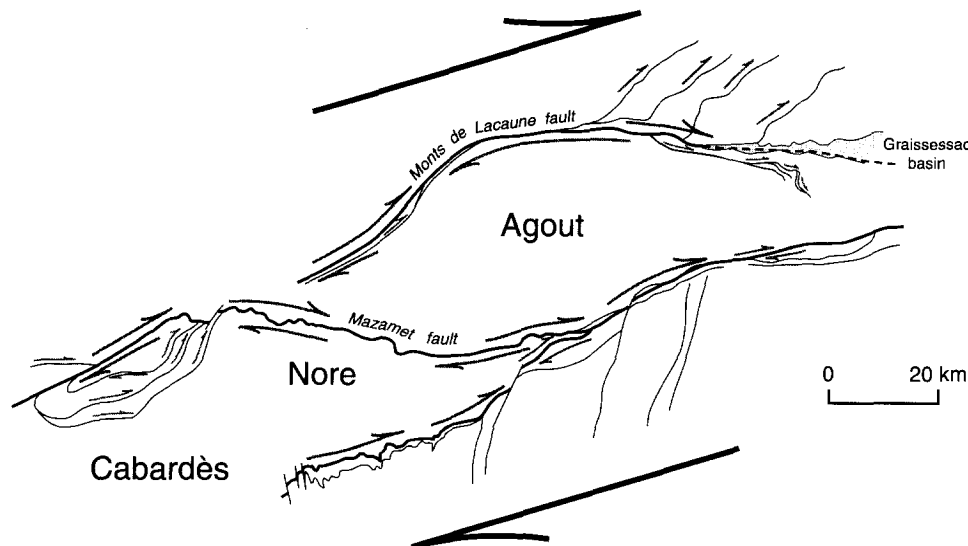


Figure 6. Les décrochements stéphanien.

Stephanian wrench faults.

5. Les décrochements tardifs (Stéphanien)

Ces accidents et la faille de Mazamet jouent en décrochements fragiles au Stéphanien (figure 6). Le bassin de Graissessac apparaît ainsi comme un bassin de *pull-apart* sur la faille des monts de Lacaune. Les accidents basaux des unités du versant nord et les décrochements du versant sud jouent en fracture de Riedel sur ces accidents majeurs. L'ensemble dessine un vaste système de cisaillement dextre d'échelle crustale, où la zone axiale apparaît comme une zone abritée.

6. Conclusion

Toute l'évolution tectonique hercynienne de la Montagne noire résulte d'un système de contraintes transpressif

7. Références

- Arthaud F. 1970. Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne), *Ustela Montpellier*, sér. Géol. struct., 1, 175 p.
- Autran A., Carreras J., Durand-Delga M. et Laumonier B. 1996. Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Réflexions géodynamique finales, in : Barnolas A. et Chiron J.-C. (éd.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Tome 1. Cycle hercynien, Éditions BRGM-ITGE, Orléans, Madrid, 679-693
- Bogdanoff S., Donnot M., Ellenberger F. et al. 1982. *Carte géologique de France à 1/50 000*, feuille Bédarieux (988), BRGM, Orléans, notice par S. Bogdanoff, M. Donnot et F. Ellenberger (1984), 105 p.
- Brun J.-P. et Van den Driessche J. 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics, *Bull. Soc. géol. France*, 165 (6), 519-530
- Cassard D., Feybesse J.-L. et Lescuyer J.-L. 1993. Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during Namurian-Westphalian in the western Montagne Noire (France), *Tectonophysics*, 222, 33-53
- Demange M. 1975. Style pennique de la zone axiale de la Montagne noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. BRGM*, 2^e série, 2, 269-291
- Demange M. 1982. Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France), *Thèse Sci.*, Université Paris-6, 1052 p.
- Demange M. 1993. Que signifie la faille des monts de Lacaune (Montagne noire, France) ? Implications quant au problème de la patrie des nappes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, 411-418
- Demange M. 1994. Antevariscan evolution of the Montagne noire (France): from a passive margin to a foreland basin, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, 921-933
- Demange M. 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implication pour tout modèle géodynamique, *Géologie de la France*, 4, 3-56
- Den Tex E. 1975. Thermally mantled gneiss domes: the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement, in: *Progress in geodynamics*, Royal Netherland Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, 62-79
- Echtler H. et Malavieille J. 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in the Late Hercynian metamorphic core complex from the French Massif Central (Montagne Noire), *Tectonophysics*, 177, 125-138
- Ellenberger F. 1967. Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne noire), *C. R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 266-267
- Gèze B. 1949. Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales, *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., XXIX (62), 215 p.
- Laumonier B. et Maignac 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, série IIa, 427-434
- Ledru P. et al. 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. France*, 8 (II), 605-618
- Matte P. 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, *Bull. Soc. géol. France*, 8 (1), 9-24
- Matte P., Lancelot J. et Mattauer M. 1998. La zone axiale hercynienne de la Montagne noire n'est pas un « metamorphic core complex » extensif mais un anticlinal post-nappe à cœur anatectique, *Geodin. Acta*, 11 (1), 13-22
- Schuiling R.D. 1960. Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault), *Mém. Soc. géol. France*, Paris, nouv. sér., XXIX (91), 59 p.
- Thompson P.H. 1989. Moderate overthickening of previously thinned crust. A model for the origin of high P mafic rocks in a Hercynian low P terrane (Montagne noire), *Terra Abstract*, 1, 260.
- Thoral, M., 1935. Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire, *Bull. Carte géol. France*, (192), 38, 319-637
- Van den Driessche J. et Brun J.-P. 1989. Un modèle cinématique d'extension Paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif central, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1607-1613
- Van den Driessche J. et Brun J.-P. 1991-1992. Tectonic evolution of the Montagne noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome, *Geodin. Acta*, 5 (1-2), 85-99