

Contribution au problème de la formation des dômes de la Zone axiale de la Montagne noire :

analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique*

Michel DEMANGE ⁽¹⁾

Contribution to the problem of dome formation in the Axial Zone of the Montagne Noire: geometric analysis of superposed folds in the metasedimentary outer cover. Implications for geodynamic models

L'analyse géométrique doit précéder toute interprétation cinématique et a fortiori dynamique
Jean Goguel, *Traité de Tectonique*

Géologie de la France, n°4, 1998, pp. 3-56, 27 fig.

Mots-clés : Montagne noire, Microtectonique, Pli superposé, Orogenèse hercynienne, Nappe, Cisaillement, Métamorphisme, Granites.

Key words: Montagne Noire, Microtectonics, Superposed folds, Hercynian orogeny, Nappes, Shear, Metamorphism, Granites.

Résumé

La Montagne noire se situe dans les zones externes méridionales de la chaîne hercynienne française. L'orogénèse hercynienne méridionale franco-espagnole peut être interprétée comme le poinçonnement de différents blocs continentaux qui en constituent les actuelles zones internes, par un promontoire du Gondwana, le craton catalan. La Montagne noire se situe sur la marge nord de ce promontoire, non point dans la partie frontale de cette collision mais sur une partie latérale ayant joué tout au long de l'orogénèse en transpression (après avoir joué en extension lors de l'ouverture cambro-ordovicienne de l'océan centralien entre le Gondwana et les microcontinents dont l'accrétion constitue les actuelles zones internes). Cette région permet ainsi d'analyser l'évolution de la

croûte continentale de la plaque inférieure depuis le stade de collision jusqu'aux réajustements tardifs.

Dans son aspect le plus immédiat, la Zone axiale de la Montagne noire apparaît comme un chapelet de dômes complexes de terrains profonds, localisés dans des parties relativement externes de l'orogène hercynien. La genèse de tels dômes est actuellement très controversée. Aussi **la première partie**, à valeur d'exemple et de méthodologie, s'attache-t-elle à analyser les plissements superposés dans leur enveloppe métasédimentaire sur une transversale de la partie est du dôme de l'Agout. Huit phases successives, que l'on peut regrouper en trois événements majeurs, peuvent être identifiées ; leurs variations de styles et leurs effets sont analysés permettant ainsi la reconstitution paléotectonique de la formation des

dômes, qui apparaît ainsi due à une compression tardive reprenant des structures synschisteuses et synmétamorphes antérieures.

Dans la seconde partie, l'extension de ces différentes phases à l'ensemble de la Zone axiale et le calage chronologique de la mise en place des nappes, des événements métamorphiques et magmatiques et de la tectonique d'extension, conduit à reconstituer l'évolution polyphasée de la Montagne noire :

- un premier ensemble de phases précoces en plis couchés synmétamorphes à vergence nord, crée de grandes nappes à noyaux d'ortho-neiss encapuchonnés dans des plis couchés de paragneiss (P1a et b) et replisse ces nappes en plis dissymétriques, toujours à vergence nord, synschisteux à flanc long régulier peu

* Article déposé le 11 décembre 1995, accepté le 20 octobre 1998.

(1) Centre d'Informatique Géologique ; Ecole des Mines, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau.

déformé et à flanc court vertical (phase P2) ; la verticalisation du flanc nord de l'anticlinal du Caroux est une structure majeure de phase P2 ; le métamorphisme régional principal M1 (et un métamorphisme antérieur M0 connu par de rares reliques de haute à moyenne pression) est contemporain de ce stade précoce qui se termine par la mise en place de granites (Montalet, Labecède) ; la répartition des types de métamorphisme (variant de moyenne pression à très basse pression) à travers la Zone axiale montre que ces structures sont nées avec un fort plongement sud et peuvent être interprétées comme résultant du flambage (sans doute en transpression) de la croûte continentale gondwanienne (craton catalan) lors de la collision hercynienne précoce ; l'âge de cette tectonique précoce est probablement carbonifère inférieur ;

- puis la couverture sédimentaire de cette marge du Gondwana se plisse en régime généralement épizonal, se décolle et forme les unités allochtones occitanes qui viennent se mettre en place de façon synsédimentaire dans le bassin d'avant pays d'âge viséen supérieur à namurien au front de l'orogène ; la mise en place des nappes est postérieure à la phase P2, au métamorphisme régional principal M0-1 et aux granites précoces ; des plis P3 à vergence sud, dans l'enveloppe des dômes de la Zone axiale, d'importance mineure, apparaissent comme des plis d'entraînement liés à cette mise en place ;

- l'évolution ultérieure se situe toujours dans la logique du poinçonnement des zones internes par le craton catalan, mais le blocage progressif du système amène une rotation des contraintes et conduit à des déformations moins intenses ; la phase P4 qui crée un couloir verticalisé large de 10 à 15 km au sud du massif de l'Agout et dans la partie nord du massif de Nore : la partie centrale et nord du massif de l'Agout remonte ainsi d'environ 8 km ; puis de trois phases P5 à P7 en plis droits (respectivement de directions N70-80, N130-140 et N10-20 / 160-170), interfèrent dans les zones demeurées peu pentées après la phase P4, pour créer des structures en dômes et bassins. Le métamorphisme M2 de basse pression, d'intensité et d'extension limitées culmine au cours de la formation du dôme de l'Agout ou peu après. Ces structures en dômes sont scellées par les

granites tardifs mis en place à des niveaux plus ou moins profonds de la croûte. Les datations isotopiques réalisées situent l'achèvement de ces structures au Westphalien. La tectonique d'extension, (synchrone à) postérieure à la formation des dômes, n'a qu'une importance mineure. A grande échelle, ces dômes apparaissent comme des structures en échelons dans le système transcurrent entre le craton catalan et les unités internes.

L'évolution tectonique se termine par de grands cisaillements dextres cassants localisés à la périphérie de la Zone axiale et qui témoignent de l'ultime blocage du système transpressif.

Abridged English abstract

The Montagne Noire is located in the southern external zone of the French Variscan belt. This belt is commonly interpreted as being due to the deformation of several continental blocks, which constitute the present internal zone, by collision with a promontory of Gondwana -the Catalan craton. The Montagne Noire lies not at the frontal part of the collision zone but in a lateral transpressional position along the northern margin of this craton. It thus offers the opportunity of studying the evolution of the continental crust of the lower plate from collision through to late adjustments.

The Axial Zone of the Montagne Noire is a well documented example of complex gneiss domes surrounded by low- to medium-grade metamorphic formations (Fig. 1). The origin of such gneiss domes is currently the subject of much debate: do they result from the interference of several compressional phases or are they due to extensional tectonics.

Thus, as an example of methodology, **the first part** of this paper presents a geometric analysis of the superposed folds in the metasedimentary outer cover of the domes.

The method consists in analysing the various families of folds encountered in any individual outcrop: each phase is characterized by style and structural elements (represented by Schmidt diagrams) and the relative chronology of the phases is discussed. The comparison of several out-

crops enables the step by step identification of individual fold phases throughout the entire domain and the definition of structurally homogeneous areas separated by major structures. Each structure of cartographic importance is discussed in relation to the minor structures: e.g. which fold phase is responsible for the major structure?; in what way are the previous structures deformed?; obviously the later structures must be unaffected. This method can be illustrated by the study of the cross section of the eastern part of the Agout dome and the detailed description of characteristic outcrops (Figs. 5-10). Eight fold phases (Fig. 3), assigned to three major tectonic events, are identified; variations in the pattern of the folds of each phase throughout the domain relative to the major structure (Fig. 11) are discussed, as is their contribution to the formation of these structures. The first part concludes with a paleotectonic reconstruction of the dome formation (Fig. 13), i.e. late compression (probably transpression) reworking earlier synfoliate and synmetamorphic structures.

The second part extends the results of the first part to the entire Axial Zone. The relative chronology of shearing tectonics, nappe emplacement, metamorphic recrystallization, intrusion of magmatic rocks and extensional tectonics is discussed in relation to the fold tectonics and leads to a reconstruction of the polyphase orogenic evolution of the Axial Zone.

1- The earliest phases are marked by polyphase synmetamorphic northward-verging recumbent folds. Phases P1a and P1b formed isoclinal synfoliate recumbent folds; they produced large pennic-style recumbent folds with an orthogneissic core interpreted as a basement complex separated by symmetrical synclines composed of paragneissic series interpreted as cover. The frontal hinge of these structures is marked by recumbent folds, which are revealed by careful mapping of the metasedimentary series.

Phase P2 formed northward-verging asymmetric folds with a sub-horizontal longer limb and a sub-vertical strongly deformed short limb that shows variably developed penetrative foliation. P2 re-folded the earlier nappes and produced major structures such as the verticalized northern limbs of the Cabardès dome and Caroux anticline, and the Mauroul -

Planacan anticline / col de Fontfroide syncline (Fig. 12).

Intense regional metamorphism M1 (and an earlier high- to medium-pressure metamorphic stage M0) was contemporaneous with these early fold phases and culminated during P2. Early granites are contemporaneous with (Montalet granite) or post-date (Labece granite) phase P2. The various types of M1 metamorphism, ranging from medium to extremely low pressure, and their distribution throughout the Axial Zone indicate that the original axial plane of P1 and P2 structures plunged steeply southward: such major recumbent folds appear to be due to buckling (probably transpressional) of the lower continental crust during Variscan collision. These early events are probably Early Carboniferous in age.

2- The sedimentary Paleozoic cover of the Catalan craton was then folded under generally epizonal conditions and thrust over the Axial Zone. Thrusting of these Occitan nappes post-dates the early granites and M1 metamorphism; the nappe bases cut across the earlier metamorphic, magmatic and tectonic structures, and tectonic slices of higher metamorphic grade were pulled out of the Axial Zone and thrust along the base of the larger nappes above lower-grade areas. The P3 fold phase is only observed in the southern part of the Axial Zone, directly beneath the Occitan nappes; this event formed southward-verging folds that may be related to the emplacement of these nappes. The nappes were emplaced in the Visean-Namurian foreland basin during sedimentation.

3- Later phases of Namurian to Westphalian age were responsible for polyphase deformation of the Occitan nappes and the Axial Zone, resulting in the formation of the actual domes (Fig. 13). Phase P4 formed knee-like folds with a northward-dipping strain-slip or fracture axial-plane foliation. It caused a verticalized corridor in the southern part of the Agout massif and northern part of the Nore massif, with the northern and central parts of the Agout massif being uplifted by about 8 km. P5 to P7 folds are fairly open, upright folds (respective directions N70-80, N130-140 and N10-20/160-170). The basin and dome structures in the core of the Axial Zone are due to interference of these

phases. The major dome structures in the Axial Zone appear to be compressional structures due to the same collision between the Catalan craton and the internal zone. However, the progressive jamming of this compressional system caused less-intense deformation and stress rotation. The domes in the Axial Zone generally appear as en echelon structures in the transcurrent shear zone between the Catalan craton and the internal units. M2 metamorphism developed during this late phase, but was generally not strong enough to re-equilibrate the M1 parageneses in the medium-grade domain. Some granites post-date the dome formation; these include the deep-seated Laouzas granite with migmatitic features due to incomplete assimilation of the host rock, and many intrusions emplaced higher in the crust as small batholiths and stocks. Extensional tectonics only played a minor role.

The most recent tectonic events formed major dextral wrench faults surrounding the Axial Zone: the transpressional system due to collision is now almost jammed.

I - Une méthode d'analyse structurale appliquée aux dômes apparemment simples de la Zone axiale de la Montagne noire

Les dômes de la Zone axiale : une apparente simplicité

La Zone axiale de la Montagne noire (fig. 1) est généralement décrite comme formée de dômes de gneiss et de migmatites apparemment simples, ceinturés de micaschistes épi- et mésozonaux : le dôme de l'Agout-Nore, divisé par la faille tardive de Mazamet et le dôme du Cabardès à l'extrême sud-ouest (Bergeron, 1989 ; Thorat, 1935 ; Gèze, 1949).

La plupart des géologues ayant cartographié la Zone axiale (Ellenberger, 1967 ; Arthaud, 1970 ; Demange, 1975, 1982 ; Bogdanoff *et al.*, 1984) admettent que ces dômes sont dus à une tectonique compressive, la forme même du dôme résultant d'interférences de plissement

plus ou moins complexes. Toutefois une origine diapirique a été également proposée (Schuiling, 1964 ; Den Tex, 1975). Différentes variantes de ce modèle (diapir, tectonique d'extension, core complex) faisant une part plus ou moins grande à la « surrection anatectique », à la tectonique de décrochement ou d'extension régionale, ont été reprises plus récemment sur la base d'interprétations dynamiques (Thompson, 1985 ; Faure et Cotterreau 1988 ; Lee 1988 ; Echtler et Malavielle 1989-1990 ; Van Den Driessche et Brun 1989-1991-1992 ; Brun et Van Den Driessche 1994).

La simplicité de ces dômes n'est qu'apparente et vient de ce que beaucoup d'auteurs s'en tiennent à une carte réduite à une structure métamorphique schématisée et ne semblent connaître que la partie sud-est du massif de l'Agout : cette région est en effet d'un accès plus facile et affleure bien. Si le reste de la Zone axiale affleurerait de façon aussi spectaculaire que le Caroux, l'image serait toute autre.

La cartographie menée depuis bientôt 25 ans sur l'ensemble de la Zone axiale à l'échelle de 1/10 000, appuyée sur des études structurales, pétrologiques et géochimiques, synthétisée par les cartes géologiques à 1/50 000, montre que l'on ne peut pas s'en tenir à l'image simpliste d'un dôme de gneiss.

D'ailleurs, même dans la retombée sud et sud-est du dôme de l'Agout, l'examen du moindre affleurement montre des plis superposés souvent complexes qui suggèrent que la simplicité de ce secteur n'est qu'illusoire.

Toute interprétation dynamique de la formation de ces dômes doit être précédée d'une analyse géométrique rigoureuse et détaillée. Le propos de cet article est d'analyser la géométrie des plissements superposés dans l'enveloppe métasédimentaire du dôme de l'Agout-Nore, depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle de la carte ; nous présenterons avec un certain détail le transect de la partie est du massif de l'Agout puis en tirerons une synthèse régionale permettant de décrire l'évolution de la Montagne noire, en nous appuyant également sur les données métamorphiques, magmatiques et géochronologiques.

Beaucoup des données utilisées ici ont déjà été présentées dans des publica-

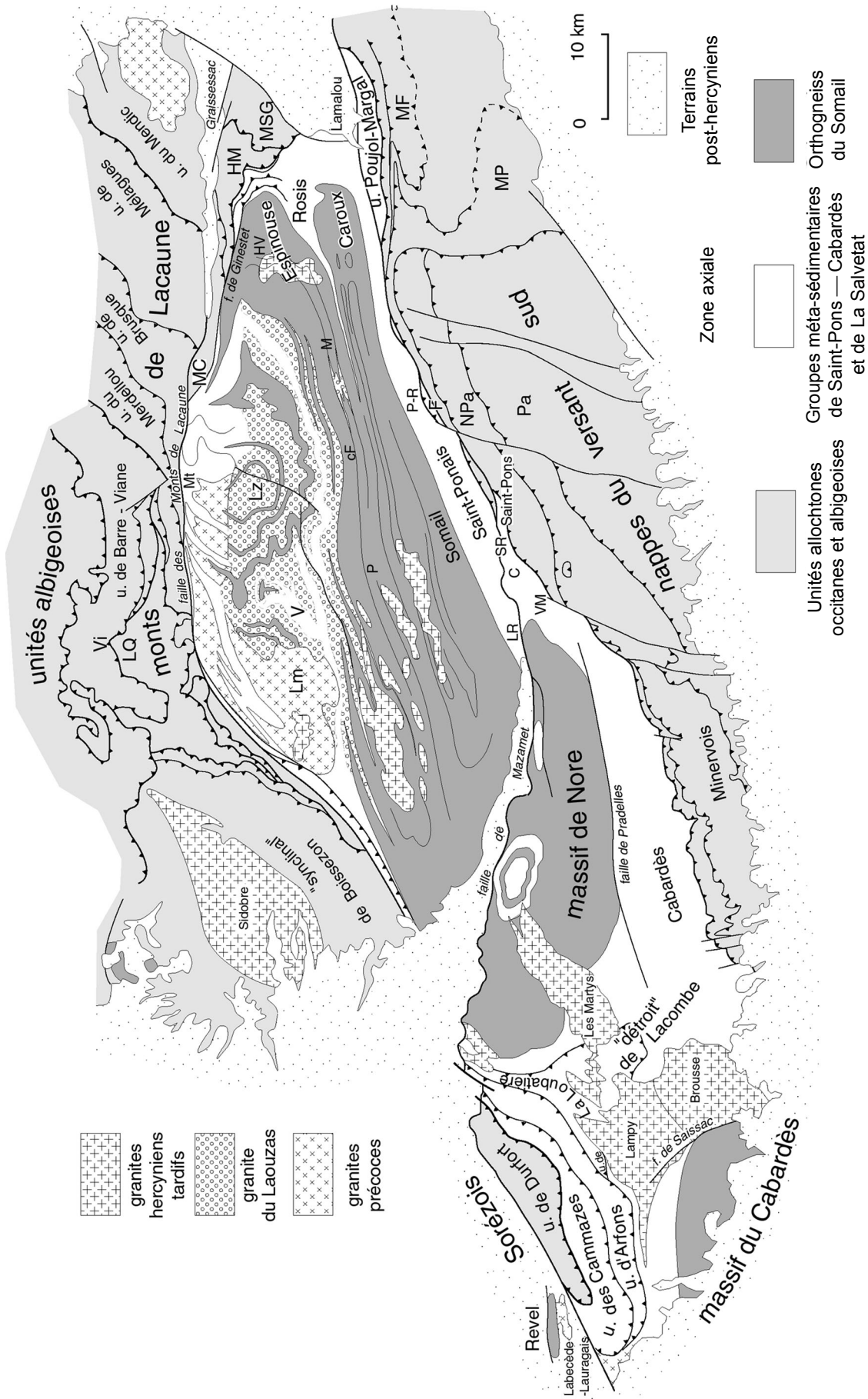


Fig. 1.- Carte de la Montagne noire : les grandes structures.

C : Courtiou, cF : col de Fontfroide, F : unité des Fournels, HM : unité de la Haute Mare, HV : Haut-Vialais, Lm : dôme de Lamontélaré, LQ : unité de La Quille, LR : Labastide-Rouairoux, LZ : dôme du Laouzaz, M : Mauroul, MC : unité de Murat - Castanet, MF : nappe des monts de Faugères, MP : nappe du Mont-Peyroux, MSG : unité des Monts de Saint-Gervais, Mt : Roc de Montalet, NPa : nord Pardailhan, P : Placanau, Pa : nappe de Pardailhan, P-R : Prémian- Rouvials, SR : Saint-Roger, V : bassin du bas Vernoubre, Vi : Viane, VM : les Verrieres de Moussans.

Fig. 1.- Map of the major structures in the Montagne Noire.

C: Courtiou, cF: col de Fontfroide, F: Les Fournels unit, HM: Haute Mare unit, HV: Haut-Vialais, Lm: Lamontélaré dome, LQ: La Quille unit, LR: Labastide-Rouairoux, LZ: Laouzaz dome, M: Mauroul, MC: Murat-Castanet unit, MF: Monts de Faugères nappe, MP: Mont-Peyroux nappe, MSG: Monts de Saint-Gervais unit, Mt: Roc de Montalet, NPa: North Pardailhan, P: Placanau, Pa: Pardailhan nappe, P-R: Prémian - Rouvials, SR: Saint-Roger, V: Vernoubre basin, Vi: Viane, VM: Verrieres de Moussans.

tions concernant des aspects plus locaux de la Zone axiale : Alabouvette et Demange, 1993 ; Berger *et al.*, 1993 ; Demange, 1975, 1979, 1981, 1982, 1994 b ; Demange, Issard, Perrin, 1986 ; Demange et Jamet, 1986 ; Demange et Herrera-Urbina, 1989 ; Issard, 1984 ; Léger, 1981 ; Herrera-Urbina, 1987. Certains affleurements sont figurés par Bogdanoff *et al.*, 1984.

Une méthode d'analyse, de l'échelle des affleurements à celle de la carte

La méthode employée consiste à analyser sur chaque affleurement les différents éléments structuraux, plis, schistosités, foliations, plans de cisaillement et de mylonitisation, linéations, axes de plis..., caractériser ces éléments structuraux (au besoin à l'aide de lames minces), en style et éléments géométriques (traduits sur diagramme de Schmidt) et établir les relations chronologiques entre ces éléments. *Nous employons ici le terme de phase tectonique dans un sens purement géométrique : nous parlerons de phases séparées lorsque l'on observe une structure plus ancienne reprise par une structure plus jeune ; la discussion cinématique et dynamique ne peut intervenir qu'une fois identifiés les types de déformation à chacun de ces « stades » grâce à la caractérisation des ellipsoïdes de déformation et à l'observation des critères macroscopiques et microscopiques de ces types de déformation. Ce n'est qu'après ce travail que pourrait intervenir le regroupement de nos phases tectoniques en phases de déformation.*

En Montagne noire, les structures sont souvent coaxiales et les linéations sont parallèles aux axes des plis de même phase. Aussi les éléments les plus caractéristiques sont-ils les schistosités et plans axiaux. D'ailleurs, comme la dispersion des linéations lors de tectoniques superposées est plus complexe que celle des plans axiaux, le raisonnement sur les plans axiaux est plus facile.

L'emploi des linéations est délicat. Souvent en Montagne noire, deux ou trois linéations s'observent simultanément sur une même surface. Cela ôte toute signification à la notion de « linéation régionale ». Ainsi dans la partie moyenne des

«schistes x », observe-t-on sur une même surface une linéation d'intersection précocée, une linéation marquée par les biotites (qui est en fait une intersection ultérieure) et une linéation de crénulation qui déforme ces biotites donnant à la roche un aspect très remarquable (« zébrures de type Margal », Bogdanoff *et al.*, 1984 ; « schistes à écriture » Léger, 1981, Demange *et al.*, 1986), sans compter la crénulation ou les kinks N-S tardifs. *Une linéation n'a de sens que si l'on sait à quelle surface et à quelle phase elle se rapporte.* L'utilisation d'une linéation dans une reconstitution dynamique suppose de plus que l'on sache si elle correspond ou non à une direction d'étirement ; rappelons d'ailleurs que la seule donnée d'une linéation d'étirement n'est pas suffisante pour reconstituer l'ellipsoïde des déformations.

Ne considérer que les seules linéations peut conduire à des erreurs considérables : erreurs de chronologie en identifiant des linéations qui ne sont pas contemporaines et interprétations dynamiques (en termes de cisaillement, décrochement, mouvement de nappes) pour le moins prématurées. Les stries sur les placages de sillimanite formés par des lessivages d'alcals le long de fractures (Bogdanoff, 1969 ; Beaud, 1981), les stries à quartz blanc ou à chlorite rétro-morphique, ou encore les linéations observées dans le granite du Montalet ne peuvent être placées sur le même plan que des linéations synmétamorphes précoces, même si celles-ci ont les mêmes directions que celles-là.

En Montagne noire, les linéations d'étirement ne peuvent être clairement définies que dans les matériaux suffisamment hétérogènes : orthogneiss œillés et tufs d'origine volcano-sédimentaire (faisceaux b et j du groupe de Saint-Pons-Cabardès, dont la stratigraphie sera détaillée plus loin). Les linéations d'étirement sont pratiquement partout parallèles aux linéations d'intersection et aux axes de plis précoces (en général plis P1b) : il est donc prématuré d'interpréter *a priori* ces linéations comme marqueurs du sens de déplacement.

Dans le cas de plis semblables, ce qui est le cas de la plupart des plis de la Zone axiale, les différentes surfaces dessinant les plis se déduisent les unes des autres par une translation, définie par un vecteur caractéristique, appelé vecteur glissement. Les simples propriétés géométriques

des plis semblables permettent de construire ce vecteur glissement lorsqu'il existe une linéation antérieure (Ramsay, 1967). En effet, les linéations antérieures sont dispersées selon un grand cercle qui a la propriété de contenir le vecteur glissement. Comme le vecteur glissement est également contenu dans le plan de schistosité, ce vecteur glissement se construit par l'intersection du grand cercle de dispersion de ces linéations antérieures et du plan de schistosité (fig. 2). Ce vecteur glissement construit est systématiquement très différent des linéations contemporaines de ces plis et en particulier de la linéation d'étirement. On ne peut donc utiliser cette linéation d'étirement comme marqueur de la direction de translation. Un tel étirement très oblique sur la direction de translation, est caractéristique d'une déformation par aplatissement, ce qui est bien cohérent avec l'analyse de la déformation faite par Debat (1974). En Montagne noire, les linéations sont donc essentiellement des linéations b.

Il est clair qu'il ne faut pas raisonner sur les seules linéations, mais aussi avec les rapports entre ces linéations et les autres éléments structuraux et en particulier les plis.

L'interprétation des éléments structuraux dans les orthogneiss homogènes d'origine granitique est très délicate. En général, on observe dans les orthogneiss une unique foliation, que l'on serait tenté de prendre comme unique foliation régionale. Mais quelques affleurements montrent que cette foliation est composite et résulte de la superposition de plusieurs déformations : par exemple, à l'entrée des gorges d'Héric s'observe un filon de granite précocé qui recoupe la foliation majeure des orthogneiss mais qui est lui-même affecté par une foliation parallèle à celle des orthogneiss. Dans l'axe même de l'anticlinal du Caroux-Somail (affleurements de la région du saut de Vésole ou du bois de la Blanque), la foliation majeure est reprise par des plis isoclinaux avec une transposition telle que la foliation « primaire » peut être effacée. L'étude pétrographique des orthogneiss montre que la foliation des orthogneiss résulte de plusieurs stades de blastomylonitisation suivis de recristallisation. La facilité avec laquelle les orthogneiss recristallisent et l'absence de toute surface de référence rendent très délicats l'identification de ces différentes folia-

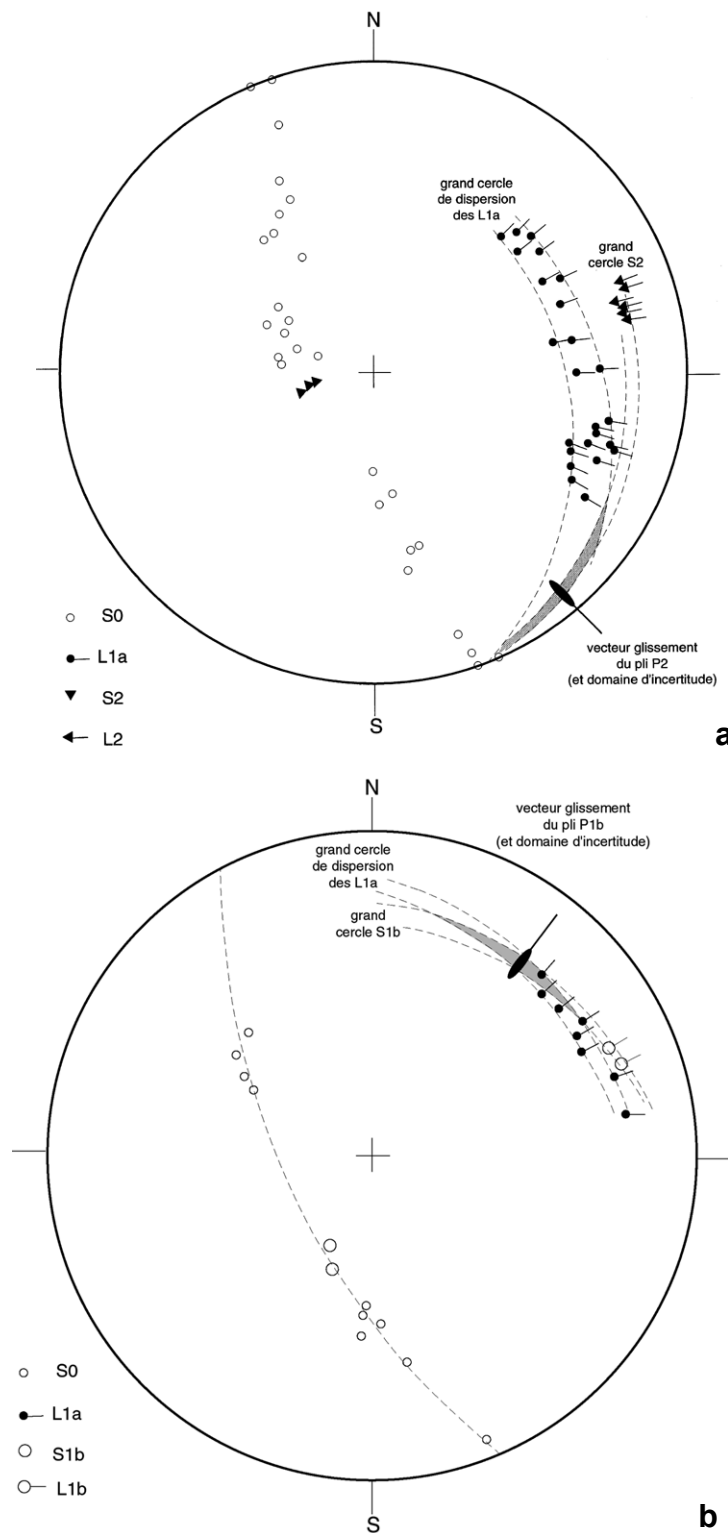


Fig. 2.- Construction du vecteur glissement d'un pli semblable par le grand cercle de dispersion d'une linéation antérieure.

a.- Dispersion d'une linéation d'intersection L1a par un pli couché P2 - affleurement de la voie romaine - col de Madale.

b.- Dispersion de la linéation L1a par un pli isoclinal P1b - marbres et gneiss à silicates-calciques - affleurement de la forêt des Ecrivains Combattants.

Fig. 2.- Construction of the slip vector of a similar fold using the the great circle dispersion of an earlier lineation.

a.- Dispersion of an L1a intersection lineation by a P2 recumbent fold - Roman road - col de Madale outcrop.

b.- Dispersion of the L1a lineation by a P1b isoclinal fold - marble and calc-silicate gneiss- Ecrivains Combattants forest outcrop.

tions et leur attribution aux phases mises en évidence dans les formations métasédimentaires. *Il est peu probable que l'unique foliation observée en général dans les orthogneiss, soit partout synchrone et puisse être attribuée à un seul et même évènement tectonique.*

Les roches d'origine sédimentaire au contraire offrent une surface de référence absolue : la stratification. Les séries affleurant en Montagne noire sont suffisamment différenciées pour que la stratification puisse être définie sans ambiguïté : alternances centimétriques au moins, de niveaux d'origine pélitique et de niveaux gréseux, présence de bancs de gneiss-à-silicates-calciques, de marbres... Certaines structures sédimentaires, comme les granoclassements, demeurent parfois préservées jusque dans la zone du grenat au moins ; il est alors possible de connaître la polarité de la série, donc le sens de déversement des structures et non simplement leur vergence.

Une telle analyse est menée sur chaque affleurement et les phases tectoniques mises en évidence sont identifiées de proche en proche. On arrive ainsi à définir des domaines homogènes du point de vue microtectonique, les différents domaines étant séparés par des structures majeures. Chaque pli dessiné sur la carte ou sur une coupe doit se discuter en fonction des observations microtectoniques. Quelle phase microtectonique est responsable de la structure cartographique ? Les « petits » plis de cette phase présentent ils bien les mêmes éléments structuraux et des vergences opposées de part et d'autre des zones de charnière ? Comment sont déformées les structures antérieures ? Les structures attribuées aux phases ultérieures demeurent elles bien identiques de part et d'autre de cette structure cartographique ? Cartographie et étude structurale doivent être menées simultanément, l'une éclairant l'autre.

La cartographie a été menée pour l'ensemble de la Zone axiale et de ses abords à 1/10 000. Ces formations métamorphiques et fréquemment migmatitiques nécessitent des méthodes adaptées. La cartographie est menée en terme de lithofaciès, en essayant dans la mesure du possible de s'affranchir des recristallisations métamorphiques ; cela consiste à traiter les différents faciès non en termes de roches métamorphiques mais en termes de roches « ordinaires » qui

ont été métamorphosées, en s'attachant à rechercher le protolite à travers le voile plus ou moins opaque du métamorphisme. Cette identification repose sur les différents caractères préservés : caractères structuraux et texturaux bien sûr, et surtout géochimie. Celle-ci permet de caractériser les formations, de les interpréter et aussi de les corrélérer entre domaines séparés : c'est ainsi que l'on peut identifier le groupe de Saint-Pons – Cabardès qui forme l'enveloppe de la Zone axiale et celui de la Salvetat qui affleure en son centre ; c'est ainsi également que l'on peut exclure que le groupe de Saint-Pons – Cabardès soit l'équivalent de la formation de Marcory d'âge cambrien inférieur du domaine occitan... De même le travail dans les migmatites, si largement et irrégulièrement développées dans le massif de l'Agout, s'attache à voir des roches « ordinaires » qui ont été migmatitisées et à identifier le protolite à travers le granite grâce aux enclaves et au suivi de niveaux remarquables (marbres, gneiss-à-silicates-calciques, amphibolites, kinzigites...) préservés dans la migmatisation. Cela permet de s'affranchir, au moins dans un premier temps, du débat sur l'origine de cette migmatisation. Dans un second stade, les différents lithofaciès sont regroupés en formations, qui s'organisent en lithoséquences dont nous connaissons la polarité grâce aux structures sédimentaires préservées.

Une telle cartographie permet d'établir objectivement la mégastructure de la Zone axiale. Soulignons deux résultats majeurs :

- il est exclu que les orthogneiss du groupe du Somail recoupent les différents termes des groupes (essentiellement) métasédimentaires de La Salvetat - Saint-Pons – Cabardès : leurs contacts sont concordants sur la lithostratigraphie de ceux-ci, y compris dans le domaine complexe du centre du massif de l'Agout ;

- les séries métasédimentaires de l'enveloppe (groupe de Saint-Pons – Cabardès) peuvent être identifiées aux séries qui affleurent au centre de la Zone axiale (groupe de La Salvetat) sous les lames d'orthogneiss : lithologie et géochimie comparable des protolites et même organisation d'ensemble (voir fig. 16) ; il apparaît donc une disposition d'ensemble en grandes lames d'orthogneiss séparées par des bandes symétriques de métasédiments et qui s'encapuchonnent vers le nord dans ceux-ci ; cette disposition s'in-

terprète a priori immédiatement comme de grands plis couchés de style pennique à noyau d'orthogneiss enveloppés par les séries méta-sédimentaires, dont le déversement apparent aux stades précoces se fait vers le nord.

Enfin l'étude structurale et la cartographie sont menées conjointement à l'étude du métamorphisme : tracé des isogrades et discussion des faciès bien sûr, fondés sur plusieurs milliers de lames ; mais aussi une attention particulière est portée au calage relatif des structures pénétratives par rapport aux paragenèses caractérisant l'évolution du métamorphisme et à l'étude des rapports entre la structure métamorphique définie par les isogrades et des mégastructures.

II - Analyse géométrique d'une coupe structurale à travers la partie est du massif de l'Agout

Structure en grand et lithostratigraphie de l'enveloppe métasédimentaire de la Zone axiale

La Zone axiale est limitée par le contact anormal majeur des unités allochtones occitanes (nappes du versant sud et Monts de Lacaune) dont elle constitue un autochtone relatif (Demange, 1994a). Le plus souvent ces contacts se font par des accidents tardifs ou du moins ayant joué tardivement : failles des monts de Lacaune au nord et de Mazamet au sud du massif de l'Agout, rejeu en décrochement du contact de base des nappes au sud du massif de Nore. Ce n'est que dans des secteurs limités, les Monts de Saint-Gervais et le Sorézois, que l'on peut observer les rapports entre Zone axiale et unités allochtones : il s'agit d'un contact cisailant, souvent accompagné de mylonites, qui tronque les structures métamorphiques et tectoniques de chaque domaine et qui amène des unités plus métamorphiques sur des domaines relativement moins métamorphiques. Dans ces deux régions, des écaillés à matériel de type Zone axiale, ont été entraînées à la base du chevauchement majeur des unités occitanes : unités de Cabousse et de Madalèze dans les Monts de Saint-Gervais (Demange et Herrera-Urbina,

1989) et unités des Cammazes, d'Arfons et de La Loubatière en Sorézois (Demange, 1994b).

Les formations anté-tectoniques de la Zone axiale comprennent un ensemble d'orthogneiss, le groupe du Somail-Nore et leur enveloppe, métasédimentaire pour l'essentiel, qui affleure en deux domaines disjoints : les groupes de Saint-Pons – Cabardès et du Roc-Suzadou qui forment la couverture des orthogneiss du Somail-Nore dans la partie sud et est de la Zone axiale (ensemble autrefois appelé « schistes X ») et le groupe de La Salvetat, qui en est l'équivalent tant au point de vue lithostratigraphique que géochimique, dans le centre des dômes de l'Agout et de Nore.

La série lithostratigraphique du **groupe de Saint-Pons – Cabardès** établie d'abord dans la région de Lamalou (Ellenberger et Santarelli, 1974) et en Saint-Ponais (Demange, 1975) peut être étendue à l'ensemble du flanc sud de la Zone axiale (Bonnemaison *et al.*, 1980 ; Alabouvette et Demange, 1993) :

- sous-groupe de Saint-Pons (de bas en haut) :

- . faisceau b : formation d'origine schisto-gréseuse inférieure,

- . faisceau c : formation volcanique et volcano-sédimentaire dans laquelle s'intercalent des lames d'orthogneiss variés (gneiss de l'Orbiel, lame de gneiss du Mur de Cabrières dans le Caroux : niveau c' sur la coupe fig. 4a) dont l'hétérogénéité, le caractère lité et les compositions chimiques démontrent sans ambiguïté leur indépendance vis-à-vis des gneiss du Somail (les gneiss de Murat, qui en sont l'équivalent dans le groupe de La Salvetat sont datés à 532 ± 13 Ma, Ducrot *et al.*, 1979),

- . faisceaux d et e : formation d'origine grésopélitique à intercalations carbonatées et de schistes graphiteux,

- . faisceau f : schistes et quartzites clairs « à écritures » ;

- sous-groupe du Cabardès :

- . faisceaux g et h : schistes rubanés sombres monotones et grès,

- . faisceaux i et j : schistes sombres à passées de tufs volcaniques plus ou moins remaniés dont l'âge obtenu par la méthode Pb/Pb de Kober sur grain sélectionné de zircon serait de 545 ± 15 Ma (Lescuyer et Cocherie, 1992).

Le groupe du Roc Suzadou repose en discordance cartographique et localement angulaire sur le groupe de Saint-Pons – Cabardès ; il est formé de conglomérats, quartzites et schistes avec des lentilles de calcaires à entroques au sommet. Là où le sommet de la série n'est pas tronqué par le contact anormal des nappes, des terrains d'âge Dévonien reposent normalement sur le groupe du Roc Suzadou.

A l'échelle de la carte (fig. 1), la Zone axiale est formée des domaines suivants, du sud-ouest au nord-est :

- le dôme du Cabardès formé de gneiss du Somail et de leur enveloppe métasédimentaire ; les structures peu pentées dans le centre du dôme, se verticalisent, voire même se renversent sur sa bordure nord ; ce dôme est très largement masqué par le recouvrement tertiaire, mais la carte gravimétrique suggère qu'il s'étend très largement vers l'ouest ;

- la synforme (« détroit ») de Lacombe entre le massif de Nore et du Cabardès, où les formations du groupe de Saint-

Pons – Cabardès s'étalent largement, demeurant en général, peu pentées ; l'écaille allochtone de La Loubatière, formée de terrains assimilables au groupe de Saint-Pons – Cabardès est préservée dans une structure de direction 140 au cœur de cette synforme ;

- le massif de Nore en forme de demi-dôme tronqué au nord par la faille de Mazamet et plus au sud, sa couverture qui s'étale largement en Cabardès ; les pendages qui demeurent faibles dans toute la partie sud de ce domaine (Demange, Issard et Perrin, 1986), se verticalisent vers le nord ; vers l'est, le massif de Nore se ferme par une structure anticlinale très ouverte, l'anticlinal de Saint-Roger que l'on peut tracer jusqu'à Saint-Pons ; plus à l'est encore les deux unités des Fournels et du Poujol-Margal, limitées au nord par la faille de Mazamet, prolongent le massif de Nore en deux demi-fenêtres sous les nappes du versant sud ;

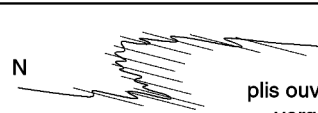
- la faille de Mazamet est une faille inverse pyrénéenne qui reprend un

décrochement dextre tardi-hercynien, dont le rejet peut être estimé à une vingtaine de kilomètres (Demange et Jamet, 1986), de sorte que le massif de Nore se trouvait initialement au sud du massif de l'Agout ;


- le tiers sud du massif de l'Agout est verticalisé alors que ses deux tiers septentrionaux demeurent peu pentés, montrant une structure en dômes et bassins assez complexe ; vers l'est, ce dôme s'enneie sous sa couverture unique de « schistes X » en deux anticlinaux gneissiques, Caroux et Espinouse, séparés par le synclinal de Rosis.

Les huit phases souples reconnues en Zone axiale, regroupées en trois étapes majeures, sont résumées à la figure 3. Dans cet article, les différentes phases sont notées P1, P2..., les éléments structuraux sont notés A pour les axes, L pour les linéations et S pour les schistosités et plans axiaux, S0 étant la stratification. La numérotation des phases est, à quelques adaptations près, celle employée dans les notices des cartes géologiques à 1/50 000,

PHASES PRÉCOCES PROPRES À LA ZONE AXIALE

P1a	plis isoclinaux synschisteux <i>ces deux phases sont en général indistinguables</i>	foliation régionale	grandes nappes de style pennique
P1b	plis isoclinaux synschisteux - vergence NW	linéation d'intersection	
P2	 plis ouverts à serrés vergence nord	pas de schistosité ou schistosité de strain slip dans les charnières majeures	structures plurikilométriques pli de Lafage (anticlinorium de Mauroul-Planacan synclinorium du Col de Fontfroide retombée nord du dôme du Cabardès)

LA PHASE P3 ET LA MISE EN PLACE DES NAPPES OCCITANES

P3	 plis couchés à vergence sud	pas de schistosité (Agout) ou schistosité de strain slip ou de fracture (S Nore)	<i>phase présente uniquement dans la partie sud de la zone axiale</i>
----	---	--	---

MISE EN PLACE DES NAPPES PAR CHARRIAGE CISAILLANT + Écailles para-autochtones à matériel Zone axiale

PHASES TARDIVES COMMUNES AUX NAPPES ET À LA ZONE AXIALE

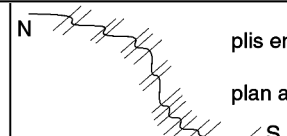
P4	 plis en chaise ou en genou plan axial N 70-80 N 40-60	schistosité de strain slip ou de fracture linéation de crénulation	verticalisation du flanc sud du massif de l'Agout zones verticalisées mineures au sud du massif de Nore
P5	plis droits ouverts N 70-80	pas de schistosité ou schistosité de fracture	interférences en dômes et bassins anticlinal Espinouse - Laouzas (dômes du Laouzas et de Lamontélarie bassin du Vernoubre)
P6	kinks N 130-140	linéations de crénulation	
P7-7'	N 10-20 et 160-170		

Fig. 3.- Les phases souples en Zone axiale.

Fig. 3.- Fold phases in the Axial Zone.

qui reprend celle de Demange *et al.*, 1986. Les diagrammes sont des diagrammes de Schmidt avec projection sur l'hémisphère inférieur. Les diagrammes présentés sont très allégés : les plis ne sont représentés que par leurs axes/linéations et plan axiaux ; sauf exception, nous ne porterons pas les stratifications.

Les dômes de la partie est du massif de l'Agout

La partie est de la Zone axiale de la Montagne noire est formée de deux dômes d'orthogneiss entourés de séries principalement sédimentaires, présentant un métamorphisme épi- à mésozonal : les dômes du Caroux au sud et de l'Espinouse au nord, séparés par le synclinal de Rosis ; la simple géométrie de ces deux dômes montre d'ailleurs immédiatement qu'ils ne sont pas équivalents (fig. 4-5).

Dans cette région, il est possible de définir différents domaines homogènes du point de vue microtectonique ; le raccord entre ces différents domaines se fait par des charnières majeures dues à différentes phases ; du sud au nord se distinguent :

1) l'**anticlinal du Caroux** proprement dit :

- la zone verticalisée en flanc sud de l'anticlinal du Caroux, forme un domaine très homogène qui peut être étendu à l'ensemble des séries métasédimentaires verticalisées qui constituent le flanc sud du massif de l'Agout ;

- la zone peu pentée qui constitue le toit de l'anticlinal du Caroux ;

- la retombée nord verticalisée, et même localement renversée, de l'anticlinal du Caroux, qui est aussi le bord sud du synclinal de Rosis ;

- la limite nord de l'anticlinal du Caroux est la série de bandelettes de paragneiss qui prolonge le synclinal de Rosis ; le domaine situé au sud de ces bandelettes est l'anticlinorium du Caroux Somail ; la structure interne de cet anticlinorium fort complexe, peut être débrouillé plus aisément à l'extrémité ouest du massif (feuilles Saint-Pons et Mazamet) ; bornons-nous ici à souligner que l'anticlinal du Caroux apparemment simple si l'on observe uniquement la partie sud-est du massif de l'Agout, n'est que l'enveloppe de structures polyphasées complexes ;

2) le **synclinal de Rosis** est une structure complexe : très évasé à l'est, ce synclinal se pince vers l'ouest entre les anticlinaux du Caroux et de l'Espinouse se réduisant à une mince bandelette isoclinale de métasédiments, intercalée entre les orthogneiss. Cette pincée « synclinale » peut être cartographiée à travers tout le massif de l'Agout, en une série de bandelettes de paragneiss qui relaie en échelon la bandelette qui se branche à l'est sur l'enveloppe des dômes.

Du point de vue de la macrostructure, le synclinal de Rosis peut donc être divisée en :

- un domaine sud verticalisé, qui est la retombée nord de l'anticlinal du Caroux et auquel se raccordent les bandelettes isoclinales cartographiées plus à l'ouest ; cette zone verticalisée, bien visible au nord du Caroux, se prolonge plus à l'est, avec toutefois une largeur plus réduite (et peu évidente sur la carte), dans les différents niveaux de la série de Saint-Pons – Cabardès, c'est-à-dire plus haut dans la structure ;

- et une zone relativement plate, d'extension limitée, à l'ENE ;

3) cette zone plate se raccorde insensiblement à l'**anticlinal de l'Espinouse** qui est un anticlinal très plat, très ouvert, bien différent de l'anticlinal du Caroux ; notons que, comme le Caroux, l'anticlinal de l'Espinouse n'est que l'enveloppe très simple de structures fort complexes qui se développent plus à l'ouest dans le cœur du dôme du Laouzas dont l'anticlinal de l'Espinouse n'est que la retombée orientale.

- Vers le nord, la structure de l'enveloppe de l'Espinouse se complique de nombreux cisaillements, tardifs par rapport au métamorphisme et aux phases précoces, mais déformés par le dôme (Demange et Herrera, 1989) (fig. 5b).

- ces cisaillements rétro-morphiques s'observent à toute échelle aussi bien dans les formations métasédimentaires de l'enveloppe que dans les orthogneiss du dôme où ils s'accompagnent de lessivages rétro-morphiques avec formation de sillimanite et/ou de muscovite (Bogdanoff *et al.*, 1967, Bogdanoff, 1981, Beaud, 1981, Brunel et Lansigu, 1997). Par leur association spatiale avec les unités de la Haute Mare, des Monts de

Saint-Gervais et de Murat-Castanet, qui se rattachent au domaine allochtone occitan, ces cisaillements sont manifestement liés à la mise en place de ce domaine (avec éventuellement un rejeu tardif en extension).

- Ces cisaillements viennent se résoudre dans la zone de faille de Ginestet qui limite, au nord le dôme de l'Espinouse.

Nous décrivons dans chacun de ces domaines quelques affleurements caractéristiques du style microtectonique de ceux-ci. Ces affleurements sont choisis de façon à montrer un maximum de phases et les rapports entre celles-ci, et aussi en fonction de leur accessibilité. Aucun affleurement ne montre l'ensemble des phases tectoniques reconnues dans la Zone axiale telles qu'elles sont résumées à la figure 3 et il faut bien reconnaître que dans certains affleurements pris individuellement il peut y avoir ambiguïté entre certaines phases, en particulier entre les phases précoces : l'individualisation des différentes phases et leur succession telle qu'elle est présentée ici résulte non seulement de l'analyse de chaque affleurement mais aussi de la comparaison de l'ensemble des affleurements et les conclusions tirées de l'étude de ces affleurements types peuvent être étendues à l'ensemble du domaine. La comparaison entre ces affleurements permet de discuter les phases tectoniques responsables des structures majeures et leur synthèse aboutit à une reconstitution paléotectonique de la formation de ces dômes.

Structures microtectoniques de la zone verticalisée au flanc sud du massif de l'Agout : la coupe Prémian-Rouvials (fig. 6)

Toute la partie sud verticalisée du massif de l'Agout présente une direction d'ensemble N70-80. La zone située au sud du Caroux présente un fort recouvrement quaternaire, les coupes y sont discontinues et des failles directionnelles (faille de Mazamet et ses satellites ; Bogdanoff *et al.*, 1982 ; Demange et Jamet, 1986) en interrompent la continuité stratigraphique, métamorphique et structurale. Il faut aller assez loin plus à

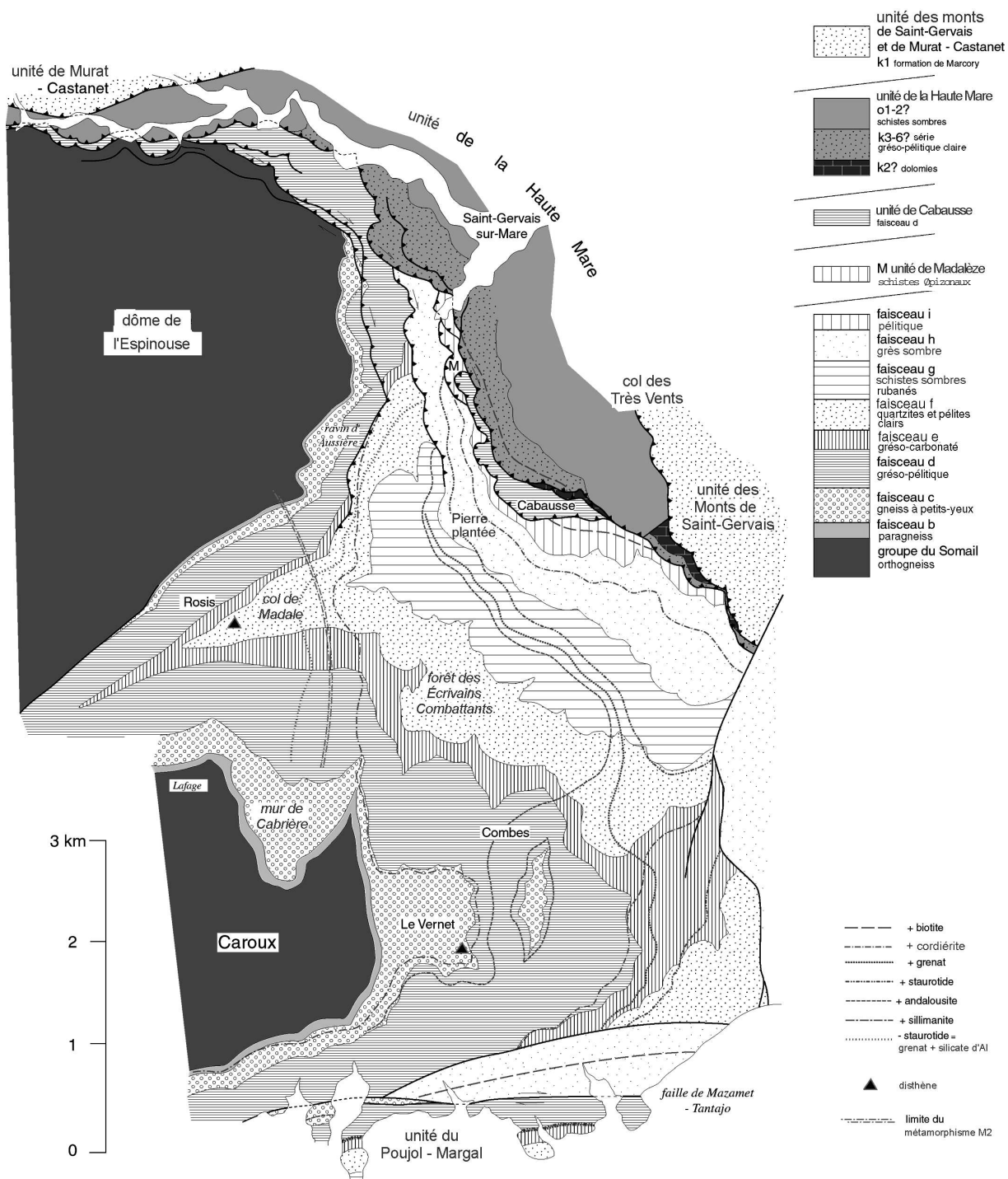


Fig. 4.- La retombée orientale du massif de l'Agout.

Aucune des formations de l'unité de la Haute Mare n'est datée ; les attributions stratigraphiques proposées sont cambro-ordoviciennes : dolomies = k2 ?, formation schisto-gréseuse claire (= x9 p.p., Bogdanoff *et al.*, 1984) = k3-6 ?, schistes ardoisiers noirs (= x10, Bogdanoff *et al.*, 1984) = o1-2 ?

Le métamorphisme de l'unité de Cabausse est mésozonal avec andalousite et staurolite, celui de l'écaille de Madalèze (M) est épizonal ; l'unité de Murat - Castanet est en zone de la biotite.

Les isogrades dessinés sur cette carte sont les limites d'apparition des minéraux telles qu'observées sur le terrain (basées sur l'examen de 1300 lames environ). Ces isogrades n'ont pas partout la même signification vu les variations de type de métamorphisme dans cette région. L'exemple le plus remarquable est l'isograde [-staurolite] qui a été cartographié avec précision en utilisant aussi l'association équivalente {silicate d'alumine + grenat} ; le silicate d'alumine de cette association est la sillimanite dans l'axe du synclinal de Rosis (et sur le flanc sud du massif de l'Agout), alors qu'il s'agit d'andalousite plus au nord. La définition des isogrades dépend de la composition chimique des roches disponibles : ainsi au sud-est de cette région la cordiérite n'apparaît que lorsque à la disparition de la chlorite, la rupture du joint [staurolite - chlorite - biotite] permet l'association {staurolite - cordiérite - biotite}, l'association {cordiérite - chlorite - biotite}, théoriquement possible à un degré de métamorphisme plus faible, n'apparaît pas faute de roche de composition favorable ; plus au nord, au contraire l'isograde de la cordiérite correspond à cette association {cordiérite - chlorite - biotite} (Demange, 1982, Herrera, 1987).

Fig. 4.- Map of the eastern part of the Agout massif.

The formations of the Haute Mare unit are not dated. The proposed Cambrian-Ordovician ages are based on lithostratigraphic analogy: dolomite = Early Cambrian k2?, light-coloured pelitic-psammitic formation (= x9 p.p., Bogdanoff *et al.*, 1984) = Middle-Late Cambrian k3-6?, dark slate (= x10, Bogdanoff *et al.*, 1984) = Early Ordovician o1-2?

The Cabausse and Madalèze units show respectively medium-grade (andalusite and staurolite) and very low-grade (chlorite) metamorphism. The Murat - Castanet unit shows biotite metamorphism.

The isograds are based on the study of some 1300 thin sections and represent the limits of appearance (or disappearance) of the index minerals along cross sections of prograde metamorphism. As the type of metamorphism varies rapidly in this area, the isograds do not always represent the same reaction. The staurolite isograd has been very accurately mapped using the equivalent paragenesis {aluminum silicate + garnet}; in the southern part of the area, the aluminum silicate is sillimanite, whereas further north it is andalusite. The isograds also depend on the available chemical compositions of the host rocks: in the southeastern part of the area, cordierite only appears in the staurolite zone when chlorite disappearance allows the paragenesis {staurolite - cordierite - biotite}; the paragenesis {cordierite - chlorite - biotite}, which is theoretically possible at a lower grade, is not observed due to the lack of rocks of suitable composition; farther north, however, the cordierite isograd corresponds to the paragenesis {cordierite - chlorite - biotite} (Demange, 1982; Herrera, 1987).

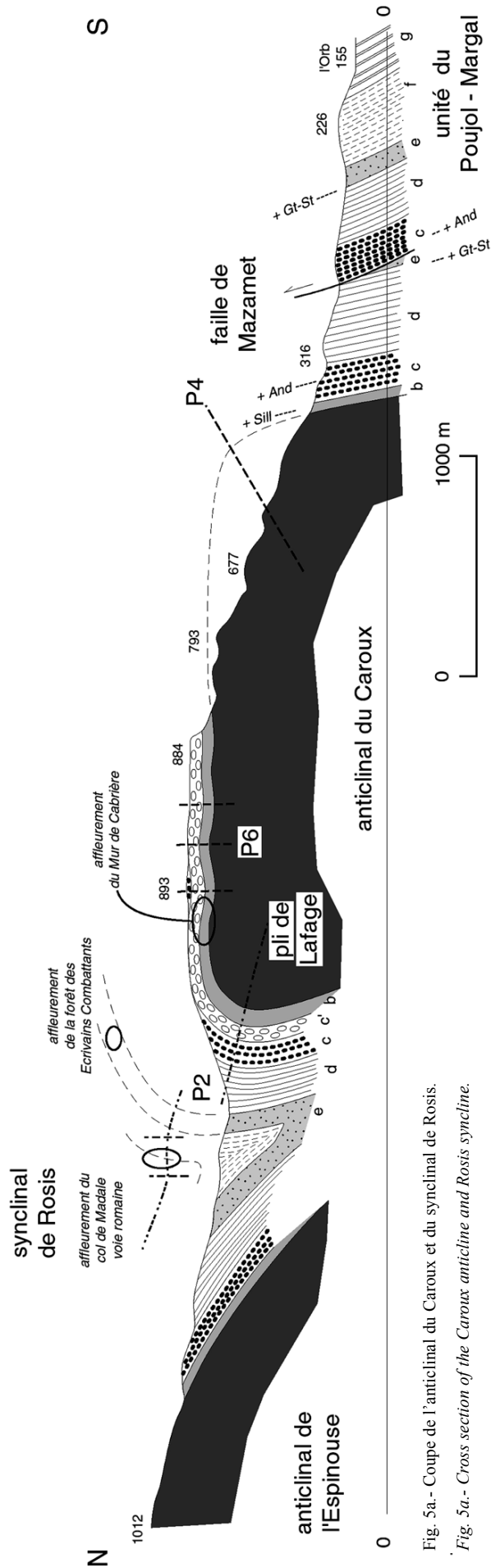


Fig. 5a.- Coupe de l'anticlinal du Caroux et du synclinal de Rosis.

Fig. 5a.- Cross section of the Caroux anticline and Rosis syncline.

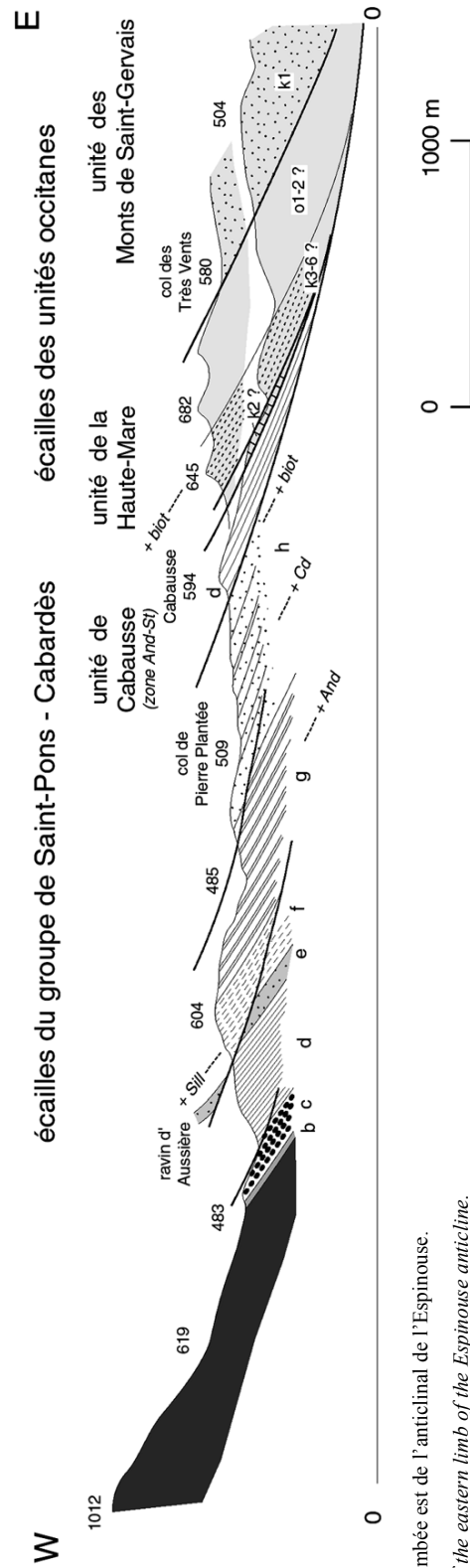


Fig. 5b.- Coupe de la retombée est de l'anticlinal de l'Espinouse.

Fig. 5b.- Cross section of the eastern limb of the Espinouse anticline.

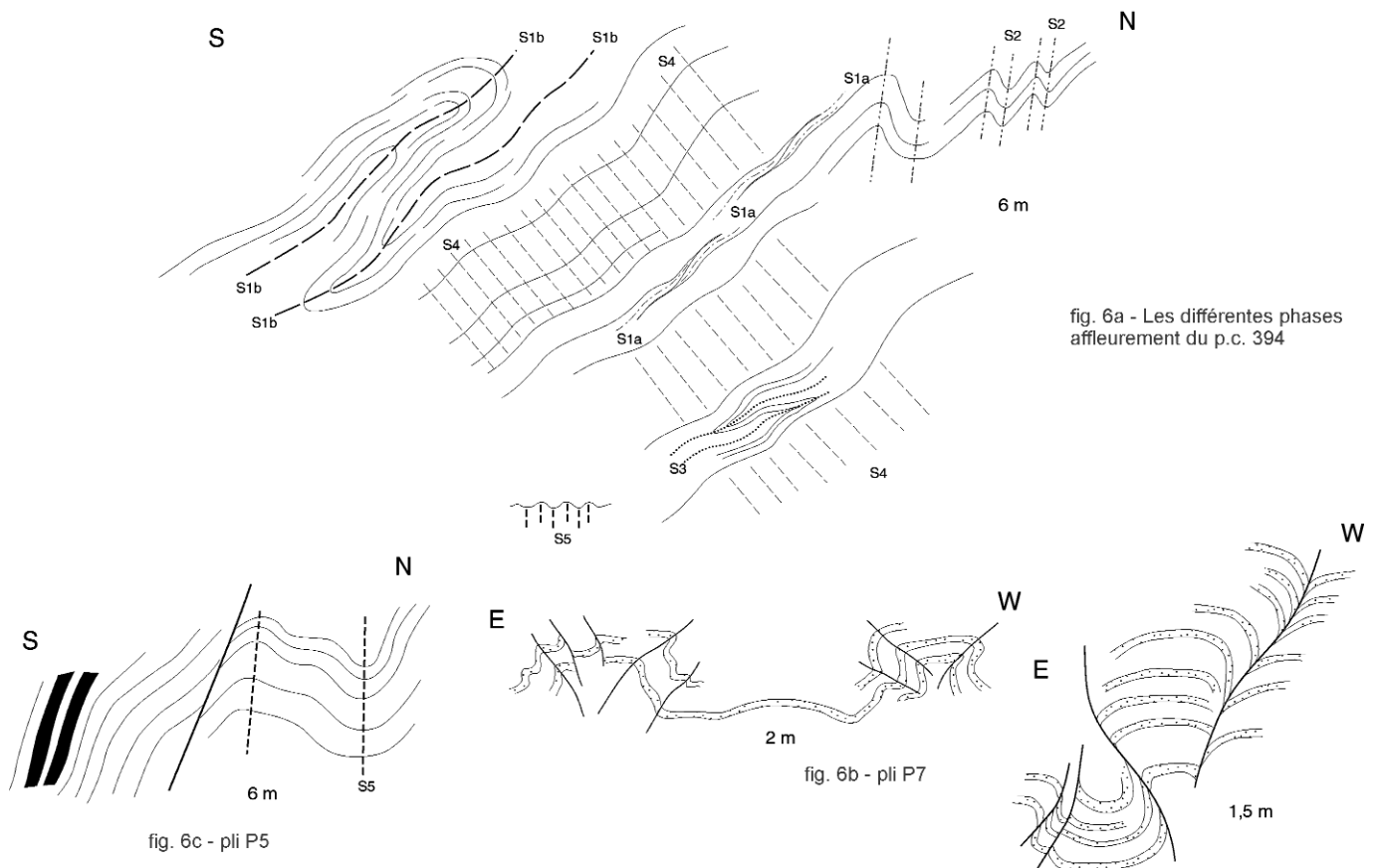


fig. 6a - Les différentes phases affleurement du p.c. 394

fig. 6c - pli P5

fig. 6b - pli P7

Fig. 6a-i.- La zone verticalisée au sud du massif de l'Agout ; exemples pris sur la coupe Prémian - Rouvials. Les différents plis et leur interférence : 6a-b-c : affleurement du p.c. 394 ; 6c 300 m au nord-ouest p.c. 394.

Fig. 6a-i.- Verticalized domain south of the Agout massif - examples taken along the Prémian - Rouvials cross section. The various folds and their interference: 6a-b-e-h: p.c. 394 outcrop; 6c 300 m to the northwest p.c. 394.

l'ouest pour trouver des coupes continues. La coupe de Prémian - Rouvials est l'une des meilleures de la région. Les affleurements situés au voisinage du p. c. 394, en particulier, montrent toutes les phases reconnues dans ce domaine dans les niveaux relativement gréseux du faisceau f en position globalement normale (zone de la biotite). On peut ainsi en établir la chronologie relative (fig. 6a). D'autres exemples sur les coupes de Saint-Pons, de Mas-du-Rieu, d'Olargues et de Labastide-Rouairoux ont été présentés dans Demange, 1975 et 1982 et Demange et Jamet, 1986.

Sur tout le flanc sud du massif de l'Agout, la plupart des plis sont sensiblement coaxiaux (diagramme fig. 6j) ; les axes ont une direction conforme à la structure d'ensemble N70 ($\pm 10^\circ$) et des plongements habituellement modérés ; les linéations L1a (intersection) et L4 (crénulation) sont pratiquement confondues ; les linéations L1b et les axes des plis P3 font un angle de 10 à 20° avec

cette direction dominante. Toutefois, ces différentes familles de plis presque coaxiaux se distinguent sans ambiguïté par leurs plans axiaux et l'observation des différentes phases sur un même affleurement et de nombreuses figures d'interférence démontrent l'indépendance de ces différentes phases.

Les axes de plis et linéations présentent sur cette coupe de Prémian (comme d'ailleurs plus à l'ouest) un plongement vers l'ouest alors que à l'est les plongements se font vers l'est. Ces deux groupes d'affleurements se situent en effet de part et d'autre d'une structure anticlinale majeure de phase P7, qui est en fait le prolongement du dôme du Laouzas vers le sud. La comparaison des différents diagrammes présentés ici montre effectivement un basculement de tous les éléments structuraux jusques et y compris les structures P5, par cette phase P7.

Sur tout le flanc sud du massif de l'Agout, les plis les plus abondants sont

des plis P4, plis en genou avec un flanc long subvertical et un flanc court subhorizontal ou faiblement penté vers le sud, avec un plan axial penté vers le nord (fig. 6 g-h-i). Ces plis s'accompagnent d'une schistosité légèrement en éventail (60-70 N 25 à 60) de fracture ou de strain-slip dans les niveaux plus schisteux et d'une linéation de crénulation (80 subhorizontale ou à faible pendage ouest), qui est la linéation la plus constante et la plus évidente parmi toutes celles que l'on peut observer sur tout le sud de la Zone axiale. C'est cette phase qui donne sa structure à l'ensemble du flanc sud du massif de l'Agout : séries subverticales de direction N 70-80 pour l'essentiel avec des panneaux relativement peu pentés, de dimension infra-hectométrique correspondant aux flancs plats des plis P4. Les affleurements situés au voisinage du p. c. 394 sont situés dans un tel panneau peu penté.

Les plis P4 reprennent des plis isoclinaux attribuables à la phase P1. Les plis

précoces P1b sont des plis isoclinaux ou très fermés, synfoliaux, à vergence nord. Ces plis, de dimension métrique à plurimétrique demeurent rares. La linéation d'intersection L1b est subhorizontale de direction 65 à 80. La linéation d'étirement que l'on peut définir dans les niveaux plus grossiers (comme les tufs du faisceau j) est parallèle à cette linéation L1b.

Ces plis isoclinaux synschisteux P1b, plis précoces les plus évidents de la série de Saint-Pons dans le massif de l'Agout, reprennent eux-mêmes une foliation antérieure synmétamorphe généralement confondue avec la stratification. Certains affleurements privilégiés (et les lames minces) montrent une génération de plis isoclinaux synfoliaux infra-décimétriques à décimétriques et une linéation antérieurs. Ces plis P1a sont des plis parfaitement isoclinaux, très étirés et admettent la foliation régionale en plan axial. En dehors des zones de charnière des plis P1b, les foliations S1a et S1b se confondent en une unique foliation régionale précoce S1.

Sur le flanc sud du massif de l'Agout, nous attribuons à la phase P2 des plis inframétriques assez ouverts, sans schistosité, à vergence nord. Ces plis P2 se distinguent des plis P1b par leur caractère plus ouvert et leur absence de schistosité. Ils ne sauraient non plus être confondus avec les plis P3 car dans les affleurements où ces deux familles de plis coexistent, ces plis P2 se distinguent par un style plus ouvert, l'absence de schistosité et surtout des vergences opposées. Je ne connais aucun affleurement sur le flanc sud du massif de l'Agout qui permette d'établir une chronologie relative des plis P2 et P3. Les plis P2 peuvent aussi se confondre avec les plis P5 : dans les affleurements où ces deux phases coexistent, les plis P2 sont plus serrés, dissymétriques et montrent une vergence nord alors que les plis P5 demeurent très symétriques et très ouverts ; les plans axiaux sont légèrement différents. En résumé, sur le flanc sud du massif de l'Agout, nous pouvons admettre l'existence d'un évènement P2 mais les plis P2 bien caractérisés et distincts des plis des autres phases demeurent assez rares ; ces plis ne peuvent être clairement reconnus que sur les flancs plats des plis P4, et encore, seulement là où les autres plis sont bien individualisés, comme par exemple l'affleurement du p.c. 394 (fig. 6a). Par contre au sud du

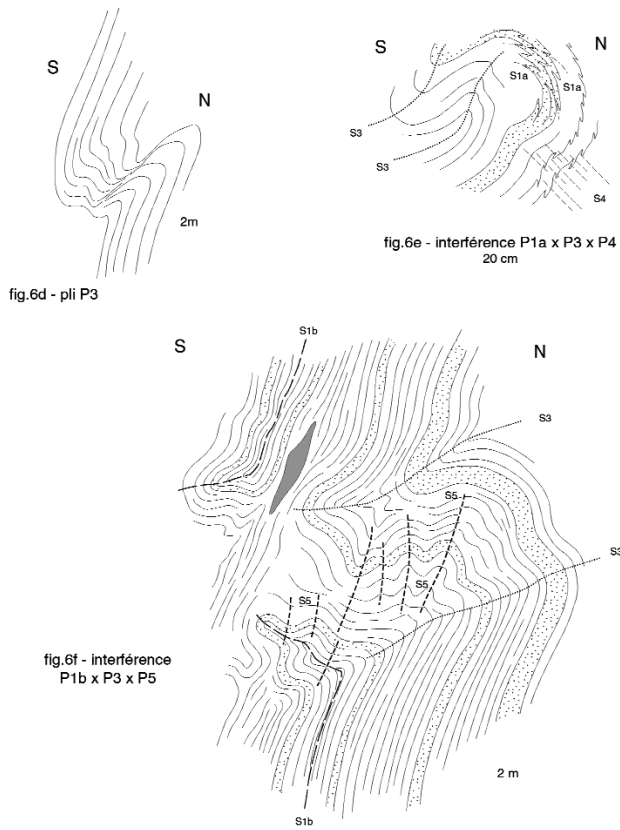


Fig. 6d-f.- Coupe Prémian - Rouvials. 6e : p.c. 394 - 6d-f : au « ball trap » 300 m au sud de ce point.
 Fig. 6d-f.- Premian - Rouvials cross section. 6e: p.c. 394 outcrop - 6d-f: ball trap outcrop 300 m to the south.

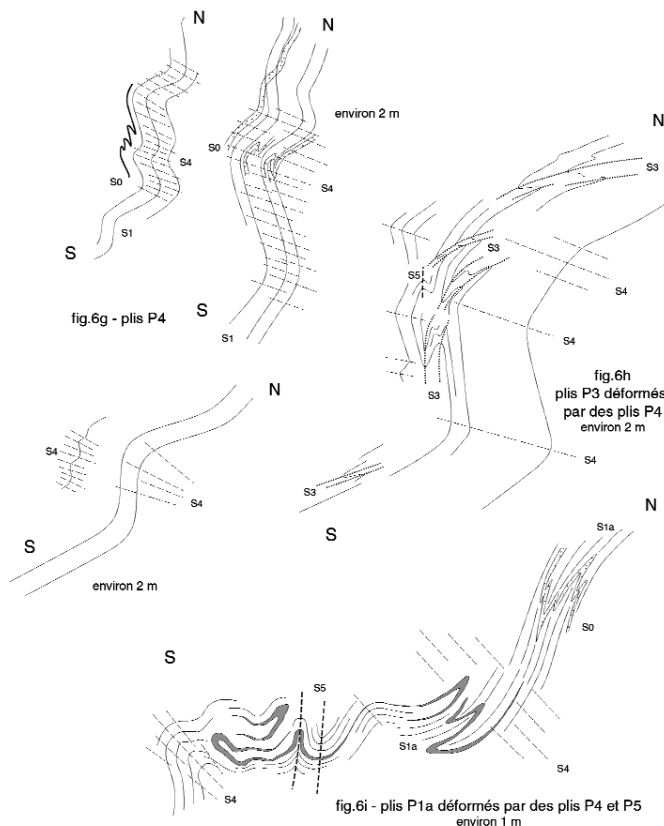


Fig. 6g-6i.- Coupe Prémian - Rouvials. 6h : p.c. 394 - 6g-i: 170 m au nord-ouest de ce point.
 Fig. 6g-6i.- Premian - Rouvials cross section. 6h: p.c. 394 - 6g-i: 170 m to the northwest.

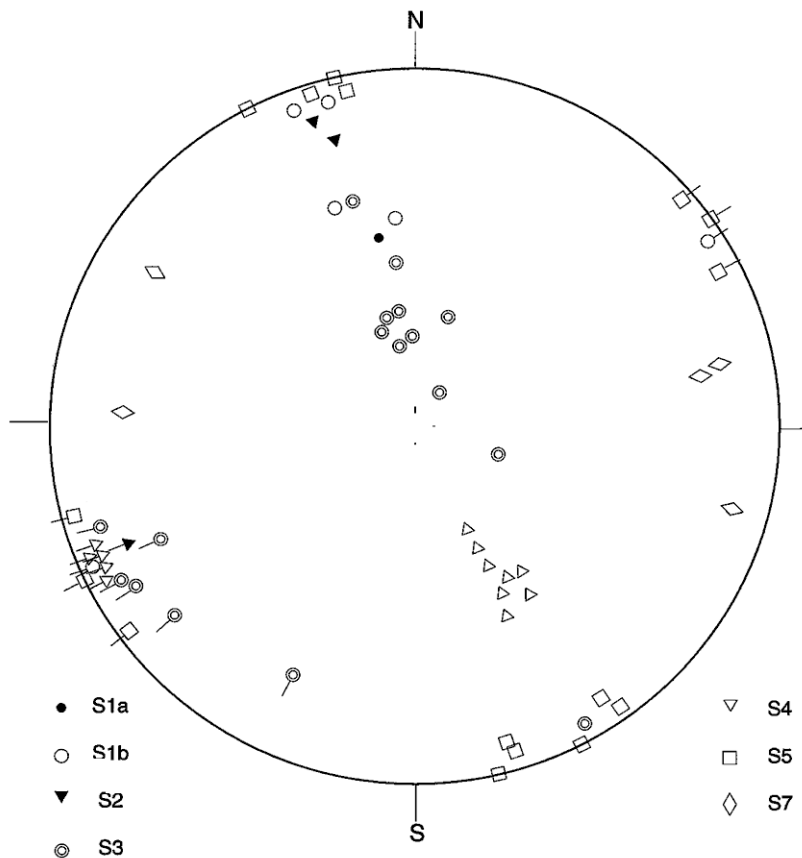


Fig. 6j.- Zone verticalisée au sud du massif de l'Agout : diagramme de Schmidt synthétique (projection sur l'hémisphère inférieur). Nous avons reporté sur ce diagramme les plis P3 déformés par P4 de la figure 5h ce qui fait que les plans S3 apparaissent beaucoup plus dispersés que les plans S1 et S2 ; la position la plus constante des plans S3 sur le flanc sud du massif de l'Agout est 85 S 20, là où sont concentrés la majorité des S3 sur le diagramme.

Fig. 6j. - Verticalized domain south of the Agout massif: Schmidt diagram (lower hemisphere projection). Plot of the P3 folds deformed by P4 (Fig. 6h) makes the S3 planes appear far more dispersed than the S1 and S2 planes. S3 is predominantly 80 S 20 on the southern slope of the Agout massif (concentration of S3 on this diagram).

massif de Nore, qui est un domaine dans l'ensemble peu penté équivalent à un flanc plat d'un pli P4, les plis P2 à vergence nord sont beaucoup plus fréquents et caractéristiques ; ils forment des structures hectométriques et s'accompagnent fréquemment d'une schistosité de strain-slip (Demange, Issard, Perrin, 1986).

Les plis P3 sont de taille décimétrique à plurimétrique, à charnière ronde ou pointue, à vergence sud, sans schistosité (fig. 6 d-e-f). Ce sont les seuls plis à vergence sud de tout le flanc sud du massif de l'Agout. Ces plis sont communs dans la partie supérieure du groupe de Saint-Pons - Cabardès ; ils deviennent rares vers le nord et ne sont pas connus au-delà de l'anticlinal du Caroux. Contrairement au massif de Nore, où ces plis sont plus fermés et s'accompagnent de schistosité, ils ne créent pas de structure importante

dans le massif de l'Agout. Dans les affleurements où les plis P3 et P4 sont de même taille, ces deux familles de plis peuvent paraître conjugués et forment des structures en boîte ; toutefois ces deux phases se distinguent par leur vergence opposée et leurs plans axiaux (pentés au nord pour les plis P4, faiblement pentés au sud pour les plis P3) ; on peut d'ailleurs observer des plis P3 déformés par des plis P4 (fig. 6e et h) et de petits plis P3 recoupés par la schistosité S4.

Les plis P5 sont peu fréquents et ne s'individualisent que dans les panneaux peu pentés. Ce sont des plis ronds très ouverts, sans schistosité, à plan axial subvertical (fig. 5c). Certains affleurements suggèrent que ces plis pourraient être des plis conjugués des plis P4 (fig. 6j) ; des interférences observées dans l'anticlinal de Saint-Roger ne laissent aucun doute sur

l'indépendance de ces phases. L'absence de schistosité les oppose également.

Les plis les plus tardifs P7-7' sont des plis en boîte ou en kinks transverses sur les structures antérieures : les axes se répartissent selon deux directions N10-20 et N160-170 ; les plans axiaux sont subverticaux ou montrent deux directions conjuguées (fig. 6b). Ces plis se disposent en couloirs où se développe une forte fracturation, qui contrôlent les filons tardifs ainsi que l'érosion quaternaire (alignement des vallées et des gorges).

La zone plate au toit de l'anticlinal du Caroux : affleurement du Mur de Cabrières (fig. 7)

Le sommet de l'anticlinal du Caroux est une large zone plate à peine affectée d'ondulations à grand rayon de courbure. Les affleurements situés en contrebas du Mur de Cabrières, environ 1 km au SSE de Lafage, montrent remarquablement les « petites » structures de ce domaine. En effet les métagrauwackes et métapélites à lits centimétriques à décimétriques de quartzites (faisceau b) (zone de la sillimanite + muscovite), enregistrent admirablement les plis (fig. 7a) ; le matériel est toutefois dans l'ensemble trop gréseux pour bien enregistrer les schistosités autres que la foliation P1a.

Ce secteur est dominé par des plis droits P5, de taille centimétrique à plurimétrique à charnière ronde, très ouverts, à plan axial subvertical, sans schistosité, accompagnés dans les niveaux pélitiques d'une forte linéation de crénulation. Ces plis sont toujours très ouverts et ne sauraient expliquer la verticalisation des flancs nord et sud de l'anticlinal du Caroux.

Ces plis P5 reprennent des plis antérieurs plus ou moins couchés, tous à vergence nord, où un examen attentif permet de distinguer les phases suivantes :

- plis P1a parfaitement isoclinaux, inframétriques, serrés, à charnières pointues, admettant la foliation majeure en plan axial (fig. 7b et c) ;

- plis P1b isoclinaux, à charnière ronde, moins fermés et moins serrés que les plis P1a ; ces plis reprennent une linéation antérieure ; quelques figures

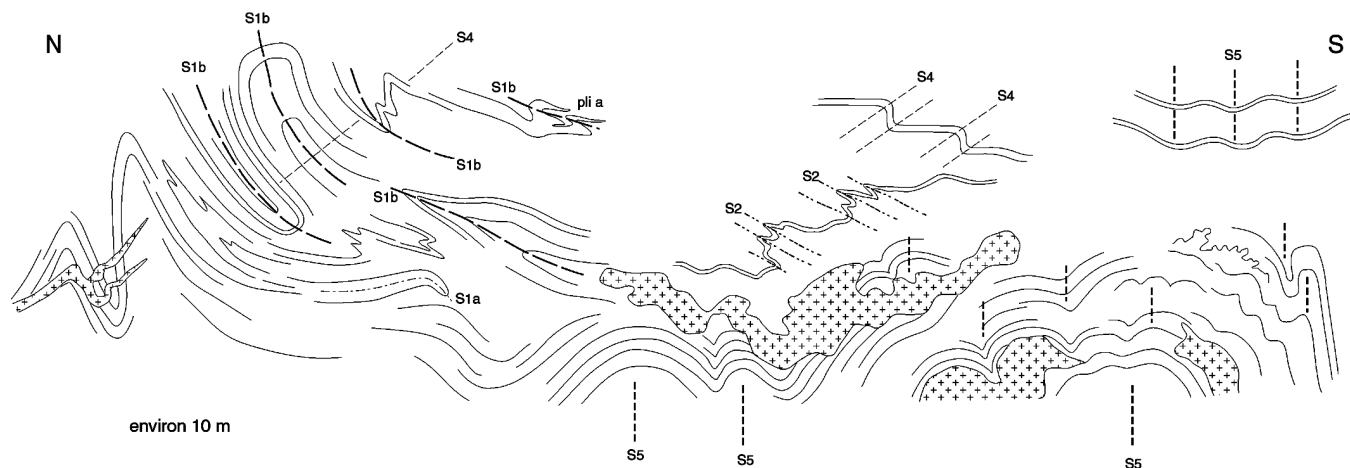


fig.7a - Mur de Cabrière

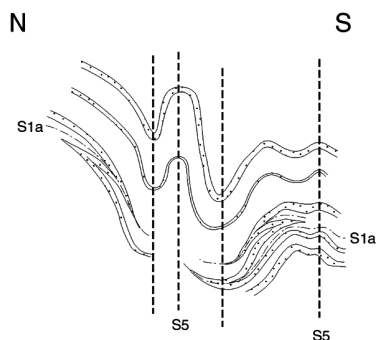
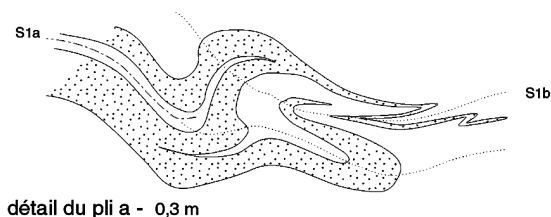


fig.7c - interférence P1a x P5

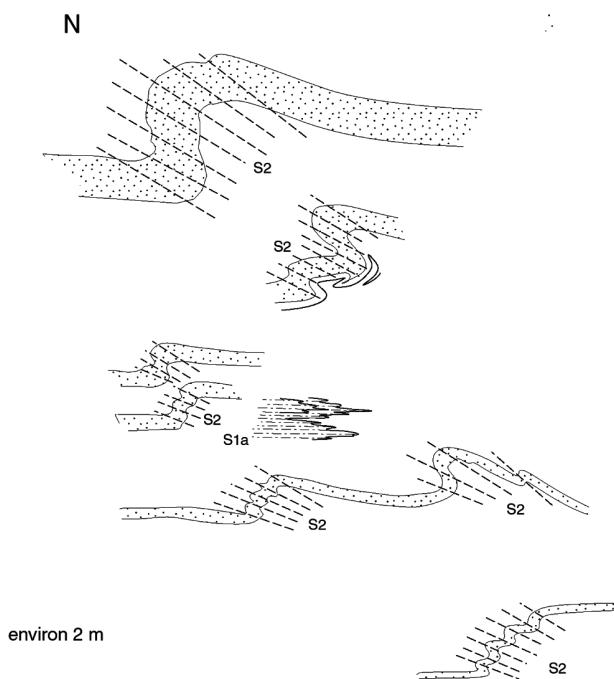


fig.7d - plis 2

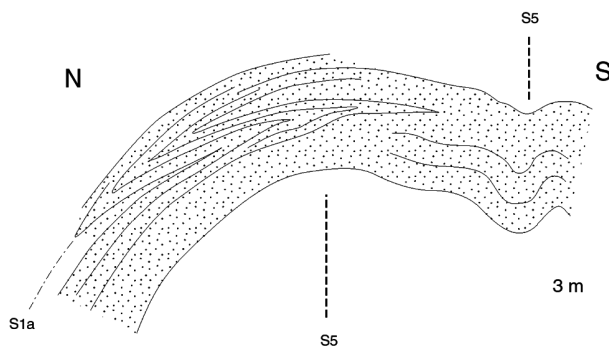


fig.7b - interférence P1a x P5

Fig. 7a-d.- La zone plate sur le toit de l'anticlinal du Caroux : affleurements du Mur de Cabrière. Les différents plis et leur interférence. Etant donné que l'on peut discuter de l'attribution de certains plis aux phases P1b ou P2, nous n'avons porté sur ce diagramme que les plis qui peuvent être identifiés sans ambiguïté : les plis P1b sont les plis isoclinaux à charnière ronde (qui reprennent une linéation antérieure) de la partie gauche de la fig. 7a, le diagramme montre essentiellement leur dispersion par la structure P4 à grand rayon de courbure ; les plis P2 mesurés sont les plis du centre de la fig. 7a et de l'affleurement 7d.

Fig. 7a-d.- Flat-lying zone at the top of the Caroux anticline: Mur de Cabrière outcrops. The various folds and their interference. As the assignment of certain folds to P1b or P2 is debatable, only unambiguous folds are plotted on this diagram: P1b = isoclinal folds with a rounded hinge (reworking of earlier lineation) from the left part of Fig. 7a; the diagram essentially shows their dispersion by a P4 flexure. P2 folds = those depicted in the centre of Fig. 7a and on Fig. 7d.

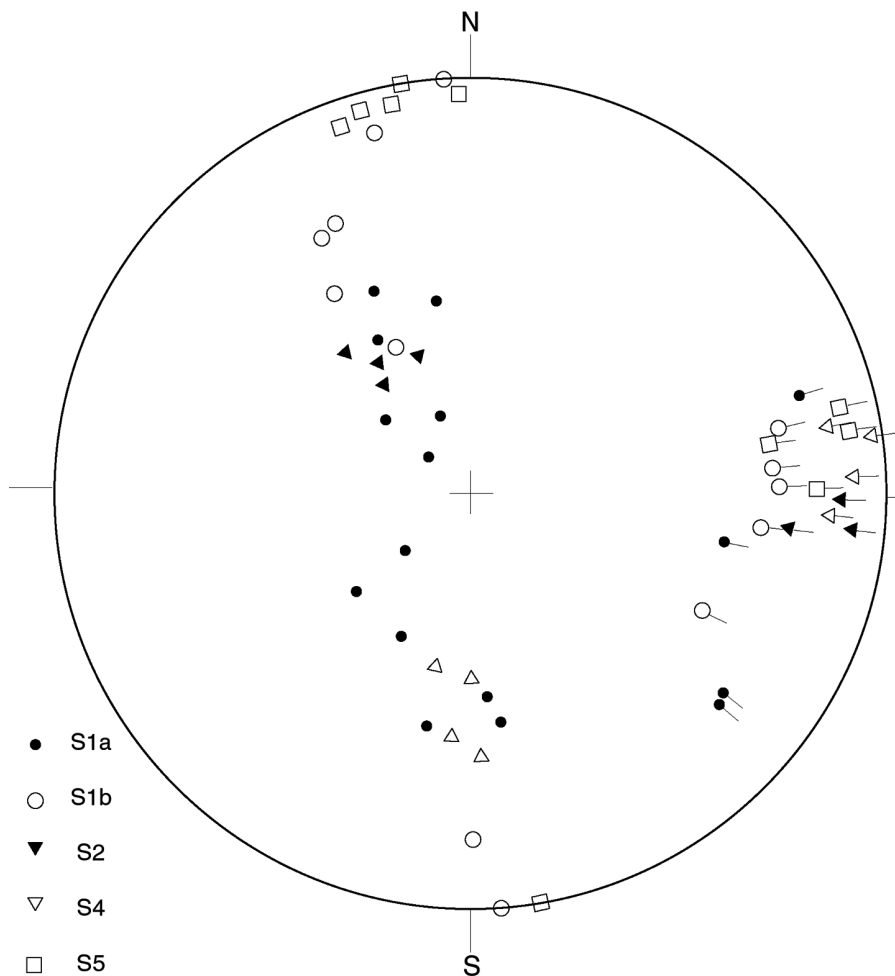


Fig. 7e.- Mur de Cabrière : diagramme de Schmidt synthétique.

Fig. 7e.- Mur de Cabrière: Schmidt diagram.

d'interférence avec les plis P1a et P2 peuvent être observées (détail de la figure 7a et figure 7d) ;

- des plis P2 déversés vers le nord assez ouverts ou plus fermés, sans schistosité (fig. 7d) ; ce sont les plis antérieurs aux plis P5 les plus courants.

On peut discuter sur la distinction entre plis P1b et P2, toutefois il est assez clair que les plis presque isoclinaux à charnière ronde (qui reprennent une linéation antérieure) figurés dans la partie gauche de l'affleurement 7a (plis P1b) ne sauraient être assimilés aux plis beaucoup plus ouverts, parfois presque disharmoniques, de la partie centrale de ce même affleurement et de l'affleurement 7d (plis P2). En fait cette distinction n'est bien claire que dans les affleurements suivants.

Les plis P4 sont rares : ce sont des plis en genou, avec un flanc long peu penté et un flanc court subvertical (fig. 7a) ; ils

présentent donc une vergence sud, à l'inverse de la vergence vers le haut qu'ils présentaient sur le versant sud du massif de l'Agout ; axes et plan axiaux sont très analogues entre les affleurements de la coupe Prémian - Rouvials et ceux du Mur de Cabrières (au basculement tardif dû à la phase P7 près) : les plans axiaux en particulier montrent un pendage nord caractéristique. Ces deux affleurements sont donc situés sur deux flancs d'une structure majeure P4 et c'est donc cette phase P4 qui est responsable de la verticalisation du flanc sud du massif de l'Agout. On vérifie par l'attitude de ces plis et sur le diagramme, que les plis antérieurs (P1a et b, P2) sont bien basculés par les plis P4. Par contre les plis P5 demeurent identiques de part et d'autre de cette charnière majeure : ils sont donc postérieurs à cette charnière.

La phase P7 ne se manifeste que par des ondulations molles et des champs de

diaclasses subméridiennes en fractures d'extrados de ces ondulations.

Ce secteur est remarquable par l'abondance des pegmatites. Plusieurs générations peuvent être distinguées. Certaines se mettent en place dans les plans axiaux des plis P2 (et peut être même des plis P1b) et sont déformées et boudinées par les plis P5. D'autres jalonnent les contacts entre formations incompetentes, en particulier le long des contacts des orthogneiss et elles sont quasi concordantes sur la foliation. D'autres encore, sans doute contemporaines de ces dernières, se mettent en filons subverticaux dans des cassures voisines du plan axial S5 ; ces pegmatites subverticales sensiblement est-ouest sont surtout développées dans les niveaux compétents, comme les orthogneiss, elles se pincent dans les niveaux incompetents comme les micaschistes. Plus rares enfin sont de petits corps filoniens (pegmatites et filons de quartz) qui jalonnent les fractures S7.

Retombée nord de l'anticlinal du Caroux : l'affleurement de la forêt des Ecrivains Combattants (fig. 8)

Ce remarquable affleurement se situe au bord de la D180, environ à 1 km à l'est du col de Madale, 200 m à l'ouest du panneau « forêt des Ecrivains Combattants ». Il montre les marbres et gneiss-à-silicates-calciques du faisceau e, au début de la retombée nord de l'anticlinal du Caroux (zone de l'andalousite).

Cet affleurement montre de nombreux plis P1b, plis isoclinaux couchés, de taille décimétrique à métrique, incontestablement déversés vers le nord (fig. 8a). Le vecteur glissement construit est sensiblement NNE (fig. 2b). Ces plis couchés interfèrent avec les plis droits P5 pour donner des figures en lacets caractéristiques (les axes A1b forment un angle d'environ 20° avec les axes A5) (fig. 8b et c).

L'intérêt principal de cet affleurement est de distinguer sans ambiguïté les phases P1a et P1b : en effet les plis P1b reprennent une linéation antérieure et des figures d'interférence peuvent être observées (fig. 8d et e).

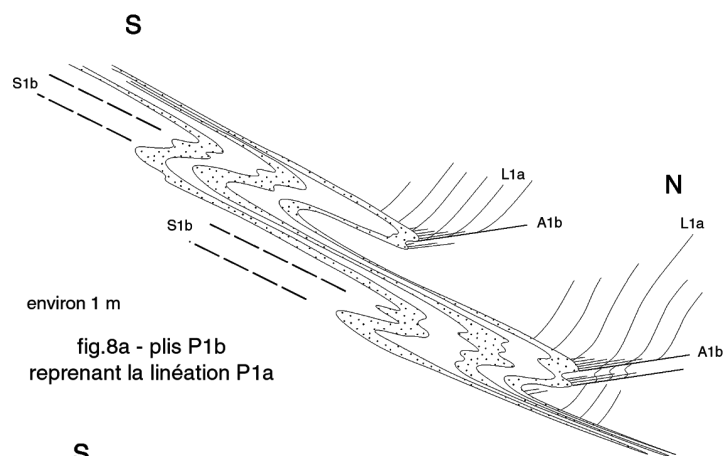


fig.8a - plis P1b reprenant la linéation P1a

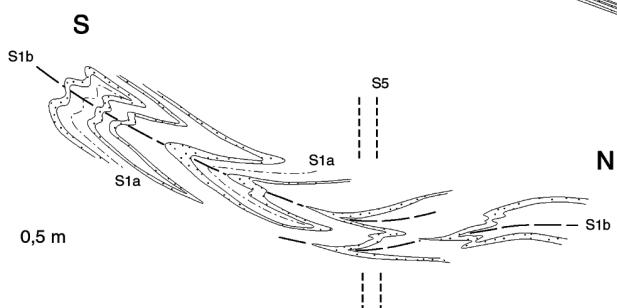


fig.8e - interférence P1a x P1b x P5

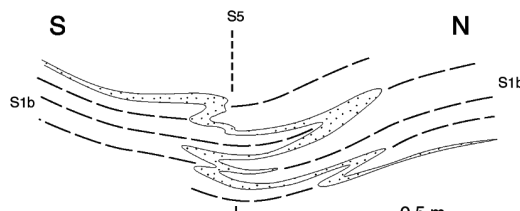


fig.8b - interférence P1b x P6

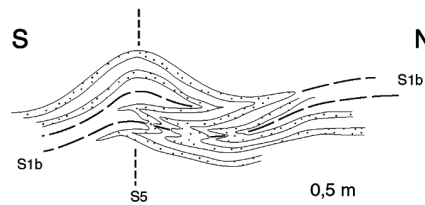


fig.8c - interférence P1b x P5

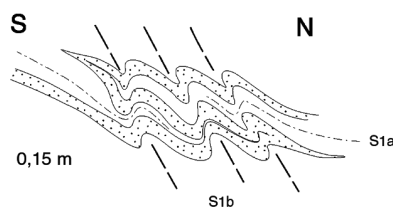


fig.8d - interférence P1a x P1b

Fig. 8a-e.- La retombée nord de l'anticlinal du Caroux : affleurement de la forêt des Écrivains combattants. Les différents plis et leur interférence.

Fig. 8a-e.- Northern limb of the Caroux anticline: Ecrivains Combattants forest outcrop. The various folds and their interference.

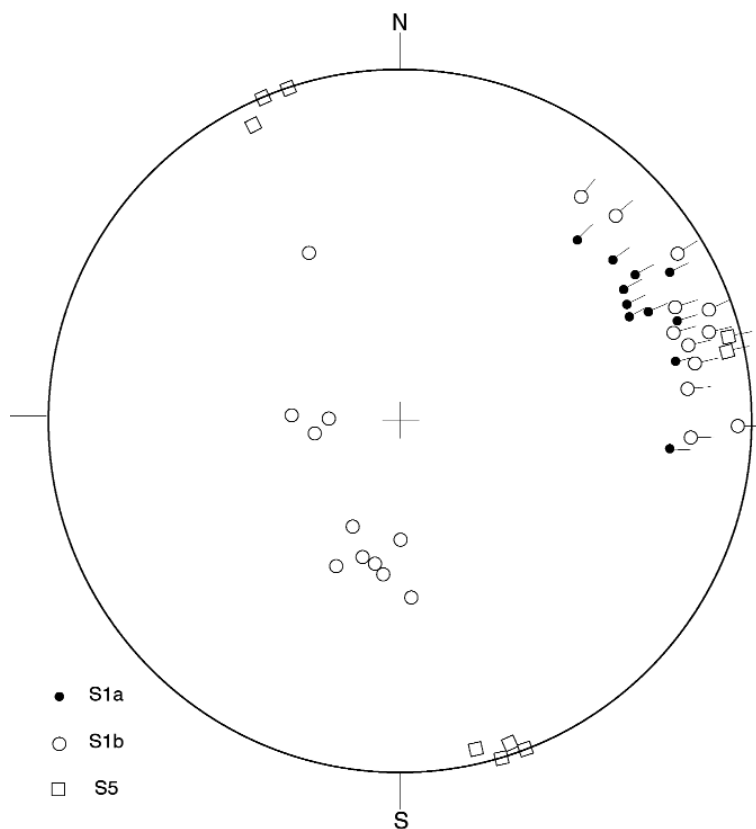


Fig. 8f.- Forêt des Écrivains combattants : diagramme de Schmidt synthétique.

Fig. 8f.- Ecrivains Combattants forest: Schmidt diagram.

Le pli de Lafage : la verticalisation et le renversement du flanc nord de l'anticlinal du Caroux

(fig. 4, 5 et 9)

Vers le nord, les formations passent très rapidement de pentages modérés (environ 30° à l'affleurement de la forêt des Ecrivains Combattants) à une zone verticalisée et même renversée. Ce pli de Lafage qui verticalise le flanc nord de l'anticlinal du Caroux présente une zone de charnière très étroite.

La route descendant au refuge de Lafage depuis la route de l'Espinouse permet de recouper et d'analyser cette structure. Du nord au sud (fig. 5b), on observe les micaschistes du faisceau d renversés présentant des pendages sud ; ces pendages se verticalisent et la zone de charnière s'observe au voisinage du contact entre le faisceau d et des gneiss sombres à petits yeux du faisceau c ; de petits plis parasites à plan axial peu penté et une schistosité de fracture apparaissent dans la zone de charnière ; on observe

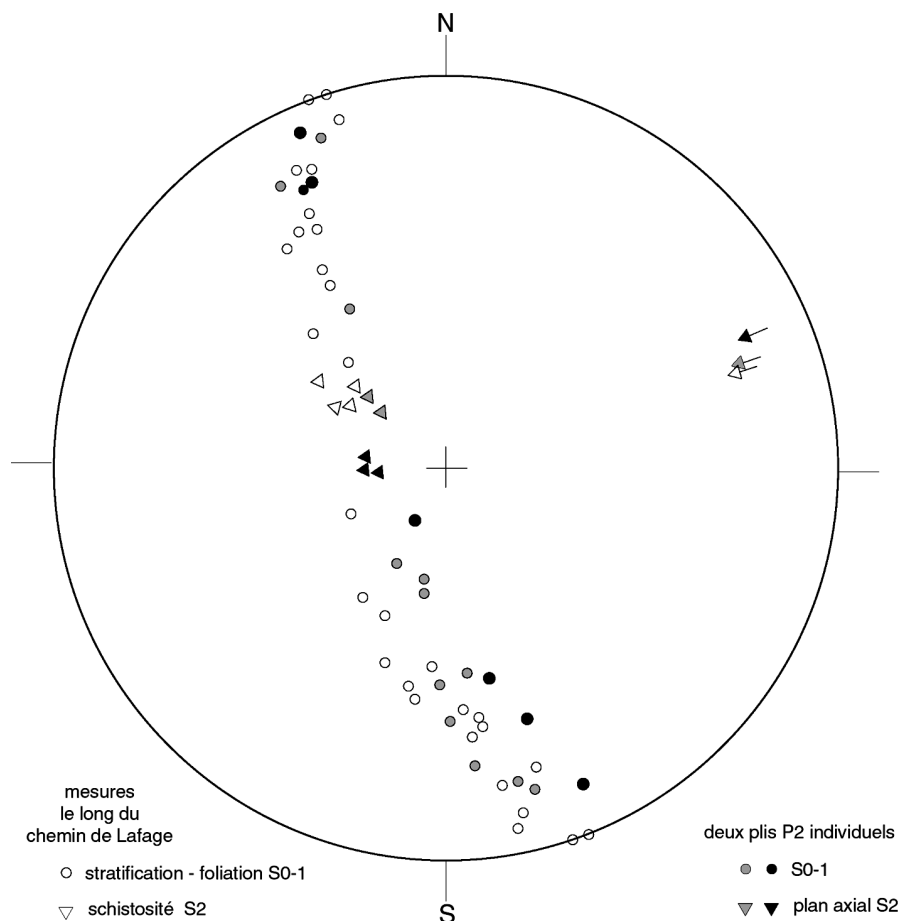


Fig. 9.- Le pli de Lafage (diagramme de Schmidt).

Fig. 9.- Schmidt diagram of the Lafage fold.

également de remarquables plis ptygmatisés P1a dans ces gneiss (figurés par Mattauer, 1973) ; puis les pendages deviennent nord et peu à peu on passe de la zone verticalisée aux pendages modérés du toit de l'anticlinal. Il se dessine ainsi un vaste pli d'axe 75 E 20 et de plan axial 35 SE 25, tout à fait assimilable aux plis P2 de l'affleurement du Mur de Cabrière (fig. 9) : la retombée nord de l'anticlinal du Caroux est bien différente de sa retombée sud, qui est une structure de phase P4, et ne saurait en aucun cas être assimilée aux plis droits P5.

Notons que sur le diagramme, les éléments structuraux, axes et plans axiaux/schistosité, des plis parasites du pli de Lafage, montrent une très légère dispersion qui suggère que ces plis sont déformés par des structures plus grandes (en fait de phase P5) ; l'effet de cette phase, modeste ici, s'amplifie dans les affleurements suivants.

Les plis P2 accompagnés d'une schistosité de fracture (et même parfois

de strain-slip) sont fréquents dans toute cette zone de charnière du pli de Lafage. Ce sont ces plis qui ont été figurés par Brun et Van Den Driessche (1994, fig. 10) et qu'ils interprètent comme des structures d'extension autour du dôme du Caroux. Cette hypothèse ne peut être retenue pour peu que l'on suive l'évolution des structures sur le terrain : on voit en effet ces plis symétriques, accompagnés d'une schistosité frustrée, passer aux plis P2 plus ouverts, à vergence nord, sans schistosité, du Mur de Cabrières, les éléments structuraux axes et plans axiaux, demeurant sensiblement constants.

La zone verticalisée du bord sud du synclinal de Rosis : affleurements sous le col de Madale et de la voie romaine (fig. 10)

La bande verticalisée et localement renversée sur la bordure sud du synclinal

de Rosis, est large de 500 à 800 m. L'une des meilleures coupes de cette zone est donnée par le chemin de niveau situé en contrebas est du col de Madale, prolongé vers le Nord le long de la route col de Pierre Plantée - col de Madale, puis au-delà de l'épingle supérieure dans les rochers qui surmontent la route, en contre-haut d'une ancienne voie romaine. Cette coupe montre de façon quasi continue les formations des faisceaux e (métapélites, métagrauwackes, gneiss-à-silicates-calciques, marbres, niveaux graphiteux) et f (métapélites et grès) (zone de la sillimanite + muscovite + grenat). Les affleurements du faisceau e décrits antérieurement (Demange, 1982) sont actuellement très abimés, aussi les exemples décrits ici seront-ils pris dans les formations du faisceau f qui affleurent en contre-haut de la voie romaine. Ces formations sont des grès à délit pélitique où la stratification S0 est toujours bien lisible et qui enregistrent admirablement les plis.

Tout ce domaine montre de façon spectaculaire l'interférence entre des plis isoclinaux à plan axial subvertical, attribuables à la phase P1b et des plis P2 à plan axial plat (fig. 10).

Les plis P1b, de dimension métrique à plurimétrique, montrent des charnières aiguës ou rondes, en fonction du matériel affecté. Une schistosité de strain-slip, accompagnée d'une linéation d'intersection, s'exprime dans les niveaux pélitiques. Ces plis reprennent une linéation d'intersection synfoliale L1a, qui fait un angle d'une vingtaine de degrés avec les axes/linéations L1b. Les plis P1a, isoclinaux, synfoliaux, ainsi que des interférences P1a x P1b, peuvent être observés (fig. 10a).

Ces plis précoces sont déformés par des plis à plan axial plat, pratiquement perpendiculaire aux plans axiaux des plis P1b ; je les attribue à la phase P2. Les charnières sont souvent rondes et assez ouvertes ; elles peuvent devenir plus fermées dans les formations carbonatées. Ces plis sont en général symétriques ; dans les niveaux carbonatés du faisceau e, ce sont plutôt des plis en genou à flanc long subvertical et flanc court plat. Une schistosité de fracture (ou dans les pélites, de strain-slip), un peu en éventail accompagne ces plis.

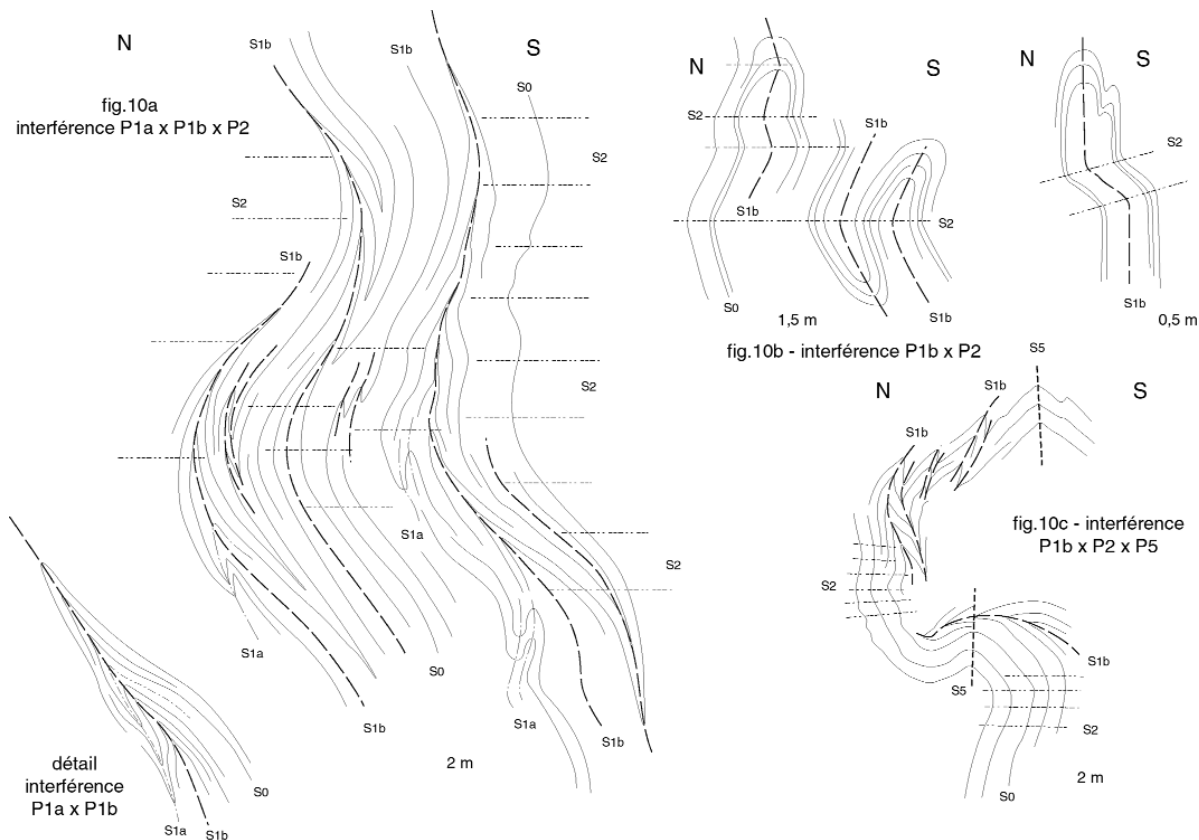


Fig. 10a-c.- La zone verticalisée sur le bord sud du synclinal de Rosis : affleurements sous le col de Madale et de la voie romaine. Les différents plis et leur interférence.

Fig. 10a-c.- Verticalized domain along the southern limb of the Rosis syncline: col de Madale and the Roman road outcrops. The various folds and their interference.

Bogdanoff *et al.* (1984) considèrent que ces plis et cette schistosité sont tardifs : la « phase tardi-Rosis » serait postérieure à la phase en plis droits « de Rosis » (= phase P5). En fait on observe de rares plis droits, très ouverts, à plan axial subvertical, assimilables à la phase P5, qui déforment les plis et schistosité de phase P2 (fig. 10c ; des affleurements plus démonstratifs s'observaient dans le faisceau e). La dispersion des plans de schistosité dans le diagramme, n'est pas due uniquement à une disposition en éventail, car plans axiaux/schistosités et axes/linéations sont simultanément dispersés avec pour les axes une dispersion comparable des axes P1b et P2 : il est clair que ces plis P2 sont déformés par les plis P5. Le report des mesures depuis les affleurements de la voie romaine (faisceau f) au nord (diagramme 10c) jusqu'à ceux de la route en contrebas du col de Madale (diagramme fig. 2, Demange, 1982) montre que les plans S2 varient depuis des pendages sud au sud (et sont alors tout à fait analogues à ce qu'ils étaient au Mur de Cabrière) jusqu'à des pendages beaucoup plus plats au nord : l'ensemble de la structure est déformée par un pli P5 à grand rayon de courbure.

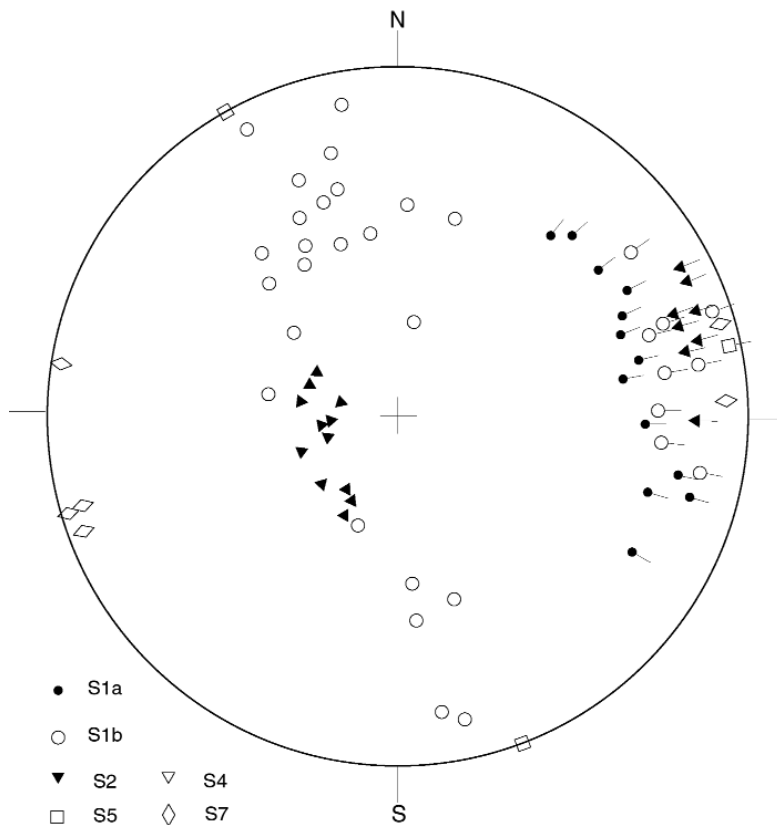


Fig. 10d.- Zone verticalisée sur le bord sud du synclinal de Rosis : diagramme de Schmidt synthétique.

Fig. 10d - Verticalized domain along the southern limb of the Rosis syncline: Schmidt diagram

La phase P7 se manifeste par un fort diaclasage, des ondulations molles et sur le diagramme, par une dispersion de plans S1b perpendiculaires à la dispersion par les plis P2.

La zone peu pentée au cœur du synclinal de Rosis : affleurement du col de Pierre Plantée (fig. 11) et l'anticlinal de l'Espinouse

Vers l'ouest, le « synclinal » de Rosis est une structure isoclinale très pincée : les schistes se suivent, avec des relais, à travers le massif de l'Agout sur plus de 35 km ; malgré un dénivelé de plus de 500 m au droit de Douch, les gorges d'Héric n'entaillent pas entièrement cette structure ; mais un peu plus à l'ouest, dans le cirque du col de Fontfroide, les pentes au-dessus de Maurouls, où le dénivelé est de l'ordre de 600 m, permettent d'observer les schistes se pincer au sein des orthogneiss. Les grands éboulis du flanc nord du Caroux empêchent le suivi des structures décrites précédemment jusqu'à cette zone isoclinale ; beaucoup plus à l'ouest, sur la feuille Saint-Pons (Alabouvette et Demange, 1993), il est possible d'observer des interférences assez claires tant du point de vue cartographique que microtectonique entre les phases P1-P2 et P5. Cette partie isoclinale du « synclinal » de Rosis peut être interprétée comme une structure de phase P2, éventuellement cisailée, ayant valeur de flanc inverse du pli de Lafage.

Vers l'est, le « synclinal » de Rosis, s'évase rapidement et sa forme complexe résulte en fait d'interférences essentiellement entre les phases P2 et P5.

Le passage de la zone verticalisée sud à la zone plate au centre du synclinal, se fait par un pli P2 symétrique du pli de Lafage, dont la zone de charnière est encore plus étroite. Cette charnière s'observe sur la crête au voisinage du col de Vente-Vieille et peut être suivie vers le nord-est le long de la crête descendant du p.c. 644 vers le col de Pierre Plantée.

Les affleurements situés au voisinage du col de Pierre Plantée (faisceau gréseux h)(zone de la cordiérite) donnent une bonne image des « petites » structures de la zone centrale du synclinal de Rosis.

Les plis dominants sont les plis droits très ouverts à plan axial subvertical de phase P5. Ce sont d'ailleurs souvent les seuls exprimés. Deux familles de plis en genou peuvent être observés : des plis à vergence nord, à plan axial penté vers le sud, assimilables aux plis P2 et des plis à vergence sud, à plan axial penté vers le nord assimilables aux plis P4. Le matériel étant très gréseux, les schistosités sont mal exprimées. Des plis isoclinaux témoignent de la phase précoce P1, sans que l'on puisse clairement distinguer P1a de P1b.

Les plis P2, P4 et P5 sont tout à fait semblables aux plis de même phase de l'affleurement du Mur de Cabrière : le panneau plat du centre du synclinal de Rosis est identique du point de vue microtectonique au panneau plat du toit de l'anticlinal du Caroux. Sur l'affleurement même du col de Pierre Plantée, ces trois phases ne paraissent pas interférer entre elles, ni même se distinguer nettement, l'ensemble formant une structure en boîte que l'on serait tenté d'interpréter comme une structure P5. Toutefois, en dehors de cet affleurement, ces phases se séparent sans équivoque : ainsi les plis P5 sont-ils les plis dominants sur le chemin qui monte du col vers Cabausse plus à l'est, alors que les plis P2 deviennent dominants au nord du col ; les plis P4 demeurent rares.

L'anticlinal de l'Espinouse est une structure très ouverte et régulière attribuable à la phase P5. Les plis que l'on peut observer sont très analogues à ceux de l'affleurement du col de Pierre Plantée : les plis droits P5 et les plis à vergence nord P2 sont dominants. Les éléments axiaux des plis P5 demeurent très constants ; les structures antérieures tournent progressivement en conformité avec le dôme.

Les écailles et cisaillements de la partie nord-est de la Zone axiale

(fig. 4, 5b et 12)

- Dans la partie nord est de la Zone axiale, l'enveloppe autochtone (et sub-autochtone) du dôme de gneiss de l'Espinouse est surmontée par différentes unités que leur contenu lithostratigraphique permet de rattacher aux unités occitanes : l'unité de la Haute Mare (dolomies suivies d'une formation schisto-gréseuse claire (x9 p.p. de la feuille Bédarieux) sans doute cambriennes puis schistes noirs

ardoisiers vraisemblablement ordoviciens x10-11 de la feuille Bédarieux) et l'unité cambrienne des Monts de Saint-Gervais.

Ces unités allochtones reposent sur l'enveloppe de la Zone axiale par différentes écailles de terrain métamorphiques, arrachées à la Zone axiale et charriées sur des zones moins métamorphiques : unité épizonale de Madalèze (faisceau i?) et unité mésozonale (faisceau d, zone andalousite-staurotide) de Cabausse (Demange et Herrera, 1989) (fig. 4-5b). Des mylonites relativement froides (avec rétro-morphose des minéraux métamorphiques de l'unité de Cabausse) mais dans lesquelles se développe localement une biotite tardive non orientée, marquent la base de ces écailles. Les plus spectaculaires de ces mylonites sont les ultramylonites noires à grain très fin (« pseudotachylite ») qui marquent la base de l'unité de la Haute Mare entre La Billière et Saint-Gervais.

Sous cet ensemble allochtone et para-autochtone, le groupe de Saint-Pons – Cabardès qui forme l'enveloppe nord est du dôme de l'Espinouse, est lui-même affecté de cisaillements, de moindre importance. Les chevauchements les plus notables que nous avons reportés sur la carte (fig. 4), sont ceux qui laminent de très larges parties de la série, en particulier les termes essentiellement pélitiques et grésocarbonatés (faisceau e) moins compétents : les faisceaux gréseux stratigraphiquement plus élevés, et moins métamorphiques sont ainsi amenés directement sur des termes plus profonds (et plus métamorphiques). Mais il existe aussi des cisaillements de tous ordres, internes à la série qui s'accompagnent de rétro-morphose des minéraux mésozonaux en {biotite + muscovite} parfois, mais plus souvent en chlorite et muscovite.

Dans le dôme de l'Espinouse, les orthogneiss du groupe du Somail sont également affectés de cisaillements internes mais dont le rejet est apparemment très faible. Ces cisaillements s'accompagnent alors de lessivages d'alcalins qui détruisent les feldspaths et les transfèrent en sillimanite en placages dans les plans de cisaillement (Bogdanoff, 1981 ; Beaud, 1985 ; Brunel et Lansigu, 1997) et en muscovite en placages et dans la masse de la roche (Bogdanoff *et al.*, 1967) : il ne s'agit point là de la culmination du métamorphisme mais comme

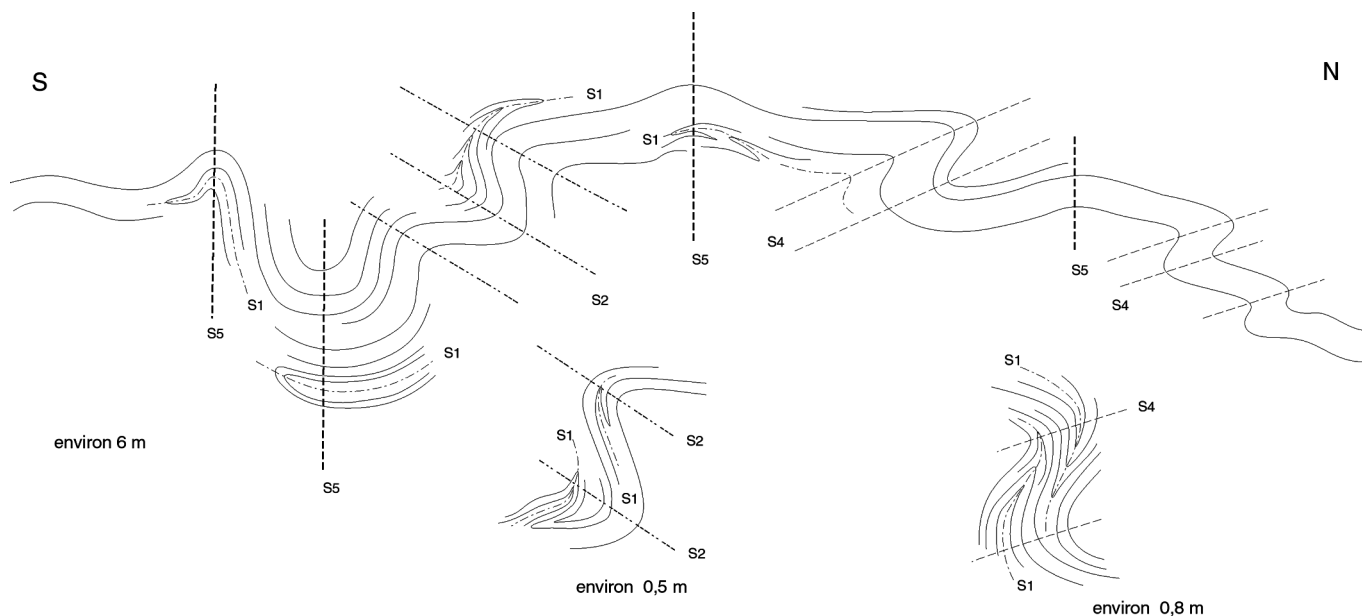


Fig. 11a.- La zone plate au centre du synclinal de Rosis : affleurement du col de Pierre Plantée. Plis superposés.
 Fig. 11a.- Flat-lying zone in the centre of the Rosis syncline: col de Pierre Plantée outcrop. Example of superposed folds.

dans les séries de couverture, de phénomènes rétro-morphiques. La formation de nodules de sillimanite dans les orthogneiss (et les paragneiss) si courants en couronne autour du dôme du massif de l'Agout, provient de lessivage d'alcalins analogues à ceux qui provoquent les placages de sillimanite dans les surfaces de cisaillement, mais leur liaison avec cette tectonique de cisaillement est beaucoup moins évidente ainsi que nous le discuterons plus loin.

La cartographie régionale des courbes-enveloppes de ces plans de cisaillements recoupe la trajectoire de foliation des gneiss et ces grandes structures que sont le dôme du Caroux et le synclinal de Rosis (du moins dans sa partie isoclinale) (Beaud, 1985) ; il se dessine ainsi un dôme grossier indifférent aux structures P2 : en effet ces cisaillements ne s'infléchissent que très faiblement dans la partie est du synclinal de Rosis. Dans la partie centrale du dôme de l'Espinouse apparaissent, sous les orthogneiss, des bandelettes de paragneiss qui peuvent s'interpréter comme des structures P2, prolongement de l'anticlinal de Mauroul-Planacan ; ces bandelettes ne sont pas cartographiées avec précision, mais apparemment, elles sont recoupées par la trajectoire-enveloppe des plans de cisaillement cartographiée par Beaud

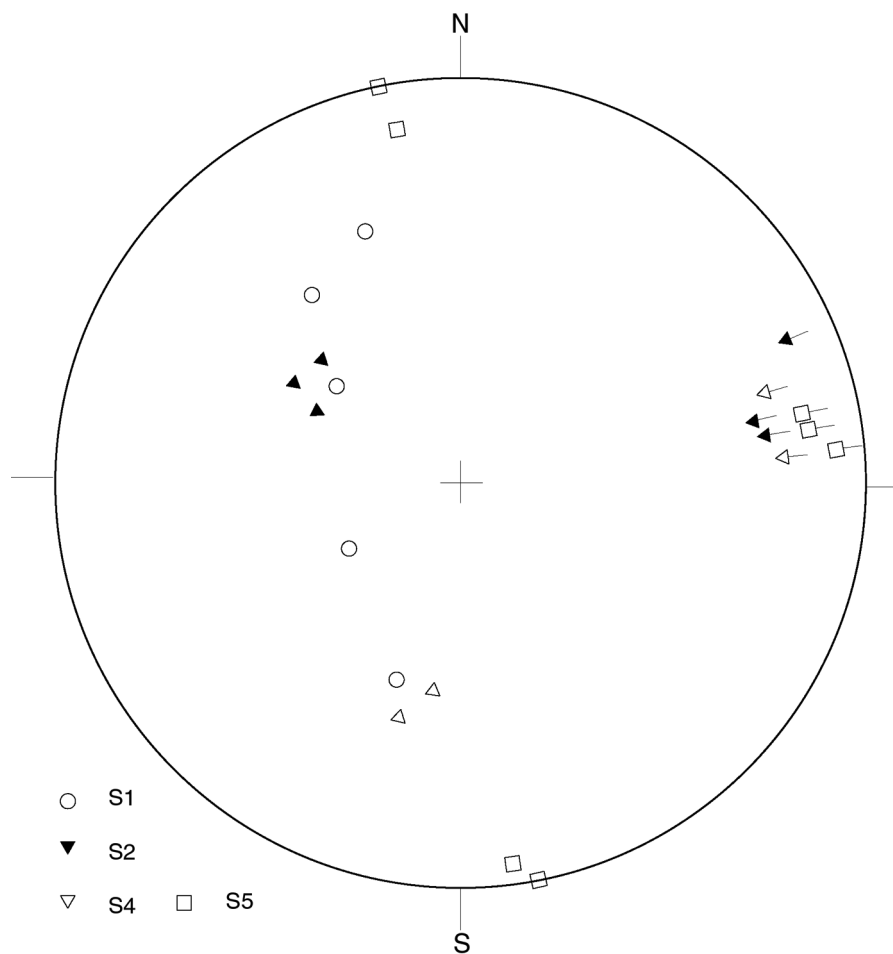


Fig. 11b.- Col de Pierre Plantée : diagramme de Schmidt synthétique.
 Fig. 11b.- Col de Pierre Plantée: Schmidt diagram.

(1985). Ces cisaillements sont donc manifestement postérieurs aux structures précoces.

L'ensemble de ces unités allochtones, écaillés basales, les mylonites ainsi que les cisaillements affectant aussi bien l'enveloppe métasédimentaire que les orthogneiss, sont clairement déformés par l'anticlinal à grand rayon de courbure de l'Espinouse et par le pli à grand rayon de courbure P5 au cœur du synclinal de Rosis. L'unité de la Haute Mare montre également une très belle structure anticlinale P5 dans la vallée de la Mare à l'est de Saint-Gervais.

L'ennoyage vers l'est de l'ensemble de la structure s'interprète le plus facilement comme une structure de phase P7 ; il peut aussi s'agir d'une structure transverse NW-SE analogue au « détroit » de Lacombe entre les dômes du Cabardès et de Nore (qui peut être attribué à la phase P6) ; mais les plis P6 sont inconnus dans ce secteur. L'ennoyage très doux suggère aussi un effet de boudinage en grand du dôme ; nous y reviendrons à propos de l'interprétation de cette phase P6.

- **Vers l'ouest, dans la haute vallée de la Mare**, au-dessus des gneiss de la retombée nord du dôme de l'Espinouse, affectés de cisaillements accompagnés de retromorphoses, viennent successivement de bas en haut :

- des écaillés de micaschistes à andalousite très fortement rétro-morphiques (non notées sur la feuille à 1/50 000 Bédarieux), en continuité avec le faisceau d de l'enveloppe de la Zone axiale ;

- l'unité épizonale de la Haute Mare ; le rabotage à la base de cette unité fait que ce sont les schistes ardoisiers noirs, d'un niveau assez élevé, qui forment cette unité dans cette région ;

- l'unité de Murat-Castanet qui présente un degré de métamorphisme de la zone de la biotite, est constituée de Cambrien inférieur caractérisé par la présence de blaviérites ; cette unité se rattache au-delà du bassin de Graissessac (et de la faille des Monts de Lacaune) à l'unité du Mendic ; ce Cambrien à blaviérite des unités de Murat-Castanet et du Mendic est très différent du Cambrien sans blaviérite de l'unité des Monts de Saint-Gervais, qui s'apparente aux séries cambriennes de nappes du versant sud, et, dans les Monts

de Lacaune, à celles de l'unité de Mélagues ; les rapports entre cette unité des Monts de Saint-Gervais et l'ensemble Murat-Castanet-Mendic demeurent masqués par le bassin de Graissessac.

Plus à l'ouest encore, l'unité de Murat-Castanet vient directement contre les gneiss de la Zone axiale ; puis bientôt apparaissent sur ces gneiss les micaschistes mésozonaux de la formation de Puech Plo qui constituent l'enveloppe normale des orthogneiss dans le centre et le nord de la Zone axiale.

Cet ensemble d'accident qui borde au nord la Zone axiale entre Saint-Gervais-sur-Mare et Murat sur Vèbre constitue la « faille de Ginestet » et ne saurait être assimilé à la faille des Monts de Lacaune qui passe plus au nord et qui est scellée par le bassin de Graissessac (Demange, 1993). Cet accident ne saurait non plus être assimilé à une unique faille normale (Van Den Driessche et Brun, 1991, 1991-1992 ; Brun et Van Den Driessche 1994).

- **La description ci-dessus** permet de caler sans ambiguïté par rapport au métamorphisme et à la tectonique souple **l'âge relatif des cisaillements et des accidents** qui affectent et séparent les différentes unités dans la partie nord-est de la Zone axiale :

- *Cette tectonique de cisaillement est postérieure au métamorphisme régional principal.* Elle a pu débuter, du moins dans les parties profondes du dôme, dans un contexte relativement chaud mais évolue ensuite rapidement dans des conditions plus froides, rétro-morphiques. La biotite non orientée observée dans les mylonites de la base de l'unité des Monts de Saint-Gervais témoigne d'un événement thermique mineur tardif.

- *La tectonique de cisaillement est clairement postérieure aux phases précoces P1 et P2* puisqu'elle affecte ces plis synmétamorphes, même si parfois les plans axiaux des plis P2 jouent alors en cisaillement. Elle est également clairement *antérieure à la phase P5*, puisque la base des différentes unités sont affectées par les plis à grand rayon de courbure P5 du centre du synclinal de Rosis et du dôme de l'Espinouse.

Nous verrons plus loin que l'étude du Sorézois à l'extrémité ouest de la Zone

axiale (fig. 19), qui est sans doute la région où les rapports entre la Zone axiale et les unités occitanes charriées sont les plus lisibles, conduit aux mêmes conclusions et permet de plus de montrer l'antériorité de cette tectonique de cisaillement par rapport à la phase P4.

- les cisaillements dans les orthogneiss sont scellés par le granite du Haut Vialais daté (U-Pb) à 327 ± 5 Ma (Lancelot, 1996, Matte et Mattauer, 1996, Matte *et al.*, 1998).

- **Il n'existe pas de critère microtectonique clair** pouvant indiquer le sens de déplacement de ces cisaillements et chevauchements dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. En particulier aucune linéation pouvant indiquer le sens de déplacement des écaillés de Cabausse, Madalèze et de la Haute Mare n'a été observée dans les mylonites.

Dans les orthogneiss du dôme de l'Espinouse, l'étude des stries dans les placages de sillimanite indique des mouvements vers l'est à est-nord-est (Beaud, 1985, Lansigu, 1996). L'étude des linéations d'étirement (si tant est qu'il n'y ait pas confusion entre les différentes linéations) donne les mêmes résultats. Notons toutefois que les cartes de linéations données par Van Den Driessche et Brun (1991-1992) Brun et Van Den Driessche (1994) présentent des directions sensiblement différentes NE à NNE, au point de se demander s'il s'agit bien des mêmes structures qui ont été mesurées.

Les nodules de sillimanite (Bogdanoff, 1970) ont été également utilisés par Lansigu (1996) et Brunel et Lansigu (1997) pour déterminer les conditions et la cinématique de la formation du dôme. Les résultats sont assez analogues à ceux obtenus par l'étude des stries dans les cisaillements et les linéations d'extension : un ellipsoïde de déformation d'allongement ENE et plan d'aplatissement à faible pendage ENE. Toutefois ces résultats doivent être sérieusement discutés : il n'est pas exact que ces nodules soient associés au granite du Haut Vialais comme le considèrent ces auteurs, puisque leur extension dépasse très largement l'emprise de ce granite (rappelons de plus que le faciès macroscopique et microscopique de ce granite sont bien différents de ceux du granite du Laouzas et que en l'absence de données

géochimiques, nous ne saurions les assimiler). D'autre part l'attitude des nodules dans d'autres parties de la Zone axiale peut être très différente de ce qu'elle est dans le dôme de l'Espinouse : nous avons décrit et figuré (Demange, 1976 et 1982, affleurements du col de Montplo (fig. 92) et de Campautié (fig. 93) dans l'anticlinorium de Maurouls - Planacan, loin du granite du Haut Vialais et même du granite du Laouzas) des nodules de sillimanite allongés dans la schistosité S1b et/ou marquant la linéation L1b et déformés par des plis droits P2 et P5 (la numérotation des phases dans Demange, 1982, est différente de celle employée ici) ; nous avons également figuré des nodules orientés dans le plan axial de plis en chaise (attribués à P4 ou peut être flanc de plis P2). Il n'est pas non plus exact que ces nodules marquent la culmination du métamorphisme puisqu'ils se développent par lessivage d'alcalins sur les feldspaths et sont postérieurs aux leucosomes anatectiques ; ils marquent le début d'une évolution tardive rétro-morphique par rapport à cette culmination du métamorphisme principal M1. Ces faits enlèvent toute valeur générale aux résultats de Brunel et Lansigu. Il existe peut-être plusieurs générations de nodules de sillimanite, ce que rien sur le terrain ne vient confirmer ; il est aussi possible que la formation de ces nodules due à des circulations de fluides tardi-anatectiques s'échelonne sur une durée supérieure à celle d'un événement tectonique individuel ; en tous cas, il est certain que ces nodules ne peuvent être utilisés pour étudier la formation du dôme tardif de la Zone axiale. Nous suivons assez volontiers Brunel et Lansigu (1997) pour considérer que dans la partie nord-est de la Zone axiale ces nodules marquent un allongement E à ENE et confirment les données des stries et linéations d'allongement, mais il est bien clair que ces mouvements ne peuvent être utilisés pour étudier « la déformation et la cinétique » de la formation du dôme...

- Cette tectonique de cisaillement a pu recevoir différentes interprétations. Les modèles récents (Van Den Driessche et Brun, 1991, 1991-1992 ; Brun et Van Den Driessche 1994) qui présentent une interprétation très schématique de la Zone axiale en « core complex », interprètent ces cisaillements comme une tectonique en extension liée à la surrection

du dôme et donnent un rôle fondamental à la faille de Ginestet présentée comme une faille normale affectant presque l'ensemble de la croûte : « fragile » et dont le rejet serait de l'ordre de 10 km... Cela n'est guère raisonnable au vu des faits de terrain et à la structure métamorphique présentés ci-dessus. Le fait que ces cisaillements soient postérieurs au métamorphisme régional principal, que les charriages soient additifs en non pas soustractifs (fig. 4 et 5b, on remarquera le pendage de S0-1 systématiquement plus élevé que celui des plans de cisaillements, ce qui peut induire une fausse apparence de cisaillement soustractif), que ces cisaillements soient antérieurs aux phases souples tardives qui forment le dôme, ne peuvent être interprétés par un modèle de « core complex » en extension. Il est certain que la faille de Ginestet se présente actuellement comme une faille normale mais ce n'est pas son rejet principal ; sa géométrie même est en fait beaucoup plus celui d'un décrochement, qui vient s'intégrer dans le système de la faille des Monts de Lacaune (Demange, 1993).

En fait, cette tectonique de chevauchement et cisaillement apparaît associée à la mise en place des unités occitanes représentées dans la partie nord-est de la Zone axiale par les unités de la Haute Mare, de Murat-Castanet et des Monts de Saint-Gervais. L'importance de ces structures décroît remarquablement depuis le charriage basal des unités occitanes jusqu'aux termes plus profonds : ils s'atténuent en fait très rapidement en profondeur... Si l'on admet que les nappes viennent fondamentalement de l'ouest comme de bons arguments en Sorézois semblent l'indiquer (Demange *et al.*, 1997), ce qui est d'ailleurs conforme à la paléogéographie du Cambrien (Demange 1994a) et au fait que la faille des Monts de Lacaune (et la faille de Ginestet) a joué comme un décro-chevauchement d'ouest en est ou plus vraisemblablement du nord-ouest vers le sud-est en liaison avec le jeu principal de la faille des Monts de Lacaune et de la faille de Ginestet, qui apparaît alors comme un satellite de cette structure

majeure. Ce modèle en transpression rejoint le modèle de mise en place des nappes présenté par Echtler et Malavieille (1990) repris par Lansigu (1996). Un rejeu très tardif des cisaillements en extension et de la faille de Ginestet (tardi- à post phase P5) est possible mais ce rejeu extensif n'a alors qu'une importance tout à fait mineure.

En résumé : corrélation entre ces différents affleurements- Déplier le dôme de la Zone axiale

Il est désormais possible de corréler les différents affleurements (fig. 12), de lier les structures cartographiques aux différentes phases microtectoniques mises en évidence à l'échelle de l'affleurement et de reconstituer par une série de coupes paléotectoniques l'évolution tardive de la Zone axiale qui aboutit au dôme actuel (fig. 13) ; nous incluons ici la description tectonique de l'enveloppe du massif de Nore décrite par Demange, Issard et Perrin (1986) et Demange et Jamet (1986).

Les différentes phases peuvent être regroupées en quatre événements (fig. 3) dont la description étendue à l'ensemble de la Zone axiale (fig. 14) sera développée dans la troisième partie de cet article.

Stades précoces

1) Partout, dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe, peuvent être identifiées **deux phases précoces en plis isoclinaux synschisteux P1a et P1b**. Ces plis sont déversés vers le nord et l'existence de critères de polarité dans les formations de l'enveloppe (assez abondants pour peu que l'on utilise systématiquement des lames minces orientées) démontre qu'il s'agit bien du sens de déversement et non simplement d'une vergence. Ce déversement vers le nord est bien clair pour les plis P1b ; il est moins net pour les plis P1a puisque ceux-ci sont largement repris par les phases ultérieures ; toutefois, lorsque les plis P1a peuvent être identifiés sans ambiguïté (par exemple ici fig. 6i et 7b) le déversement de ces plis est également nord. Les critères de polarité ainsi que la non-répétition des ensembles lithostratigraphiques (bien définis par leur lithostratigraphie fine et leur géochimie) démontre que ces

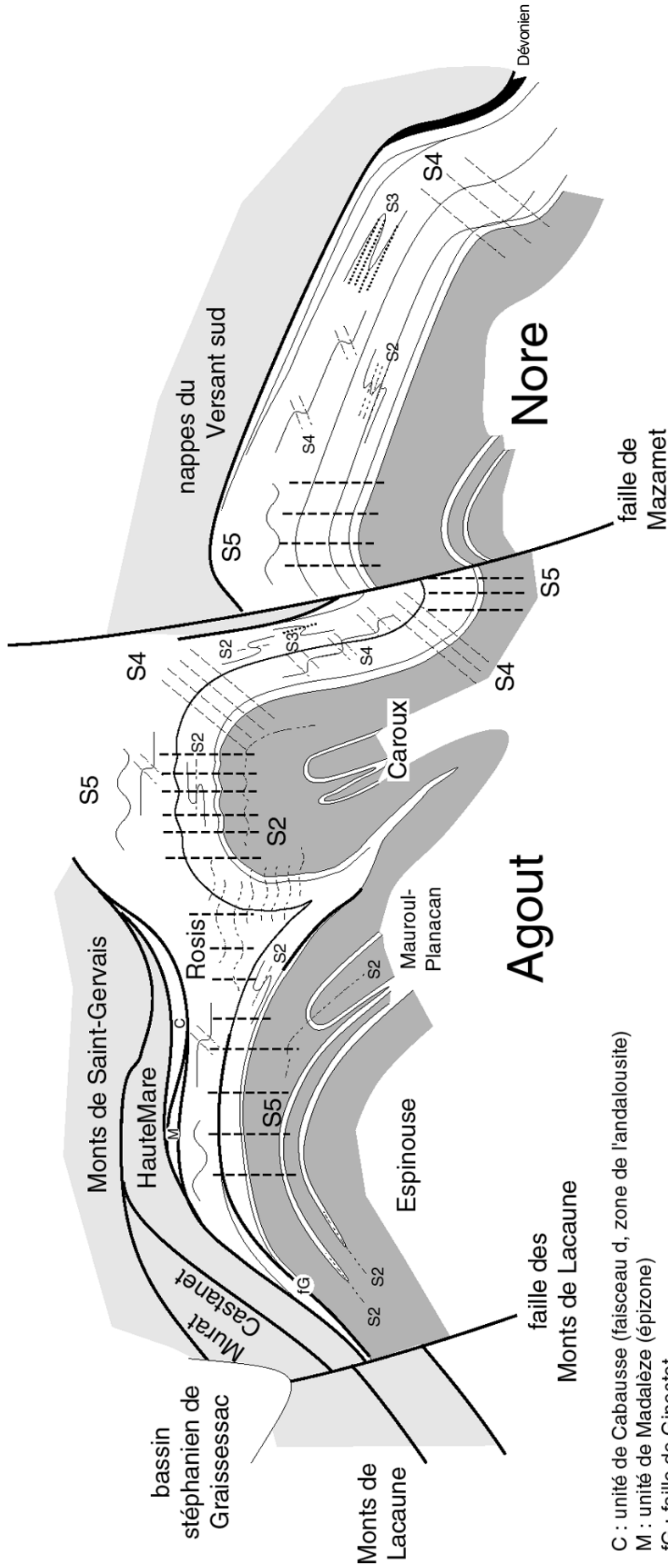


Fig. 12.- Répartition des petites structures à travers la zone axiale orientale.

Fig. 12.- Distribution of minor structures throughout the eastern Axial Zone.

phases ne créent aucune grande structure dans l'enveloppe des dômes qui apparaît comme globalement monoclinale. Les foliations et schistosités les plus pénétratives dans les formations métasédimentaires sont essentiellement de phase P1a ; le plus souvent celle des orthogneiss peut être rapportée à ce stade, mais comme nous l'avons dit plus haut celle-là n'est pas sans ambiguïté vu les transpositions de foliation possibles. La taille des plis précoces observables ne dépasse pas quelques mètres, souvent beaucoup moins et dans l'ensemble ces phases P1a-b apparaissent de très peu d'importance dans les séries de l'enveloppe. A l'échelle de la Zone axiale, ces phases sont en fait les plus importantes puisqu'elles induisent les grands plis couchés mis en évidence dans le centre et le nord du dôme de l'Agout⁽¹⁾ ; leur très faible importance dans l'enveloppe sud et est de ce dôme vient de ce que nous restons alors sur un même flanc de l'un de ces grands plis couchés, la nappe de l'Espinouse.

2) La phase P2 crée également des plis déversés vers le nord, plus ouverts que les plis P1 et sans schistosité si ce n'est dans les charnières majeures. Les plis majeurs de cette phase se caractérisent en effet par des flancs longs peu pentés et des zones de charnière verticalisant la foliation S1a-b, où les plis P2 deviennent très intenses et s'accompagnent d'une schistosité de fracture ou de strain-slip. Dans la partie est de la Zone axiale, la structure majeure attribuable à cette phase est la retombée nord du Caroux, qui est en fait la zone de charnière d'un pli majeur P2 déversé vers le nord, l'anticlinal du Caroux-Somail.

La retombée nord, verticalisée du dôme du Cabardès, est également une structure P2 très analogue à la retombée nord du Caroux. Des couloirs hectométriques verticalisés de plis P2 ont été décrits dans le groupe de Saint-Pons – Cabardès au sud du massif de Nore (Demange *et al.*, 1986).

L'attitude originelle des plis P2 peut être déduite de l'étude du métamorphisme M1 qui culmine au cours de cette phase (ce point est développé plus loin dans cet article) : les plans axiaux des plis P2 et

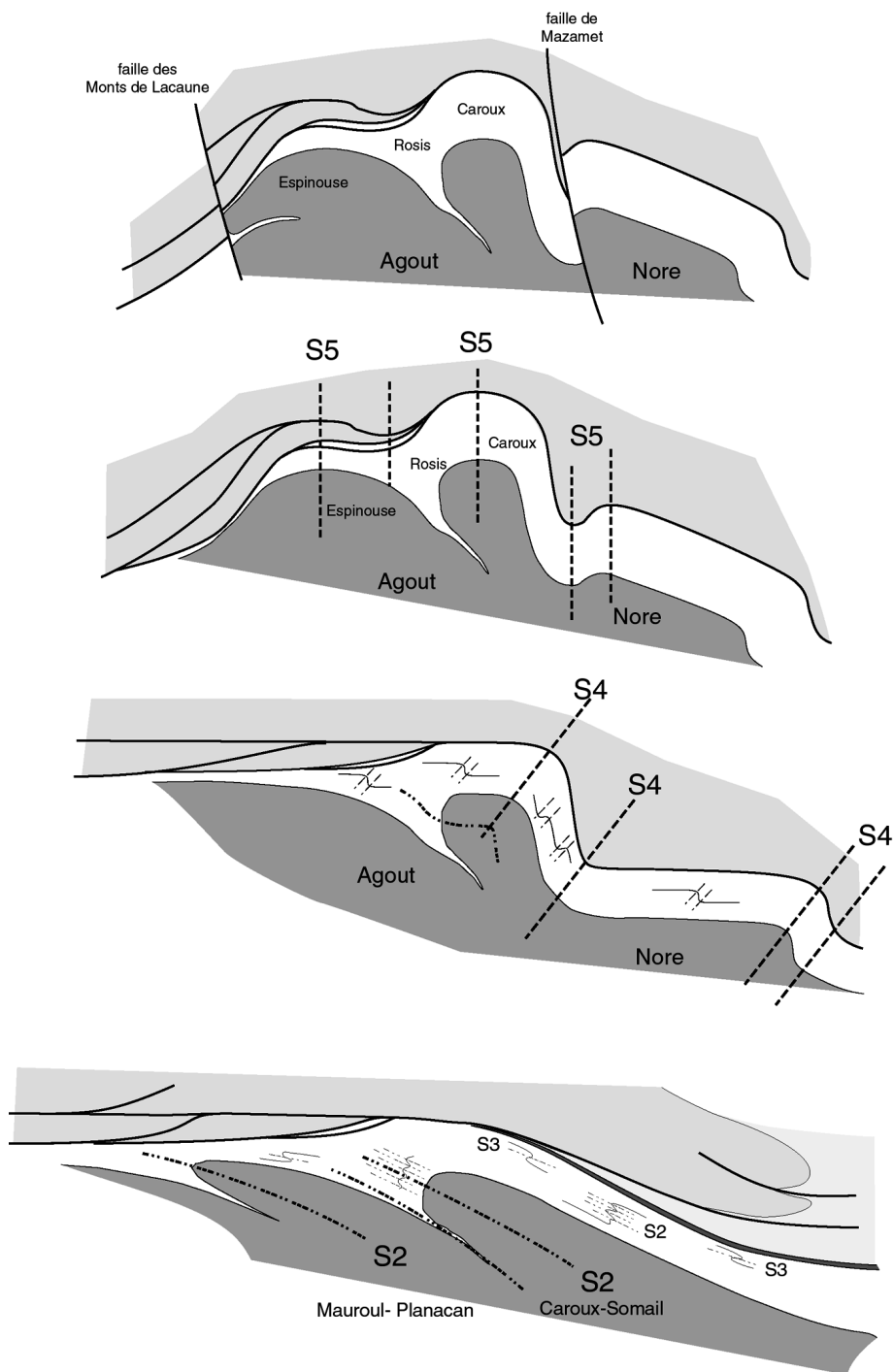


Fig. 13.- L'évolution tardive de la zone axiale.

Fig. 13.- Late evolution of the Axial Zone.

l'enveloppe globale du toit des orthogneiss présentaient un plongement vers le sud d'au moins 30 à 40°.

Il est remarquable que la vergence de ces structures précoces P1 et P2 (aussi bien à l'échelle des plis individuels que des

structures d'importance cartographique) soit nord : cela n'est pas sans poser de problème par rapport aux modèles cinématiques de cette portion de la chaîne hercynienne en faveur actuellement. Pourtant la géométrie des objets est là et ces modèles devront en tenir compte...

(1) cf. partie III page 29 et fig. 15a et b.

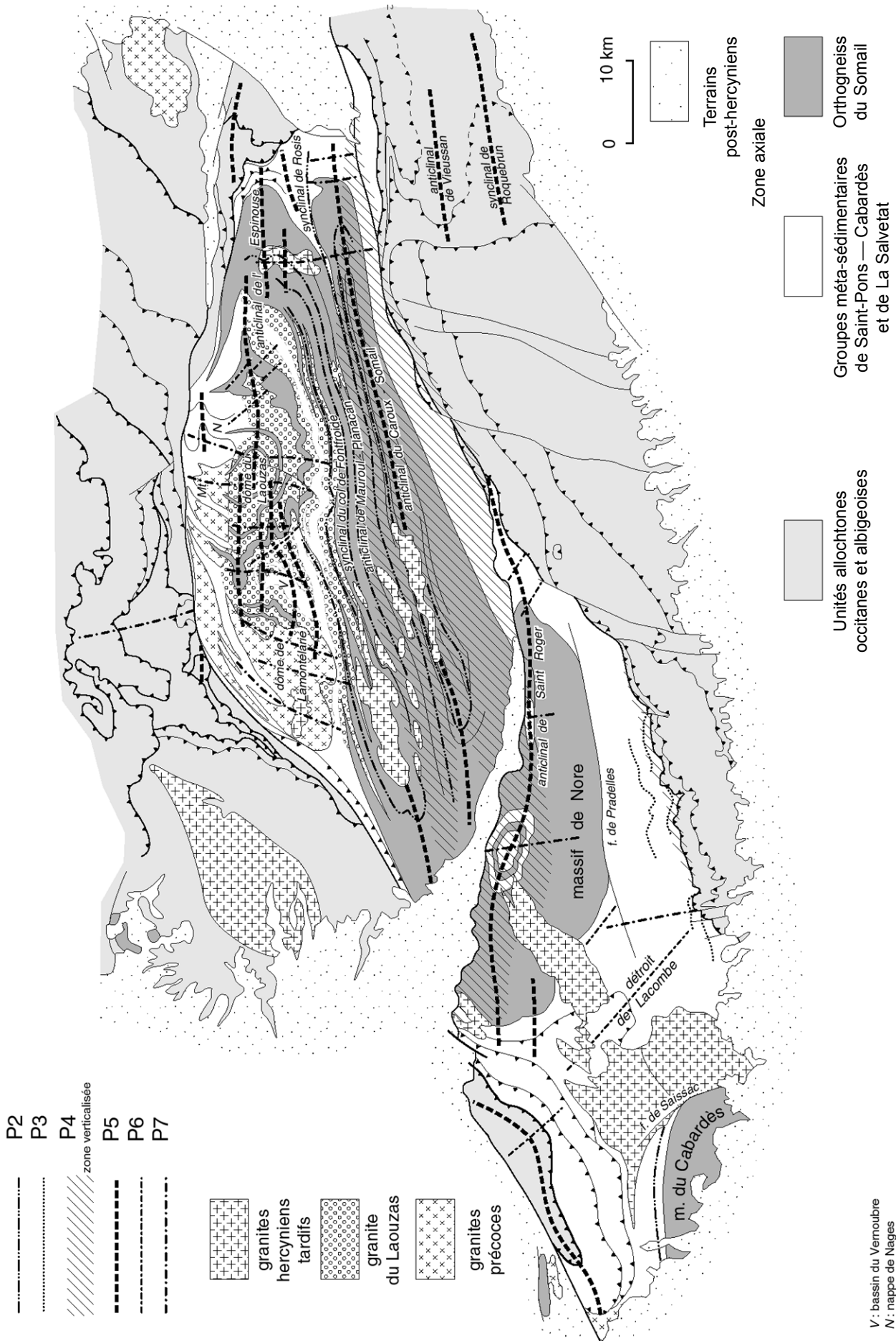


Fig. 14.- Plis majeurs post-P1 en zone axiale.

Fig. 14.- Major post-P1 folds of the Axial Zone.

La phase P3 et la mise en place des unités occitanes

3) Les plis P3 sont les seuls plis de l'enveloppe de la zone axiale déversés vers le sud. Sur le flanc sud du massif de l'Agout ces plis, qui restent relativement ouverts, ne s'observent que dans la partie supérieure de l'enveloppe métasédimentaire ; ils s'atténuent rapidement et finalement disparaissent en profondeur. Au sud du massif de Nore ils deviennent plus intenses et une schistosité de strain-slip se développe dans les zones de charnière. Des structures hectométriques de phase P3 peuvent être mises en évidence dans cette région ; par contre l'absence de toute répétition majeure dans la série de Saint-Pons – Cabardès et les critères de polarité dénie tout redoublement tectonique majeur comme ceux qui ont été figurés par Bonnemaïson *et al.* (1980) et Cassard *et al.* (1993).

4) Les chevauchements et cisaillements dans la partie nord-est de la Zone axiale sont clairement postérieurs à la culmination du métamorphisme régional principal et aux phases souples précoces P1 et P2 : la base des écaïlles de la Haute Mare et des monts de Saint-Gervais n'est pas impliquée dans la verticalisation du flanc nord du Caroux. D'autres exemples confirment cette chronologie : en Sorézois où la base des unités d'Arfons et des Cammazes ne sont pas affectées par la verticalisation du bord nord du dôme du Cabardès ; de même en Minervois, la base des nappes du versant sud est sécante sur les plis P3 cartographiques qui affectent la partie supérieure du groupe de Saint-Pons – Cabardès. Les conséquences de ces observations pour la mise en place des unités occitanes seront développées plus loin.

Les phases souples tardives et la formation du dôme

5) La Zone axiale et les unités occitanes qui lui sont superposées sont déformées lors de la phase P4 par une grande flexure qui verticalise un panneau large de 10 à 15 km et abaisse le domaine situé au sud. Des structures P4 de moindre importance s'observent également en Cabardès et Minervois, où elles affectent en particulier la base des nappes du versant sud.

6) La phase P5 crée de grands plis droits très ouverts dont le principal est l'anticlinal de l'Espinouse-Laouzas ; l'anticlinal de Saint-Roger dans le massif de Nore en est une réplique de moindre importance ; cette phase P5 ne provoque que des retouches mineures sur l'anticlinal du Caroux et le synclinal de Rosis.

7) La phase P6 en plis droits de direction 130-140 n'a pas été observée dans la coupe étudiée. Sur le flanc sud de la Zone axiale, elle crée des plis transverses dans la région de Courniou-les Verreries de Moussans et surtout le grand synclinal (« détroit de Lacombe ») entre les massifs de Nore et du Cabardès.

8) La phase P7, transverse sur les phases antérieures et interférant avec elles, finit de structurer la Zone axiale en brachyanticlinaux elliptiques.

Tectonique de cisaillement et de décrochement tardive

9) La dernière touche est donnée par la tectonique cassante tardive : tectonique d'extension d'importance tout à fait mineure, décrochements tardi-hercyniens (failles des Monts de Lacaune et de Mazamet) et rejeu de ces derniers en faille inverses lors de la compression pyrénéenne.

III - L'évolution de la Zone axiale

La Zone axiale a été étudiée depuis 1973 selon la méthode exposée précédemment : cartographie à 1/10 000 (la complexité des structures et la variété des terrains imposent une telle échelle) associée à l'étude des « petites » structures, l'une éclairant l'autre. Le lecteur pourra être étonné de la précision des cartes publiées dans un pays aussi couvert que le versant atlantique de la Zone axiale : les affleurements sont quasi continus sur les reliefs du versant sud et dans les vastes retenues hydrauliques lorsqu'elles sont mises à sec, mais, en dehors de ces zones, il existe suffisamment d'affleurements même si ceux-ci sont parfois petits, dispersés et pas toujours au bord des routes ; enfin les pistes et travaux de reboisement offrent des coupes quasi continues.

Le travail de terrain et travail de laboratoire sont étroitement associés : le métamorphisme a été étudié conjointement à l'étude structurale ; la géochimie a été employée essentiellement pour caractériser et corrélérer les formations.

Les huit phases tectoniques (au sens géométrique défini plus haut) décrites ci-dessus dans l'enveloppe orientale de la Zone axiale ont été identifiées de proche en proche à travers l'ensemble de la Zone axiale. De façon remarquable, toutes ces phases apparaissent responsables de structures d'importance cartographique. Nous pouvons désormais interpréter ces « grandes » structures en termes de phases tectoniques, regrouper les diverses phases géométriques en stades d'évolution dynamiques/cinématiques successifs continus ou contrastés et tenter une synthèse de l'évolution tectono-métamorphique de la Montagne noire.

Le métamorphisme nous indique les conditions dans lesquelles s'est déroulée la déformation et même, imposent certaines contraintes quant à la géométrie même des structures.

La mise en place des roches magmatiques permet théoriquement la datation de ces événements tectoniques. Les données géochronologiques sont actuellement très insuffisantes ; du moins les roches magmatiques permettent-elles un calage relatif. Les âges sur minéraux permettent d'apprécier le refroidissement.

Toutes les données structurales, magmatiques et métamorphiques convergent pour démontrer que l'évolution de la Zone axiale comprend trois stades bien distincts :

- un stade précoce syn-métamorphe (métamorphisme régional majeur M1, et reliques d'un métamorphisme antérieur M0) correspond aux phases P1 à P2, ce stade se termine par la mise en place de granites précoces (qui se sont pas actuellement datés) ;

- la mise en place des unités allochtones occitanes au Viséen supérieur - Namurien est postérieure à cette tectonique et ce métamorphisme précoces ;

- l'ensemble, Zone axiale *s.s.* à valeur d'autochtone relatif, et unités allochtones est repris par un stade tardif polyphasé qui conduit à la formation du dôme et dont l'âge s'achèverait au Westphalien d'après les datations Ar³⁹/Ar⁴⁰ (Costa,

1990). La mise en place de différents granites à des niveaux structuraux plus ou moins profonds post-date la formation de ce dôme.

L'évolution tectono-métamorphique précoce P1-P2 et les granites précoces

Les structures P1

Partout deux événements précoces en plis isoclinaux peuvent être reconnus : P1a responsable de la foliation régionale et P1b souvent également synschisteux. A vrai dire ces deux phases ne se distinguent bien que lorsqu'elles sont toutes deux présentes sur un même affleurement. La polarité bien établie des séries de l'enveloppe démontre sans ambiguïté que ces plis sont déversés vers le nord (ou nord-ouest) : les exemples développés précédemment en sont l'illustration. Dans l'enveloppe, ces phases ne produisent aucune structure d'importance cartographique : à ce stade les groupes de Saint-Pons – Cabardès et du Roc Suzadou demeurent pratiquement monoclinaux et en position globalement normale.

Dans le centre et le nord de la Zone axiale, ces phases P1 forment des plis couchés d'importance cartographique, qui peuvent être démontrés sans aucune hypothèse sur les rapports entre orthogneiss et séries métasédimentaires : en effet puisque la lithostratigraphie du groupe métasédimentaire de La Salvetat est suffisamment diversifiée, la cartographie fine des niveaux repères et la vergence des structures microtectoniques dans les séries métasédimentaires démontrent l'existence de grands plis couchés vers le nord (*s.l.*).

Par exemple la carte et les coupes de la Serre de Nages (Demange, 1975, fig. 15), figure l'un de ces plis couchés les plus remarquables (fortement déformé par les phases tardives E-W P5 et NNE-SSW P7). Les charnières de ces plis sont des structures de phase P1b (qui reprennent foliation et linéation P1a). Le déversement apparent de la structure cartographique se fait vers le nord-ouest ; mais n'oublions pas que cette carte ne représente qu'une moitié de cette structure, puisque cette nappe est déformée par l'anticlinal P7 du Montalet, et que l'autre moitié, symétrique, s'observe sur le flanc ouest de ce pli (fig. 1-14 et voir feuille

1/50 000 Lacaune). Le sens de déversement peut être apprécié en construisant les vecteurs glissements, par la méthode exposée dans la première partie, puisque les charnières P1b reprennent la linéation P1a. Les figures 15c et 15d présentent cette construction pour des plis mesurés à la Tourelle dans les quartzites de la formation de Puech Plo (fig. 15c) et aux Rieules dans les orthogneiss rubanés et les amphibolites de la formation de Murat (fig. 15d). Les vecteurs glissements construits ont des directions NE à La Tourelle (très analogue au vecteur glissement construit pour un pli P1b à la forêt des Ecrivains Combattants fig. 2b, mais avec une certaine incertitude vu la difficulté des mesures..) et nord aux Rieules. Ce vecteur glissement construit est très analogue à la linéation d'allongement déduite aux Rieules de la déformation de phénocristaux (Mattauer, communication orale).

Or le groupe de La Salvetat peut être corrélé avec le groupe de Saint-Pons – Cabardès qui forme l'enveloppe sud et est de la Zone axiale. Le groupe de La Salvetat comprend les termes suivants, de haut en bas (fig. 15-16, Demange, 1975) :

- formation de Nages caractérisée par l'abondance des niveaux carbonatés, marbres et gneiss-à-silicates-calciques et de niveaux graphiteux ; à ces termes grésos-carbonatés succède (peut être en partie en équivalent latéral) un terme supérieur pélitique, la formation de La Cabanelle ;

- formation de Murat, formée d'orthogneiss acides ferrifères stratifiés, à intercalations métasédimentaires, interprétée comme un complexe volcanique et volcano-sédimentaire (peut être plutono-volcanique = quelques sills), datée à 532 ± 13 Ma (Ducrot *et al.*, 1979) ;

- formation d'origine grésos-pélitique de Puech Plo, divisée, dans les parties profondes de la Zone axiale en :

- Puech Plo supérieur d'origine gréseuse, débutant localement par des quartzites,
- Puech Plo moyen d'origine pélitique,
- Puech Plo inférieur d'origine gréseuse (avec quelques niveaux de gneiss-à-silicates-calciques et d'orthoamphibolites).

Les formations de Puech Plo supérieur, de Murat et de Nages se corrélaient sans difficultés tant en termes lithostratigraphiques que géochimiques avec les

faisceaux b, c et d-e du groupe de Saint-Pons – Cabardès. Les parties inférieures et moyennes de la formation de Puech Plo n'ont pas d'équivalents sur le flanc sud : ou bien, et c'est l'hypothèse que nous préférons, ces formations représentent un cycle sédimentaire indépendant qui n'a pas d'équivalent au Sud ; ou bien ces formations représentent des terrains métasédimentaires anciens dans lesquels les orthogneiss du groupe du Somail seraient intrusifs (ce qui aurait l'avantage d'expliquer la multiplication des bandelettes d'orthogneiss dans le centre du massif, qui s'interpréteraient comme autant de sills).

Quoiqu'il en soit l'essentiel du groupe de La Salvetat dans le centre et le nord de la Zone Axiale est bien l'équivalent du groupe de Saint-Pons – Cabardès qui en constitue l'enveloppe au sud.

Les formations métasédimentaires qui entourent les lames d'orthogneiss du Somail sont bien identiques à travers toute la Zone axiale ; les lames d'orthogneiss sont séparées par des **synclinaux couchés de formations métasédimentaires symétriques** et viennent s'encapuchonner au nord dans des plis couchés bien dessinés par la lithostratigraphie de ces formations. Dans les zones qui sont restées relativement plates lors des phases ultérieures, cette disposition dessine une remarquable structure en écailles d'oignons imbriquées. Cela justifie donc l'interprétation de la Zone axiale en terme de grands plis couchés précoces, quelle que soit l'hypothèse que l'on fasse sur les orthogneiss, intrusions ou beaucoup plus vraisemblablement socle. Ces plis couchés sont tout à fait analogues aux **nappes penniques** alpines.

Les unités suivantes ont été reconnues, de haut en bas : nappe de l'Espinouse, nappe du Concord, séparée de la précédente par le synclinal de Fraïsse, nappe de Nages et unités profondes du Laouzas (Demange, 1975).

Les structures P2

La phase P2 produit des plis à vergence nord très dissymétriques :

- flancs longs réguliers (peu pentés en dehors du domaine verticalisé par la phase P4) où les plis demeurent rares et où la schistosité S2, mal exprimée, demeure très proche de la stratification (et de la foliation S1) (dans les zones demeurées peu pentées

cette schistosité S2 est en général moins pentée que S0-1) ;

- zones de charnières intensément plissées où la série (déjà déformée et foliée par P1) se verticalise ou se renverse, où les plis P2 deviennent très intenses et où se développe une schistosité plus ou moins pénétrative, S2, sub-orthogonale à S0-1.

De tels couloirs hectométriques ont pu être cartographiés sur le flanc sud du massif de Nore (Demange, Issard et Perrin, 1986) ; mais les structures majeures de l'enveloppe lors de cette phase sont les couloirs verticalisés des flancs nord du Caroux et du massif du Cabardès.

Dans le centre du massif de l'Agout, cette phase est responsable de l'anticlinorium de Mauroul-Planacan et du synclinorium du col de Fontfroide : l'anticlinorium de Mauroul-Planacan bien mis en évidence au nord-ouest d'Olargues dans le cirque de Maurouls - col de Fontfroide (Demange, 1975) ramène la série de La Salvetat en position anticlinale sous les orthogneiss du Somail. Cette structure peut être tracée dans tout le massif. On la suit vers l'est où elle forme des bandelettes, ployées par l'anticlinal tardif P5 de l'Espinouse, qui viennent s'encapuchonner vers le nord dans les orthogneiss (fig. 1 et 14) ; la zone de charnière s'observe dans le ravin du Haut-Vialais avec des plis couchés symétriques qui affectent la foliation des orthogneiss au Pas de Lauze, en plein sur l'axe de l'anticlinal de l'Espinouse (fig. 12). Les plis à vergence nord du flanc normal de cet anticlinorium s'observent de façon très commune, basculés par la phase P5, sur le flanc nord de l'Espinouse, (où ils sont d'ailleurs repris par la tectonique de cisaillement).

D'autres structures moins importantes ont été reconnues dans les parties profondes du massif de l'Agout. Il existe en particulier un grand pli P2 qui déforme le synclinal de Fraïsse à l'ouest de La Salvetat ; la reprise par ce pli P2 du synclinal P1b de Fraïsse se traduit sur la carte par une remarquable figure d'interférence en Z.

Le métamorphisme précoce M0-M1

Lors des phases précoces, se développe un remarquable métamorphisme prograde depuis l'épizone jusqu'à la catazone dans le centre du massif de l'Agout. L'étude de ce métamorphisme permet de déterminer

les conditions physiques du développement de ces phases précoces. Isogrades et faciès en mésozone (fig. 17-18) ont été présentés et discutés dans de nombreuses publications depuis 1976, aussi nous bornerons-nous à en présenter ici la synthèse. Dans le domaine catazonal (zone sillimanite + feldspath potassique), il n'existe pas d'isograde évident mais les variations de composition des minéraux permettent de dessiner la structure thermique de ce domaine (Demange, 1982) : les teneurs en manganèse des grenats décroissent régulièrement à métamorphisme croissant, aussi la carte des teneurs en manganèse des grenats catazonaux (du moins de leur cœur, fig. 26) est-elle une bonne image de cette structure thermique. L'anatexie est générale dans tout ce domaine catazonal mais demeure modérée : on n'observe guère à ce stade que des migmatites lit par lit (qui sont d'ailleurs reprises en enclaves dans le granite migmatitique à cordiérite du Laouzas).

L'examen des rapports entre la cristallisation des minéraux et les structures tectoniques (comme par exemple l'observation de cordiérite englobant la foliation P1a et plissée par les plis P1b, provenant du versant nord de la Zone axiale, Demange, 1980-1981) montre que le **métamorphisme régional principal M1** est contemporain des phases précoces. Ce métamorphisme culmine au cours de la phase P2 ou peu après : ainsi les isogrades sont-ils clairement sécants sur la zone verticalisée nord Caroux, c'est-à-dire sur une structure P2 (fig. 4).

Le métamorphisme régional principal M1 est incontestablement antérieur à la mise en place des unités occitanes puisque celle-ci s'accompagne d'écaillages où des terrains plus métamorphiques sont charriés sur des domaines moins métamorphiques. Cet écaillage est bien mis en évidence dans les Monts de Saint-Gervais, dans le dôme de Viane et surtout en Sorézois :

- nous avons décrit plus haut, dans les **Monts de Saint-Gervais**, l'écaille de Cabasse à andalousite-staurotide, charriée de façon spectaculaire sur les terrains épizonaux ou de la zone de la biotite de la Zone axiale s.s. ; de même l'unité de Murat - Castanet qui présente un métamorphisme de la zone de la biotite, est charriée sur l'unité de la Haute Mare, épizonale ;

- dans la partie sud des Monts de Lacaune, le dôme de Viane (à l'ouest de Lacaune) montrent différentes écaillages dont

le métamorphisme prograde croît du nord au sud ; mais cet écaillage est clairement postérieur au métamorphisme puisque, systématiquement, les terrains les plus métamorphiques d'une écaille donnée reposent sur des terrains relativement moins métamorphiques de l'écaille sous-jacente : zone de la biotite à la base de l'unité des ardoisières sur zone de la chlorite au nord de l'unité de la Quille ; terrains à cordiérite ou andalousite de la base de cette unité reposant sur les terrains épizonaux de l'unité du Thioys ou ceux de la zone de la biotite de celle de Cuillé - Le Teil... (fig. 17 et Demange *et al.*, 1995) ;

- les superpositions anormales les plus remarquables s'observent en **Sorézois** (fig. 19) où non seulement des terrains plus métamorphiques reposent sur des terrains relativement moins métamorphiques mais où aussi les types de métamorphisme des différentes unités sont différents. L'extrémité occidentale de la Montagne noire montre très clairement les rapports entre le domaine des nappes et la Zone axiale ; en effet parmi les unités superposées les deux supérieures se rattachent au domaine occitan et les quatre inférieures au domaine catalan (Demange, 1994b ; Demange, Mouline, Alabouvette, 1997). La succession des unités et leur métamorphisme sont les suivantes de haut en bas : l'unité cambrienne du Désert de Saint-Ferréol montre de la biotite dans ses grésopélites ; elle repose sur la partie épizonale de l'unité de Durfort qui montre un métamorphisme prograde de très basse pression avec la succession + biotite, + cordiérite, + andalousite (avec en particulier la paragenèse à {andalousite + grenat}) ; l'unité des Cammazes montre un métamorphisme inverse avec zones de l'andalousite puis du grenat (abondant) dans sa partie supérieure, superposées à celles de la biotite et même localement de la chlorite ; l'unité d'Arfons montre au contraire un métamorphisme prograde également de basse pression avec successivement + biotite, + cordiérite, + andalousite, grenat et staurotide demeurent inconnus ; l'unité de La Loubatière (pour autant que le métamorphisme régional prograde ne soit pas masqué par le métamorphisme de contact des granites tardifs) appartient pour l'essentiel aux zones de la chlorite et de la biotite, seule son extrême base montre de la cordiérite ; enfin la Zone axiale s.s. montre un métamorphisme prograde avec



Fig. 15a.- Exemple de grande structure en plis couchés : la Serre de Nages. Carte. m = marbre ; α = amphibolite ; δ = roches basiques en sills ; Qtz = quartzites ; k = kinzigite.
 Fig. 15a.- Example of a major recumbent fold: Serre de Nages. Map. m = marbre; α = amphibolite; δ = basic sills; Qtz = quartzite; k = kinzigite.

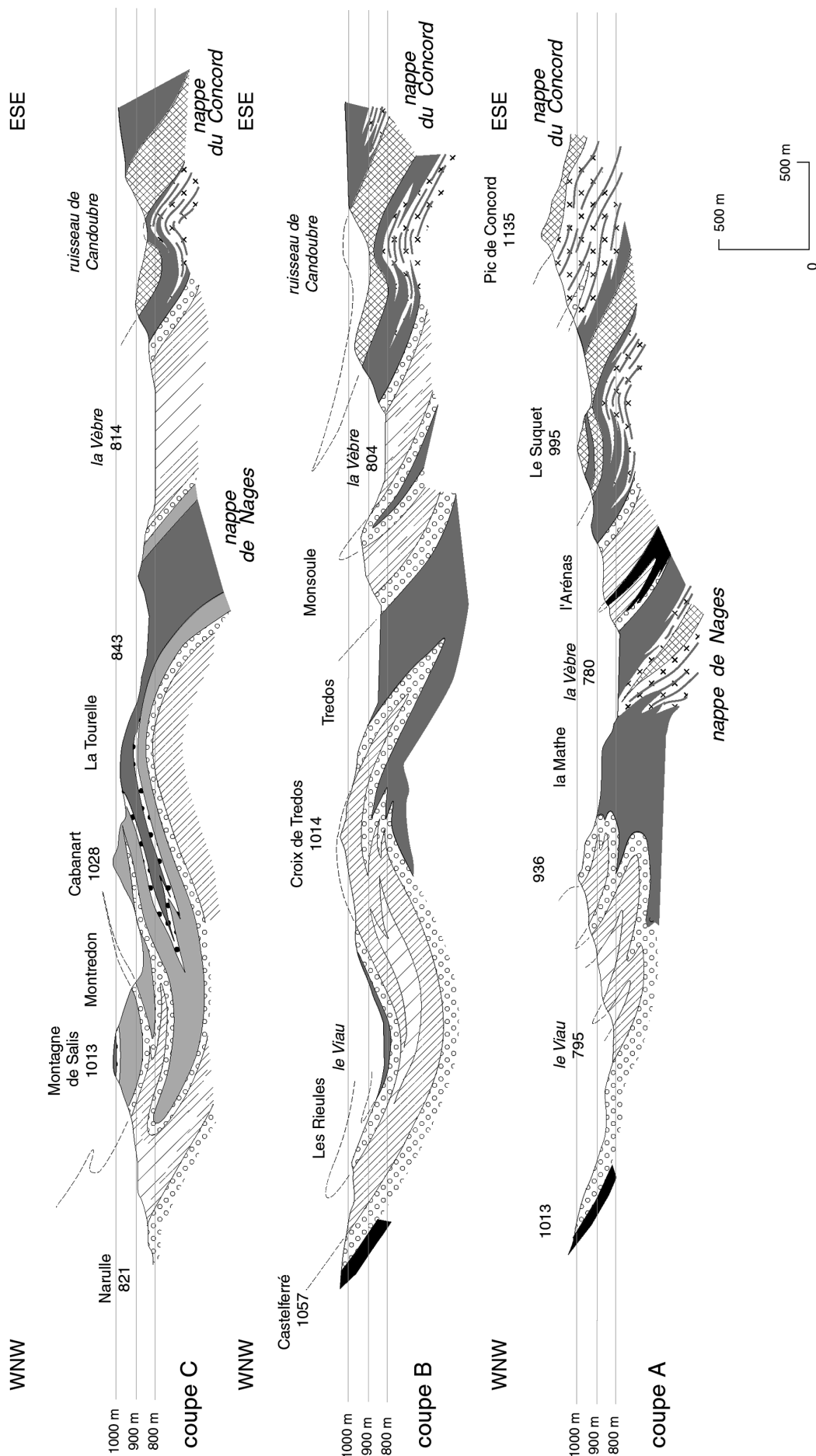


Fig. 15b.- Exemple de grande structure en plis couchés : la Serre de Nages. Coupes.
Fig. 15b.- Example of a major recumbent fold: Serre de Nages. Cross sections.

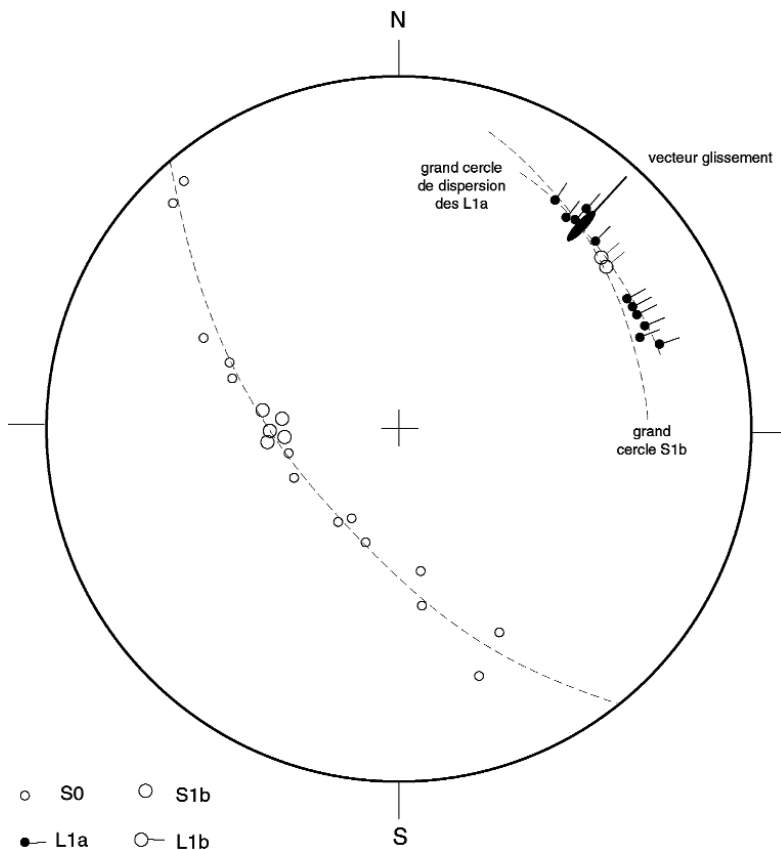


Fig. 15c.- Exemple de grande structure en plis couchés : la Serre de Nages. Diagramme La Tourelle.
 Fig. 15c.- Example of a major recumbent fold: Serre de Nages. La Tourelle Schmidt diagram.

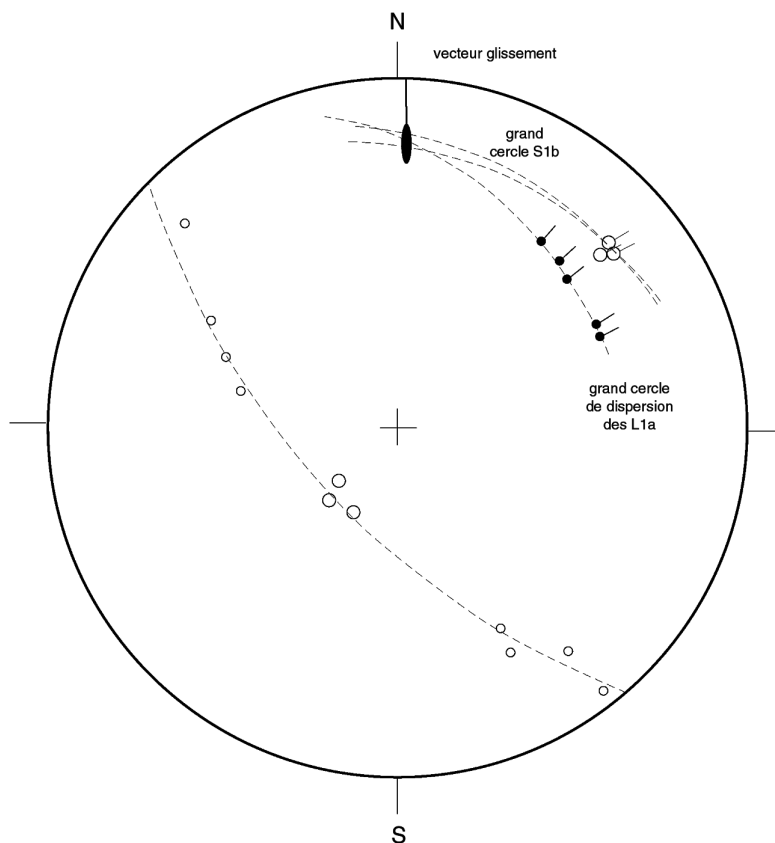


Fig. 15d.- Exemple de grande structure en plis couchés : la Serre de Nages. Diagramme Les Rieules.
 Fig. 15d.- Example of a major recumbent fold: Serre de Nages. Les Rieules Schmidt diagram.

successivement zones de la staurotite, de l'andalousite et de la sillimanite. Les contacts entre chacune de ces unités superposées s'accompagnent de cisaillements où les associations mésozonales sont rétro-morphosées dans la zone de la biotite ou plus fréquemment dans celle de la chlorite. La pile d'unités superposées est déformée en un vaste synforme par différentes phases tardives assimilables aux phases P5 à P7.

Ainsi de façon générale, les isogrades sont partout recoupés par les charriages cisailants liés à la mise en place des unités occitanes (fig. 17). L'observation microscopique confirme d'ailleurs que la plupart des minéraux métamorphiques sont antérieurs à la linéation de crénulation 4.

Dans le domaine mésozonal, ce métamorphisme régional principal M1 présente des variations importantes à travers la Zone axiale, qui sont soulignées par la position relative des isogrades, les différents faciès de métamorphisme et la composition des minéraux associés (Demange, 1982, et à paraître) : le métamorphisme varie depuis un type de moyenne pression dans la région de Labastide-Rouairoux (Demange et Jamet, 1986) jusqu'à des types de très basse pression au nord dans la région de Murat (Demange, 1980-1981) ou dans le dôme de Viane au sud des Monts de Lacaune (Landes 1981, Debertrand, 1983) en passant par différents types intermédiaires de basse pression dont les coupes types peuvent être prises en Saint-Ponais (Demange et Gattoni, 1976), au sud-est du Caroux ou dans le synclinal de Rosis (Herrera-Urbina, 1987) (fig. 19-20).

Ces différents types de métamorphisme se répartissent régulièrement à travers la Zone axiale en des bandes ENE-WSW (d'autant plus évidentes que l'on annule l'effet des chevauchements et décrochements post-M1) depuis le type de moyenne pression dans la région de Labastide-Rouairoux au sud jusqu'aux types de très basse pression au nord (fig. 21) : à un même degré de métamorphisme, c'est-à-dire à des températures équivalentes, il existait des différences de pression d'au moins 3 kb entre le sud et le nord de la Zone axiale (Demange, 1982 et à paraître). La coupe 22a, dessinée à la même échelle dans les deux dimensions, fait ressortir l'incompatibilité de cette structure métamorphique avec la géométrie actuelle. Il nous faut annuler l'effet des

phases tardives qui forment le dôme de la Zone axiale (la figure 22b a été dessinée en se basant sur la reconstitution de la formation des dômes de la figure 13) et reconstituer la structure métamorphique au moment de sa culmination lors de la phase P2, peu avant la mise en place des nappes occitanes. La morphologie des objets géologiques et les données du métamorphisme, en particulier les données sur les pressions, c'est-à-dire sur la profondeur, sont parfaitement compatibles : **les plans axiaux des plis P2 et l'enveloppe du toit des orthogneiss présentaient un plongement vers le sud d'au moins 30 à 40°.**

L'état métamorphique que nous observons, est l'état lors de la culmination du métamorphisme, au cours de la phase P2 ou peu après. Nous n'avons pas de données aussi précises pour reconstituer l'état antérieur. Seules subsistent de cette **évolution métamorphique précoce M0** de rares reliques :

- les très rares reliques de disthène signalées à la périphérie du Caroux (Bouchardon *et al.*, 1979) et au sud du massif de Nore (Beaud, 1981) ; ces reliques s'observent dans une région dont le métamorphisme régional est de type andalousite-sillimanite et ne sauraient être confondues (Brun et Van Den Driessche, 1996) avec le disthène typomorphe de la région de Labastide-Rouairoux où tout indique qu'il s'agit bien du métamorphisme M1 (Demange et Jamet, 1985) ;

- des écoligites (de relativement basse pression) s'observent dans la partie sud de la Zone axiale (Demange, 1985 ; Alabouvette et Demange, 1993). Ces écoligites se localisent soit à la base du groupe de Saint-Pons – Cabardès (écoligite du Cabardès) ou dans les paragneiss qui forment de fines bandelettes qui séparent les unités orthogneissiques majeures dans le sud du massif de l'Agout. L'évolution métamorphique de ces écoligites comprend un stade prograde (spinelle relique dans le grenat de l'écoligite de l'Airette) et un stade rétrograde en faciès amphibolite compatible avec le métamorphisme M1. On ne connaît que cinq occurrences d'écoligites mais des textures provenant vraisemblablement de la recristallisation de kélyphite s'observent dans une dizaine d'échantillons provenant de cette même région suggérant que les écoligites aient été plus abondantes. La composition chimique de

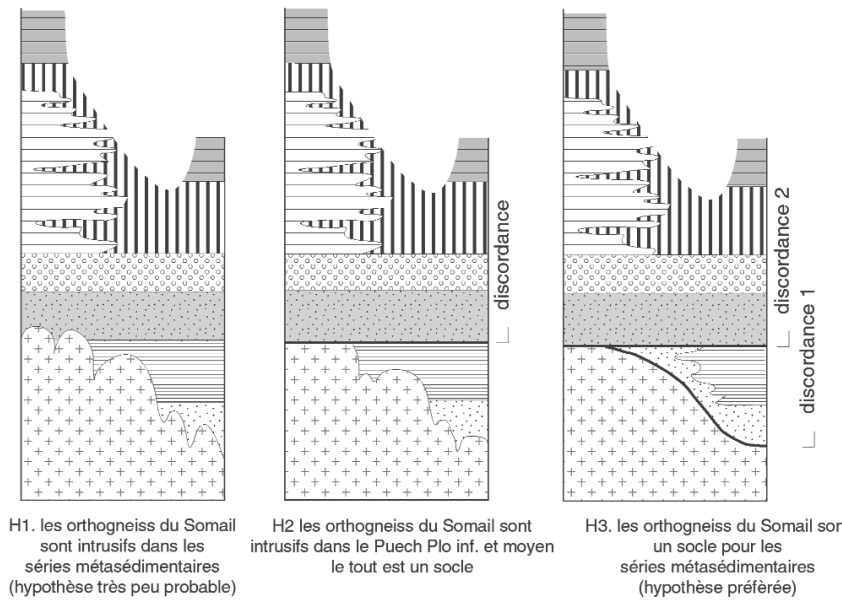
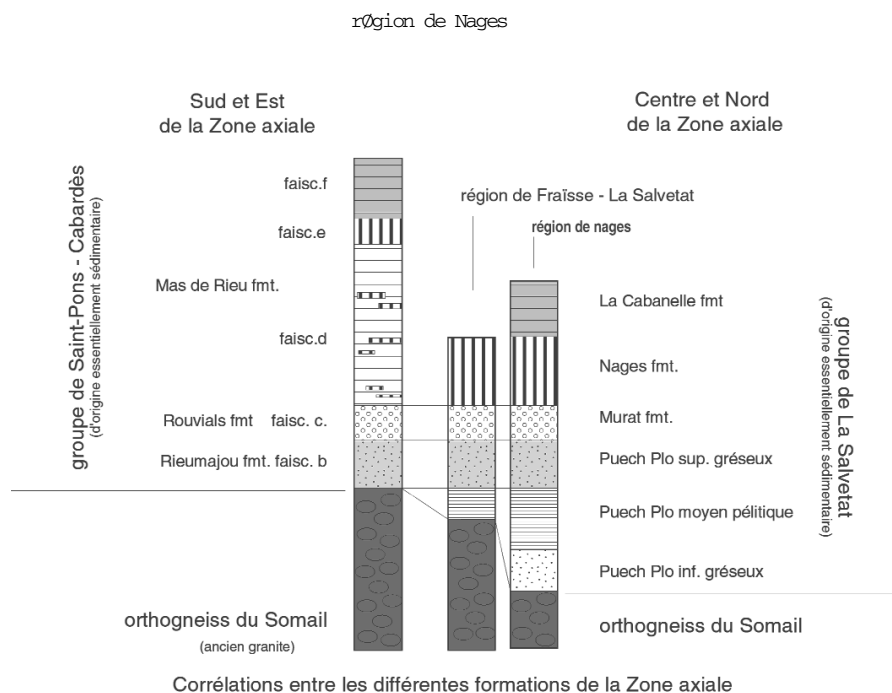


Fig. 16.- Corrélations entre les groupes de Saint-Pons – Cabardès et de La Salvetat. Différentes hypothèses quant aux rapports entre orthogneiss du Somail et formations métasédimentaires et à la définition d'un socle.

Fig. 16.- Correlation between the Saint-Pons – Cabardès and La Salvetat groups. Various hypotheses concerning relationships between the Somail orthogneiss and the paragneiss formations, and the basement definition.

ces écoligites correspond aussi bien à celle des ortho-amphibolites interstratifiées dans la série qu'à celles des intrusions basiques syntectoniques précoces. Ce qui est argument supplémentaire pour le caractère familial et syntectonique de ces écoligites. Rien ne permet de dire si ces écoligites sont réellement autochtones ou allochtones mais les caractères précédents montrent qu'elles ne sont certainement pas étrangères à leur environnement

(contrairement à l'hypothèse de P.H. Thompson, 1989).

Tous ces indices de moyenne à haute pression du stade M0 se localisent dans la partie sud de la Zone axiale, précisément dans la zone des racines des grandes nappes penniques P1. Ces indices suggèrent que l'évolution précoce P1 de cette partie de la Zone axiale s'est faite encore à plus grande profondeur que lors de la

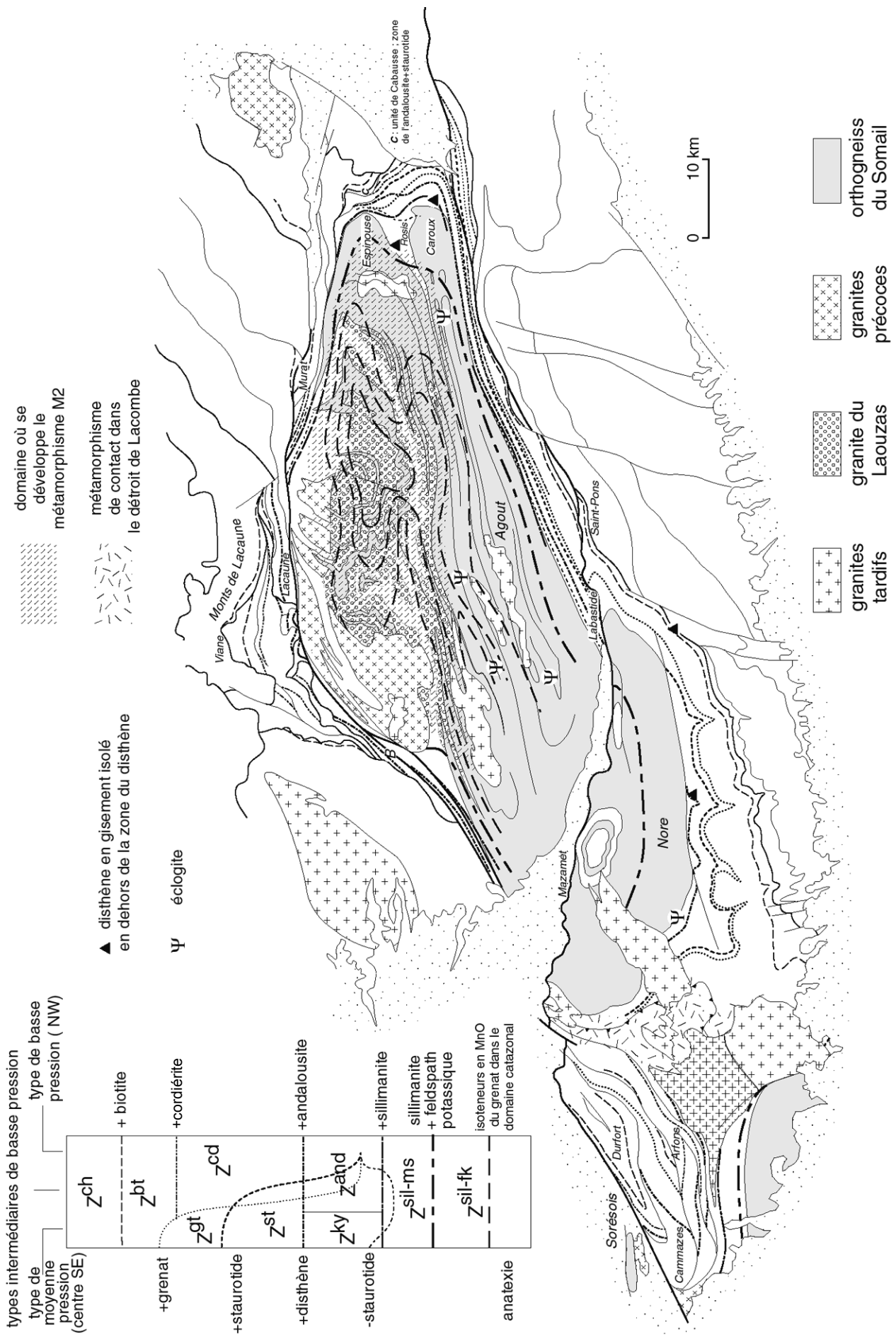


Fig. 17.- Structure métamorphique de la Montagne noire.

Fig. 17.- Metamorphic structure of the Montagne Noire.

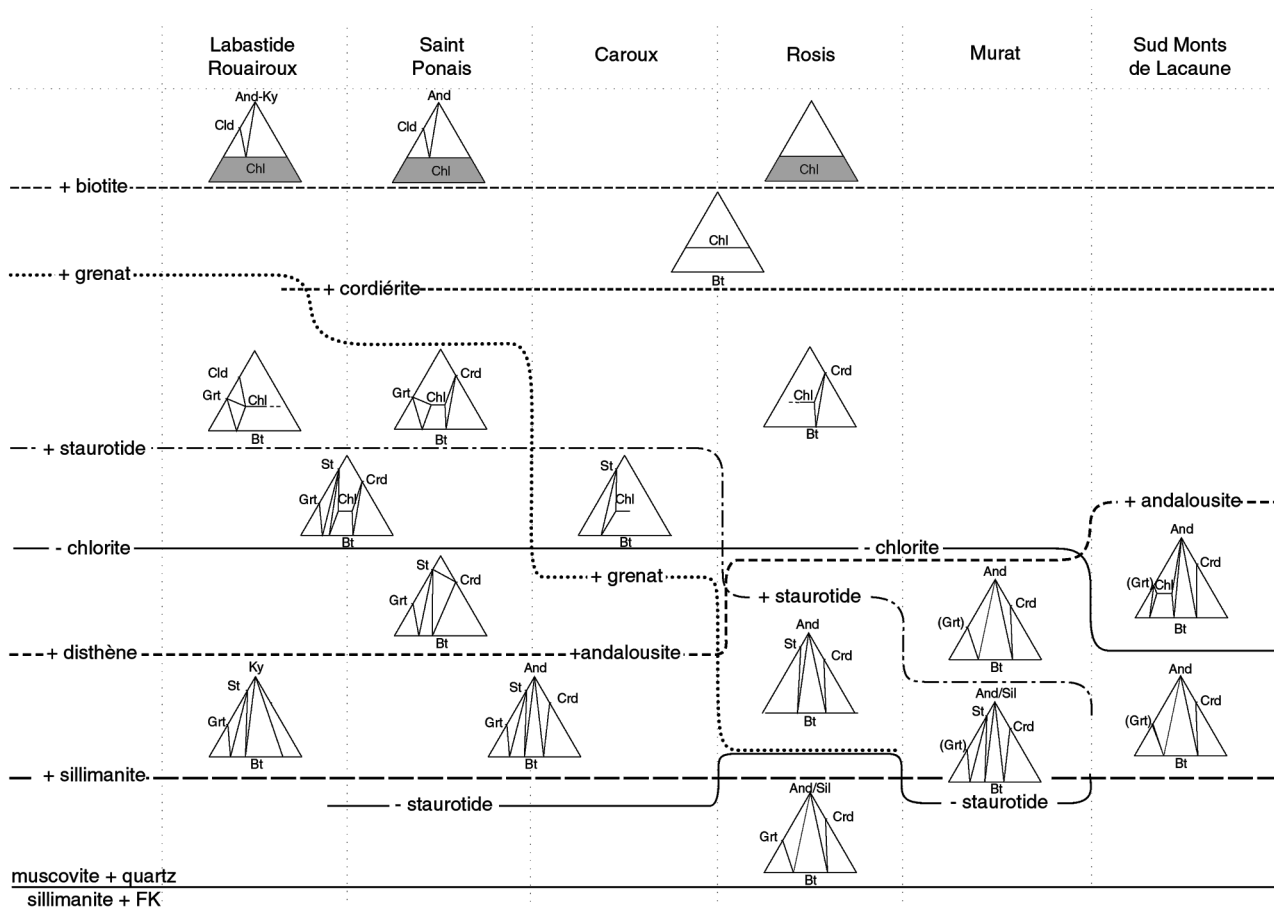


Fig. 18.- Enchaînement des faciès de métamorphisme en Montagne noire.

Bt = biotite ; Chl = chlorite ; Cld = chloritoïde ; Crd = cordiérite ; Grt = grenat ; St = staurotide ; And = andalousite ; Ky = disthène ; Sil = sillimanite.

Fig. 18.- Suites of medium-grade metamorphic facies in the Montagne Noire.

Bt= biotite; Chl= chlorite; Cld= chloritoid; Crd= cordierite; Grt= garnet; St= staurolite; And= andalusite; Ky= kyanite; Sil= sillimanite.

phase P2 ; les estimations de pression indiquent également un gradient de pression encore plus important que lors du stade M1 : le plongement vers le sud de ces structures précoces P1 était donc encore plus fort que celui des structures P2 ; **les nappes penniques de la Zone axiale sont nées très redressées.**

Nous proposerons plus loin un modèle conciliant cette attitude et la vergence nord des structures précoces avec les déversements précoces vers le sud observés plus au nord dans la chaîne ou transportés dans les nappes du flanc sud (si tant est que ces stades soient de même âge et puissent être parallélisés).

Le magmatisme précoce

Un magmatisme complexe et varié accompagne ces événements tectono-métamorphiques précoces et permet de les caler :

- les roches basiques à intermédiaires forment des sills un peu partout en Zone axiale ; ces roches ont des compositions chimiques caractéristique de zones orogéniques (série calco-alcaline et série sub-tholéitique pauvre en titane) ; certains affleurements les montrent sécantes sur la foliation P1a mais elles-mêmes foliées et leur foliation est replissée par P1b et les phases ultérieures ; ces roches ont été rééquilibrées dans le métamorphisme M1 ; certaines même ont été écloitigées lors du métamorphisme M0 ;

- le granite du Montalet (de chimisme calco-alcalin relativement ferrifère) forme des intrusions et des laccolites dans la partie nord-ouest de la Zone axiale, sécantes sur les structures P1 (fig. 1 et 23) ; ce granite est folié (plus d'ailleurs à la périphérie des différents corps qu'en leur partie centrale) et sa foliation est déformée par les phases tardives à toutes échelles ; ce granite est donc anté- à syn- P2 ;

- à l'extrême ouest de la Montagne noire, le granite de Labecède-Lauragais

est une intrusion sécante sur le pli P2 qui verticalise le bord nord du dôme du Cabardès et sur les isogrades du métamorphisme M1 ; par contre ce granite est tronqué par les chevauchements de base des unités des Cammazes et d'Arfons ; alors que les parties profondes de ce granite demeurent isotropes, une foliation de plus en plus pénétrative s'y développe lorsque l'on se rapproche de ce chevauchement majeur ;

- de nombreuses pegmatites périanactectiques en petits corps forment une couronne autour de la catazone de la Zone axiale ; ces pegmatites sont précoces : elles sont déformées par les phases tardives en particulier la phase P5 (fig. 7a) ; certaines sont contrôlées par les fractures en plan axial des plis P2.

L'âge des événements précoces

Les événements tectono-métamorphiques précoces sont incontestablement antérieurs au chevauchement des unités

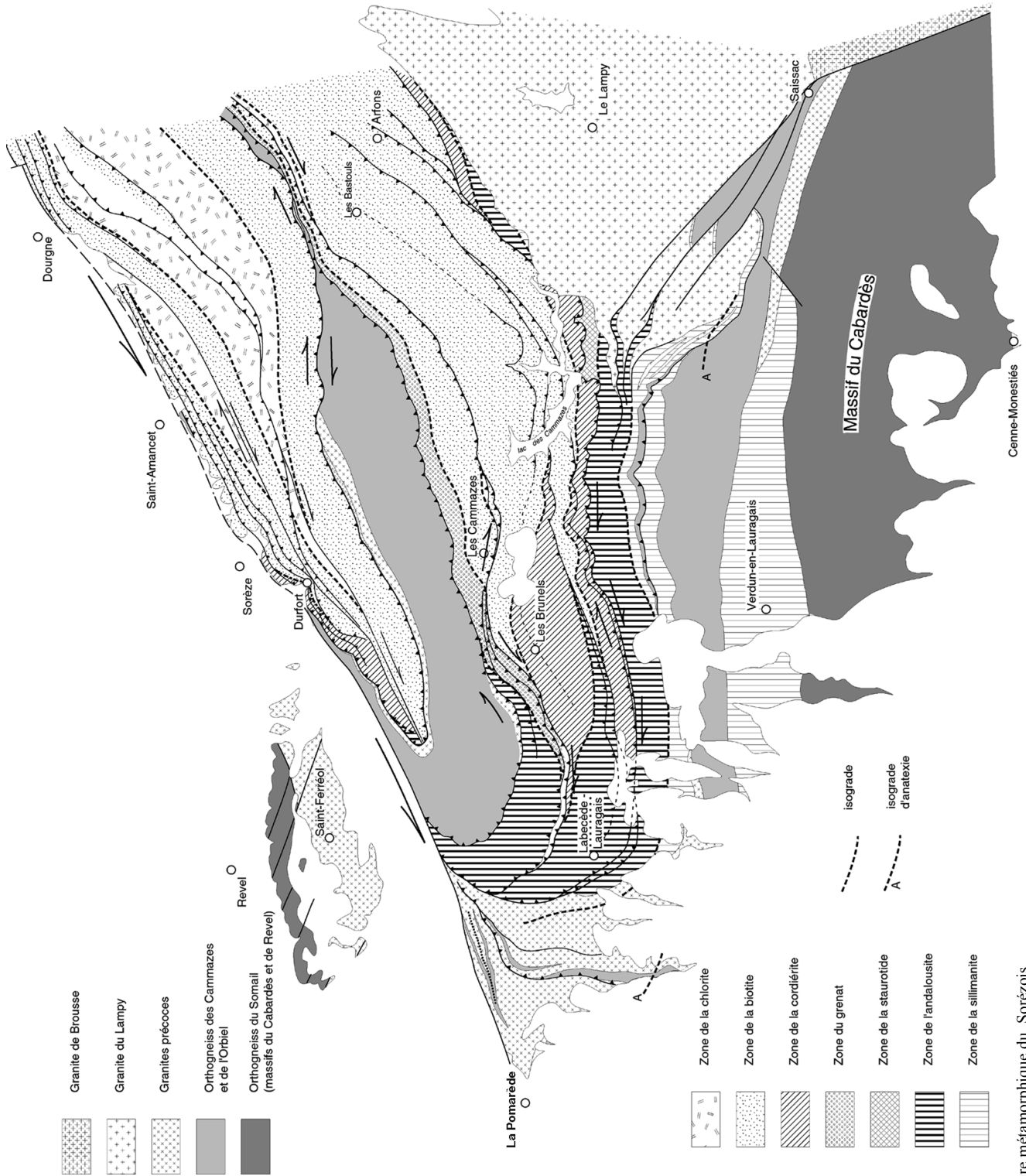


Fig. 19.- Structure métamorphique du Sorézois.

Fig. 19.- Metamorphic structure of Sorézois.

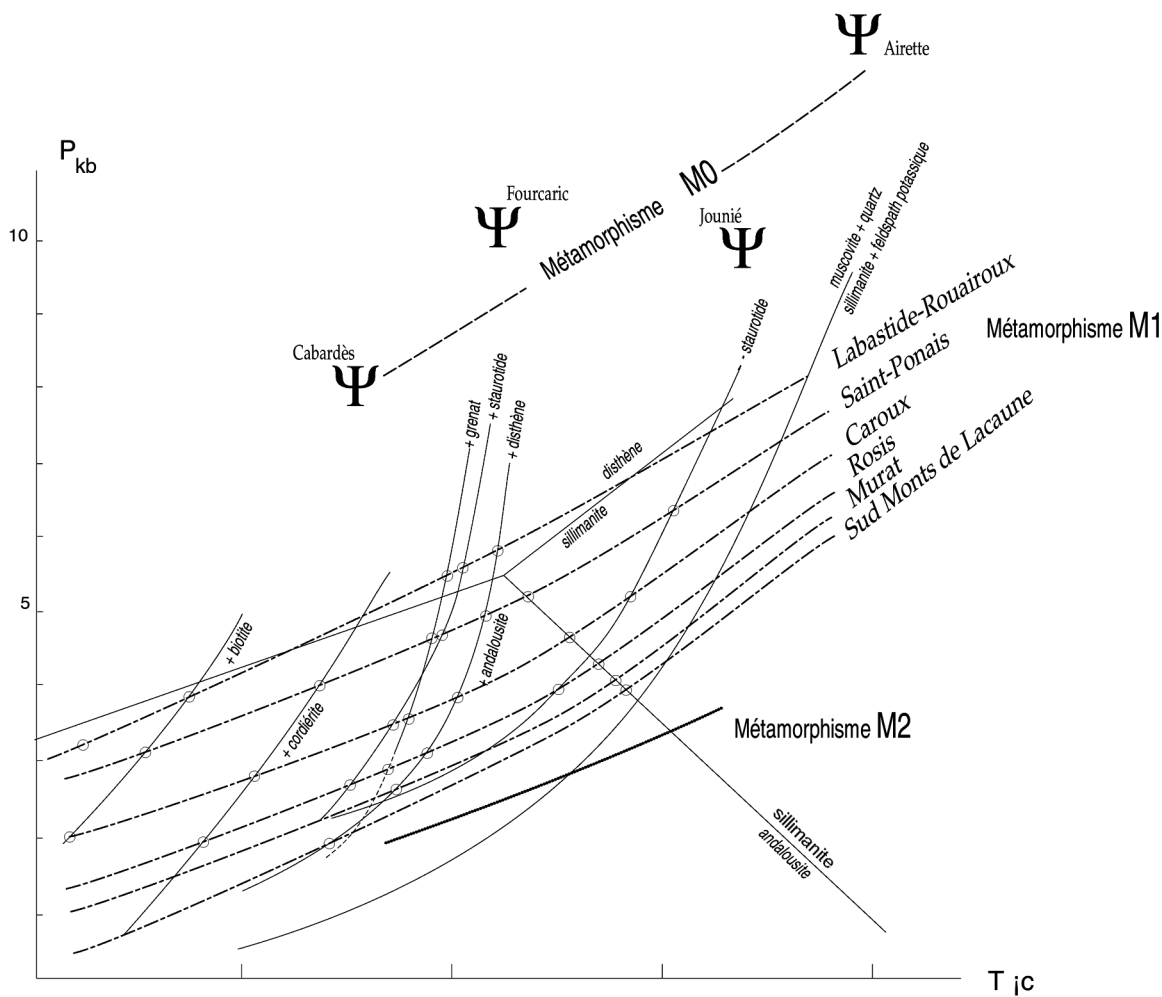


Fig. 20.- Les différents types de métamorphisme.

Fig. 20.- The various types of metamorphism.

occitanes, lui-même bien daté par la mise en place synsédimentaire d'âge Viséen supérieur à Namurien A dans le bassin du sud-est de la Montagne noire (Engel, Feist et Francke, 1980-1981).

L'étude des terrains dévoniens autochtones ou sub-autochtones (unités de Fournes en Saint-Ponais et de Sériès en Minervois) fournit une limite d'âge inférieure : pour autant que l'on puisse lire les plis dans des calcaires souvent massifs et qui recristallisent facilement, ces terrains dévoniens semblent bien montrer les mêmes phases tectoniques que les groupes du Roc Suzadou et de Saint-Pons – Cabardès sous-jacents.

Cela semble exclure pour les événements P1, P2 et M1 un âge calédonien ; la continuité et l'évolution paléogéographique du Dévonien en Montagne noire excluent également un âge acadien (intra-

dévonien...) – Si tant est toutefois qu'une évolution sédimentaire superficielle puisse enregistrer des événements tectono-métamorphiques « en profondeur ». Un âge précambrien doit être également exclu étant donné l'âge cambrien de l'orthogneiss de Murat. L'âge de la structuration tectono-métamorphique précoce de la Zone axiale est donc très vraisemblablement, hercynien précoce.

Les données géochronologiques sont très insuffisantes ; beaucoup sont anciennes et n'ont pas toujours été faites après une étude géologique convenable et les données récentes ne se sont guère attachées qu'aux phénomènes tardifs et à la retombée du métamorphisme.





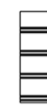

Les événements magmatiques précoces permettent un calage précis des différents événements tectoniques. Malheureusement, il n'existe aucune

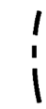


datation de ces intrusions. Au cœur de l'anticlinal de l'Espinouse, le granite tardif du Haut-Vialais (qui est bien différent du granite du Laouzas) post-date les plis P5 (et sans doute également P7) ; la datation par U/Pb sur monazite et zircon abrasé à 327 ± 5 Ma, fournit donc un âge minimum possible pour les événements P2 et M1.

L'ensemble des données géochronologiques sur la Zone axiale (Vachette, 1967; Roques et Vachette, 1970 ; Hamet, 1975 ; Cantagrel, 1973 ; Gebauer 1974 ; Gebauer et Grünenfelder, 1976, 1977, 1982 ; Carpéna, 1980 ; Baubron et Duthou, 1982 ; Costa, 1990) définit deux groupes d'âges :

- un premier groupe compris entre 346 et 334 Ma, correspond sans doute au métamorphisme régional prograde M1 ; en particulier les données Rb-Sr sur les

Métamorphisme mésozoal

-  type Lacaune (très basse pression)
-  type Murat
-  type Rosis
-  type Caroux
-  type Saint-Pons
-  type Labastide (moyenne pression)

-  isograde sillimanite + feldspath potassique
-  disthène en gisement isolé
-  écolite

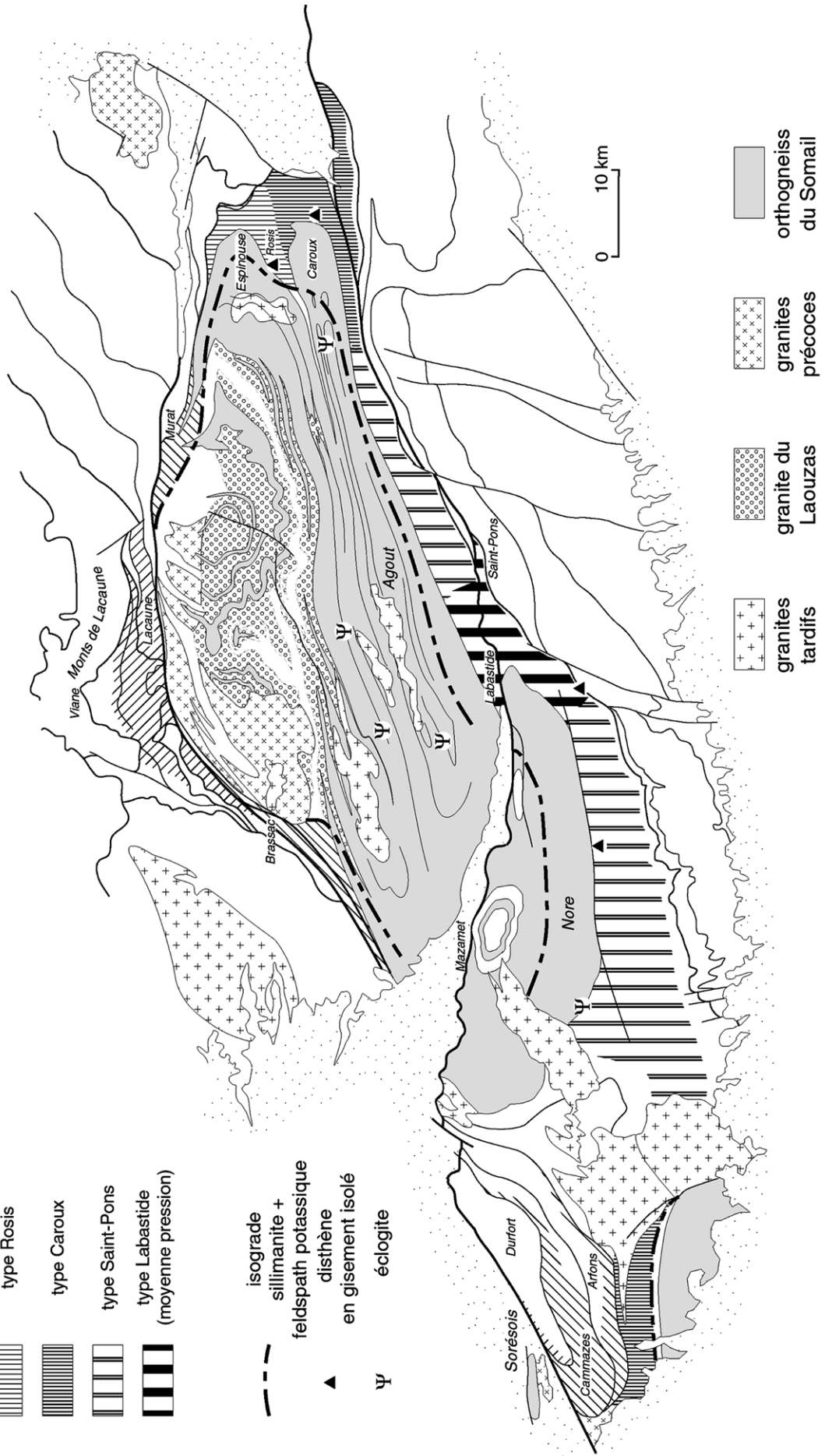


Fig. 21.- Carte des différents types de métamorphisme.

Fig. 21.- Distribution of the various types of M1 metamorphism.

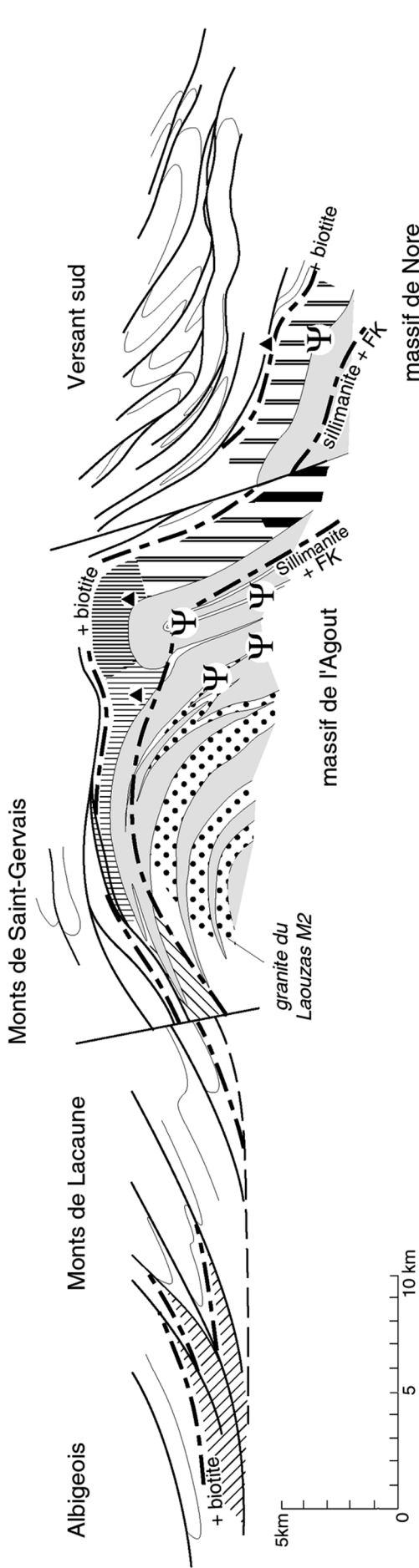


fig.22a - Répartition des types de métamorphisme - état actuel

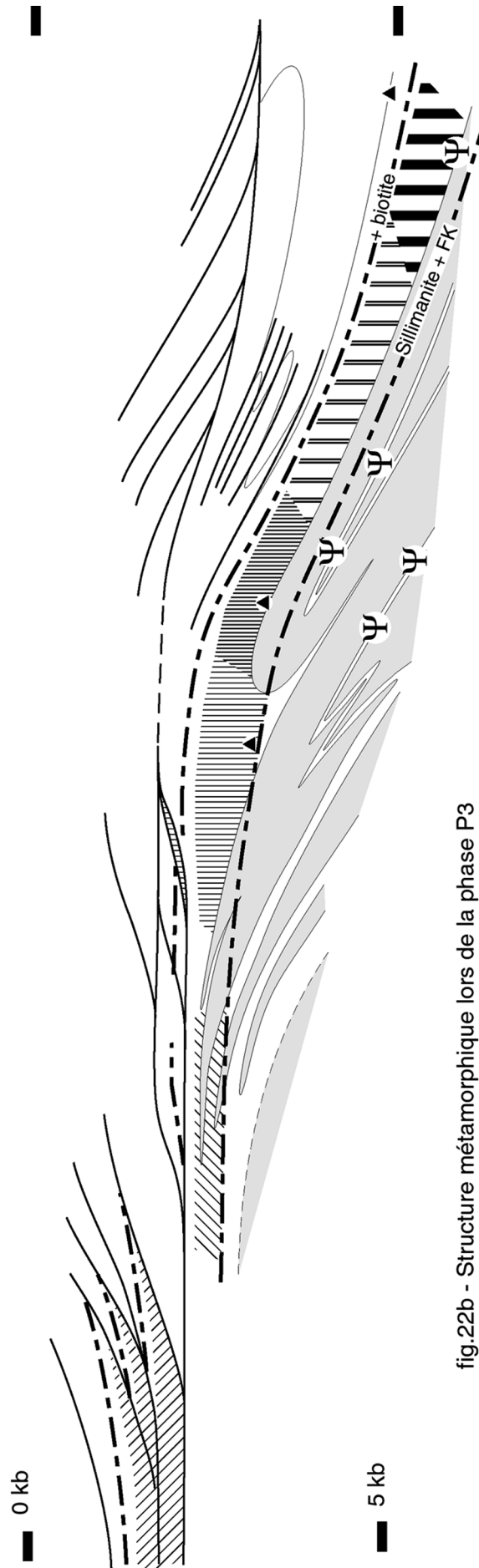


fig.22b - Structure métamorphique lors de la phase P3

Fig. 22.- Coupe avec la répartition des différents types de métamorphisme ; a) Etat actuel ; b) Structure métamorphique lors de la phase P2.
 Fig. 22.- Cross sections showing the distribution of the various types of metamorphism; a) Post-doming; b) Metamorphic structure during P2.

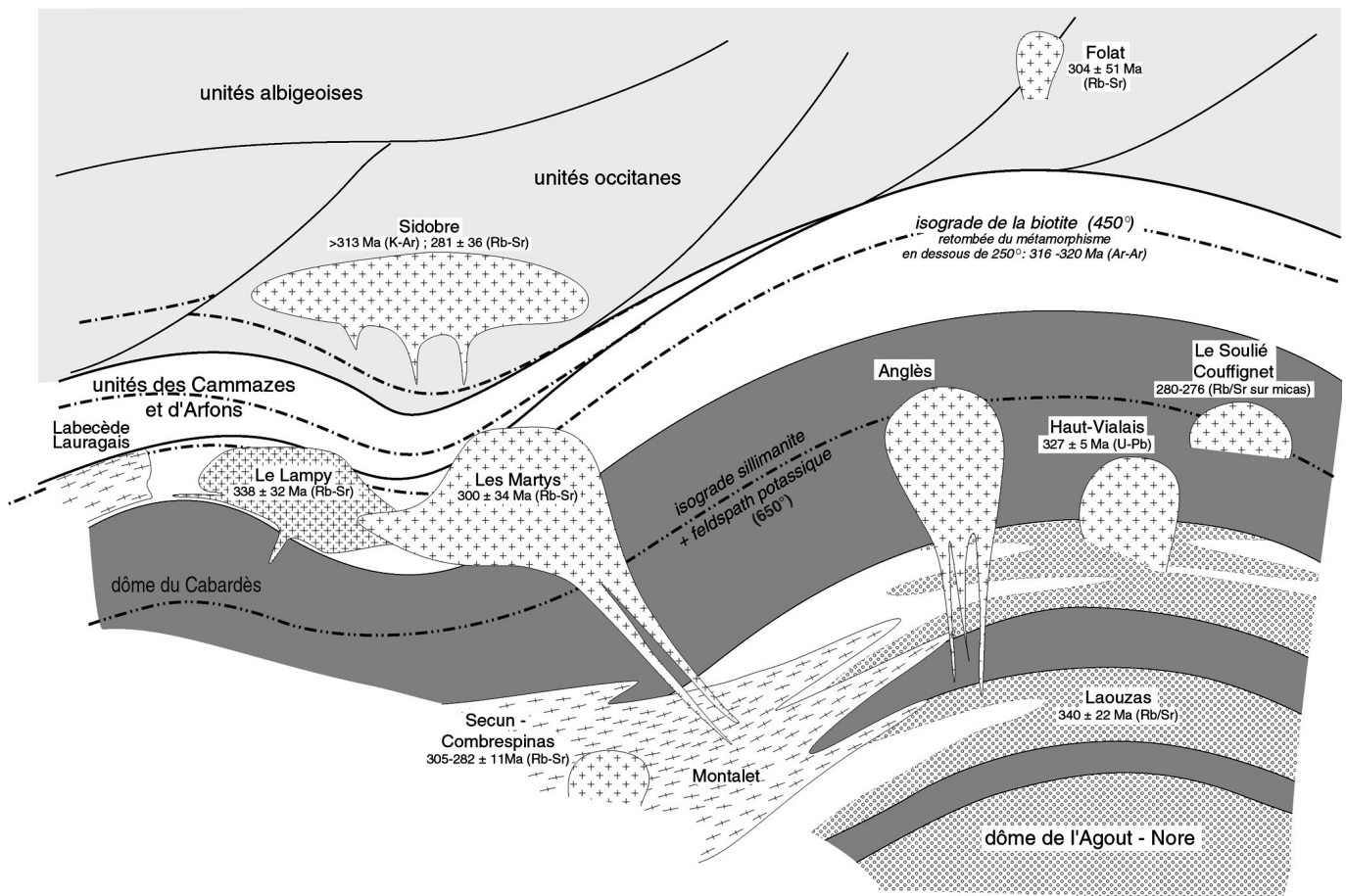


Fig. 23.- Niveau de mise en place des différents massifs granitiques de Montagne noire en fonction :
 - du niveau structural en distinguant de haut en bas, les unités allochtones (gris clair) ; les unités para autochtones des Cammazes, d'Arfons et de la Loubatière et la Zone axiale s.s. où sont distinguées les séries métasédimentaires (blanc) et orthogneiss (en gris foncé) ;
 - de la structure métamorphique telle qu'elle ressort de la cartographie des isogrades (fig. 17) et de la discussion de l'évolution métamorphique.

Fig. 23.- Level of emplacement of the various granitic massifs according to:
 - the structural level with identification of the following units from top to bottom: allochthonous units (light grey); parautochthonous units (Les Cammazes, Arfons and La Loubatière) and the axial zone s.s. (white = metasedimentary formations; dark grey = orthogneiss);
 - the metamorphic structure as outlined by the isograd map (Fig. 17) and discussion of the metamorphic evolution.

muscovites de la base de la mésozone, qui ne semblent pas avoir été portées au-dessus de 600°, enregistrent la culmination ou le début de la retombée du métamorphisme vers 335-330 Ma ;

- un second groupe compris entre 316 et 305 Ma, correspond aux événements tardifs.

Dans les Monts de Lacaune, seuls sont reconnus les âges précoces : les données de Vachette (1967) (Rb/Sr micas dans le dôme de Viane) et de Costa (1990) ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas dans les unités du Mendic et de Saint-Salvi-de-Carcavès), fixent à 330 ± 3 Ma la retombée du métamorphisme.

Dans l'état actuel des données, nous considérerons donc que les événements

tectono-métamorphiques précoces de la Montagne noire sont d'âge carbonifère inférieur, et plus précisément viséen.

Un modèle

Dans cette hypothèse, la tectonique précoce de la Montagne noire et le métamorphisme M0-1 qui lui est associé, sont donc contemporains de la formation du bassin d'avant pays dévonien supérieur - viséen du sud de la France. Cette tectonique est antérieure à la mise en place synsédimentaire dans ce bassin des nappes occitanes relativement superficielles ; elle est postérieure à la structuration majeure des zones internes métamorphiques de la chaîne.

Il nous faut donc concilier les événements suivants :

- l'histoire de ce bassin sédimentaire, totalement établi sur croûte continentale, très fortement subsident et où règnent des conditions pélagiques distales de la fin du Famménien au Viséen supérieur, période pendant laquelle ne se déposent que quelques dizaines de mètres de radiolarites, de calcaires noduleux et de turbidites silico-carbonatées ; la reconstitution des nappes dans leur patrie d'origine (Demange, 1994a), suggère que la marge nord de ce bassin et le talus se situaient au nord (ou nord-ouest) de l'actuelle Zone axiale ; aucun volcanisme distensif n'est connu dans ce bassin, ce qui exclut des modifications drastiques de la thermicité de la lithosphère qui la porte ;

- le déversement globalement vers le nord (ou nord-ouest) des phases P1 et P2 et des grandes nappes créées par ces phases dans un orogène où les unités allochtones internes superficielles sont déversées globalement vers le sud (à sud-est) au moins jusqu'au Tournaisien 350 Ma (Guérangé-Lozes et Burg, 1990) ;

- la répartition des différents types de métamorphisme contemporain de cette tectonique dans l'espace avec des zones de plus forte pression, au sud de la Zone axiale, et dans le temps avec une évolution depuis un métamorphisme de haute pression vers des pressions plus faibles ;

- le magmatisme précoce où des roches basiques typiquement calco-alcalines s'associent à des tholéïtes pauvres en titane et où le granite du Montalet définit aussi une série d'affinité calco-alcaline remarquablement calcique (et ferrière).

Par contre l'existence de plis couchés synschisteux à vergence sud dans le domaine occitan (nappes du versant sud, monts de Lacaune, Albigeois) n'est pas incompatible avec l'existence de plis couchés synschisteux à vergence nord P1 et P2 en Zone axiale, puisque ces différentes phases ne sont pas corrélables entre les deux domaines et ne sont pas contemporaines : les plis à vergence sud du domaine occitan (post-tournaisiens) se corrèlent avec les plis P3 de la Zone axiale dont nous discuterons plus loin.

L'orogénèse hercynienne du sud de la France résulte fondamentalement de la collision entre un promontoire du Gondwana et diverses plaques ou micro-plaques qui en constituent actuellement les zones internes (Matte, 1986). La Montagne noire se situe sur la marge nord de ce promontoire du Gondwana où les diverses formations paléozoïques se sont partout déposées sur une croûte continentale précambrienne, le craton catalan (Demange, 1994a).

La collision des unités internes provoque un flambage (« buckling ») du craton catalan. Ce flambage de la croûte de la marge du Gondwana induit la forte subsidence du bassin viséen qui s'interprète donc comme un bassin d'avant pays, soit en compression soit, plus vraisemblablement en transpression (mais dans cette dernière hypothèse la localisation des accidents transcurrents demeure quelque peu spéculative). La future Zone

axiale se localise alors sur la marge nord (nord-ouest) de cette zone de buckling, dans une zone 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 (fig. 24). Ainsi peuvent s'expliquer les grandes lames de gneiss œillés, à valeur de nappes de socle, qui forment les noyaux de plis couchés bien marqués dans les séries métasédimentaires qui en constituent l'enveloppe (et originellement la couverture). Les injections magmatiques précoces et particulièrement les injections basiques et intermédiaires syn-P1 sont contrôlées par ces cisaillements. Ce dispositif présente un fort pendage vers le sud cohérent avec la structure métamorphique et la localisation des éclogites.

Les modèles récents de la chaîne hercynienne méridionale admettent que la lithosphère chaude des domaines internes chevauchent l'autochtone relatif en avant pays ; toutefois dans ce modèle, l'autochtone relatif, auquel appartient la Montagne noire, apparaît comme une lithosphère froide et rigide, incapable de produire les granitoïdes précoces (datés vers 350-355 Ma dans le Lézou et les Cévennes). Le dispositif que nous proposons, assez voisin d'une subduction continentale, si l'on admet que les cisaillements du bord nord de la zone de buckling s'étendent à l'ensemble de la croûte, reste compatible avec le charriage des zones internes vers le sud mais permet aussi d'expliquer le magmatisme calco-alcalin précoce de la Zone axiale qui inclut une grande variété de roches basiques à intermédiaires et des granitoïdes tel, le granite du Montalet que ses caractères leucocrate, calcique et fort peu potassique apparentent aux granites des zones de subduction.

Enfin ce même dispositif explique le repliement des structures P1 par la phase P2 ; l'intensité de la déformation est alors moins forte et l'ensemble du système commence à remonter (fig. 13 et 22b).

Ce modèle peut être complété et étendu, dans l'espace à l'ensemble de la chaîne hercynienne méridionale, et dans le temps à l'ensemble de l'orogène hercynien, en imaginant un *découplage de la lithosphère des zones internes* entre une partie supérieure chevauchant l'« autochtone relatif » (ici les unités occitanes et

albigeoises) qui, elles-mêmes, chevauchent le craton catalan, et une partie profonde sous-charriée sous le sud du Massif central et les Pyrénées. Cette subduction profonde serait alors la source du magmatisme d'affinité calco-alcaline de ces régions. Toutefois cette dernière hypothèse demanderait pour le moins à être étayée par des données géophysiques sur la structure profonde de cette partie de la chaîne hercynienne.

La phase P3 et la mise en place des unités allochtones occitanes

La phase à vergence sud P3

Les plis de phase P3 sont les seuls plis déversés vers le sud sur le flanc sud de la Zone axiale. Dans le massif de l'Agout, ces plis semblent confinés à la partie supérieure des séries de l'enveloppe et ils demeurent ouverts, sans schistosité et de peu d'importance. Au sud du massif de Nore, il a été décrit (Demange *et al.*, 1986) des plis à vergence sud, plus serrés, à tendance isoclinale et qui s'accompagnent d'une schistosité de strain-slip. Il est probable, mais non certain, que ces plis puissent être identifiés aux plis P3 du Saint-Ponais. Cette phase forme alors des structures hectométriques organisées en couloirs : l'un a pu être suivi à travers tout le Cabardès dans la partie médiane du groupe de Saint-Pons – Cabardès (faisceau g) ; les autres forment une série de plis en échelon au sommet des « schistes X » ; ces derniers plis impliquent le groupe du Roc Suzadou mais sont tronqués par le contact basal des nappes (fig. 14).

En Sorézois, ces plis P3 à vergence sud sont les plis les plus évidents et sont responsables des structures cartographiques dans les unités des Cammazes, d'Arfons et de la Loubatière (Demange *et al.*, 1997). La schistosité régionale majeure est associée à ces plis et efface largement les structures antérieures (foliation, linéation et petits plis isoclinaux). L'unité des Cammazes où la série stratigraphique et les isogrades de métamorphisme sont en position inverse, représente d'ailleurs probablement le flanc inverse d'un grand pli P3 dont l'unité d'Arfons correspondrait au flanc normal. Cela implique donc que le méta-

morphisme M1 soit clairement antérieur à la phase P3, du moins dans les zones plus superficielles.

Il est sans doute imprudent de corréler les plis antérieurs au charriage des unités occitanes entre les deux domaines superposés, mais on peut remarquer que les plis P3 décrits en Zone axiale en Cabardès (plis $\phi 2$ dans Demange *et al.*, 1986) sont analogues à des plis associés à une schistosité de strain-slip ou de fracture sub-horizontale (notés P2 dans cette même publication) qui affectent l'unité de Fournes et la nappe du Minervois ; ces structures reprennent d'ailleurs des structures antérieures synschisteuses (souvent d'importance cartographique : anticlinal de Cabrespine, synforme de Salsigne...) dans l'unité nord Minervois.

De façon plus générale, si l'on veut absolument corréler les phases tectoniques entre les domaines de la Zone axiale et les unités allochtones occitanes, la phase P3 de la Zone axiale semble pouvoir être corrélée avec la phase en plis couchés, généralement accompagnés de schistosité, à vergence sud, la plus évidente dans les unités allochtones, qui est généralement (Arthaud, 1970) considérée comme la phase majeure. Très souvent, dans le domaine occitan, il existe des structures antérieures à cette phase majeure, soit en plis couchés (Minervois, Sorézois) soit en plis ouverts (Monts de Lacaune : Brusque, Donnot et Guérangé, 1978 ; dôme de Viane, Landes, 1980 ; et même versant sud : Demange, 1982) ; mais il ne semble pas raisonnable de vouloir corréler ces phases avec les phases précoces de la Zone axiale.

Il est donc vraisemblable que les plis P3 sont liés à la mise en place des unités occitanes et en particulier des nappes du versant sud. Ils se développent en effet à proximité du cisaillement majeur à la base de ces nappes et s'amortissent rapidement en profondeur dès que l'on s'éloigne de cette zone de cisaillement (rappelons que nulle part au sud du massif de l'Agout, contrairement au massif de Nore, ne s'observe le contact direct des nappes sur la Zone axiale mais que ce contact est toujours repris par des accidents tardifs). Il semble que l'épaisse série des « schistes X » relativement homogène empêche que cette déformation ne se propage dans des domaines plus profonds.

Mise en place des unités allochtones occitanes

Toutefois ces plis P3, et leurs équivalents probables dans le domaine des nappes ne sont pas les structures directement responsables de la mise en place des unités occitanes. En effet, partout où les contacts ne sont pas masqués par des accidents tardifs (Monts de Saint-Gervais, Minervois, Sorézois), le contact entre les unités occitanes et les terrains de la Zone axiale se fait par un contact cisailant, sécant sur les structures tectoniques et métamorphiques des deux domaines superposés.

La mise en place des unités occitanes arrache des écaillés de terrains appartenant à la Zone axiale et l'on observe ainsi des unités d'affinité Zone axiale (unités de Cabausse et Madalèze dans les Monts de Saint-Gervais, Demange et Herrera, 1989 ; unités d'Arfons, des Cammazes et de La Loubatière en Sorézois, Demange, 1994b, Demange *et al.*, 1997), relativement plus métamorphiques, reposer sur des domaines moins métamorphiques.

Ces cisaillements sont clairement postérieurs aux plis P3 de la Zone axiale comme à leurs probables équivalents dans les unités allochtones : les plis majeurs P3 sont recoupés obliquement par les chevauchements majeurs et très souvent affectés de cisaillements secondaires à toutes échelles. Ainsi, en Minervois les plis P3 de la Zone axiale comme les plis analogues (anticlinal de Cabrespine, synforme de Salsigne) sont recoupés par le contact majeur de la base des nappes. Il en est de même en Sorézois où l'unité des Cammazes (flanc inverse de pli P3) est charriée sur l'unité d'Arfons (flanc normal de ce pli).

Le contact entre unités allochtones occitanes et l'autochtone relatif que constitue la Zone axiale proprement dit est fréquemment jalonné de mylonites et des zones de cisaillement se développent de part et d'autre du contact principal sur des épaisseurs pouvant dépasser le kilomètre : ces cisaillements ont surtout été décrits dans le nord-est de la Zone axiale (II-8) mais ils sont beaucoup plus remarquables en Sorézois. Très généralement, les conditions de ces cisaillements sont celles du faciès schiste vert et ils s'accompagnent d'une forte rétro-morphose des minéraux du métamorphisme

M1 : destruction des biotites, grenats, cordiérites et silicates d'alumine en muscovite et chlorite.

Il est donc clair que la mise en place (la mise en place finale du moins) des unités occitanes et en particulier des nappes du versant sud se fait par des charriages cisailants postérieurs au métamorphisme M0-1 et à la tectonique précoce P1-3 de la Zone axiale. Les structures en cisaillements distensifs décrites par Echtle et Malavieille (1989, 1990) dans la partie sud de la nappe de Pardailhan, s'interprètent sans doute mieux dans le cadre de cette mise en place des nappes par cisaillements superficiels que par une tectonique extensive tardive. Ces cisaillements sont d'ailleurs plissés par les phases tardives, y compris par la phase P4, à l'échelle de la Montagne noire comme à l'échelle locale. Ainsi en Minervois, la base des nappes est tantôt redressée, tantôt relativement plate et dessine ainsi les plis P4.

Engel *et al.* (1980-1981) ont montré que la mise en place des nappes du versant sud est syn-sédimentaire et est ainsi datée du Viséen supérieur au Namurien A. Mais il n'est pas exclu que la mise en place des unités allochtones ait commencé plus tôt dans les zones plus internes : on peut admettre que, dans la partie sud de la chaîne hercynienne française, l'orogénèse se soit propagée progressivement du Dévonien supérieur au Carbonifère moyen, des zones internes vers les zones externes.

Le sens de déversement des nappes de la Montagne noire fait l'objet d'un débat qui date de la reconnaissance même de ces nappes. La plus grande prudence s'impose quant à l'utilisation des structures souples internes (vergence des plis, linéations) aux unités charriées, puisque les plis synschisteux observés dans ces nappes sont recoupés par les cisaillements et sont donc antérieurs à la mise en place des nappes. Les seuls critères objectifs sont les linéations de transport dans les mylonites de base des unités charriées.

En Sorézois le granite de Labecède-Lauragais est un granite précoce (fig. 1-19) qui recoupe les plis P2 et les isogrades du métamorphisme M1 ; dans la majeure partie du massif, il n'est pas folié. Ce granite est recoupé par le chevauchement de base de l'unité d'Arfons et lorsque l'on s'approche de ce chevu-

chement on voit apparaître dans le granite une foliation qui devient de plus en plus pénétrative ; cette foliation s'accompagne d'une linéation d'étirement sensiblement E-W qui indique un déplacement des unités supérieures d'ouest vers l'est. Des cisaillements d'ouest en est et une linéation présentant une direction sensiblement analogue (N80) est décrite dans les mylonites de base de la nappe de Pardailhan (Harries *et al.*, 1983 ; Lee *et al.*, 1988, Lemaître, 1994). Nous avons vu précédemment que, dans la partie nord-est de la Zone axiale, les linéations et stries associées à la mise en place des unités occitanes, indiquent des mouvements vers l'est ou l'ENE. Enfin, les plis précoces dans le Viséen, contemporains de la mise en place des nappes sont sensiblement N-S (NNW-SSE) (Engel *et al.*, 1980-1981). Toutes ces différentes observations suggèrent une mise en place des nappes sensiblement d'ouest en est, ce qui d'ailleurs permet de construire un modèle paléogéographique du Paléozoïque antétectonique cohérent (Demange, 1994a).

Ces chevauchements s'accompagnent de failles de décrochement et apparaissent souvent ainsi comme des décrochevements. Le jeu de ces structures confirme d'ailleurs le mouvement d'ouest en est des unités allochtones :

- la base des nappes du Minervois tronque des plis P3 en échelon dans l'autochtone ainsi que dans les nappes (synforme de Salsigne, anticlinal de Cabrespine) : cette disposition en échelon suggère un mouvement transcurrent avec déplacement vers l'ENE des unités allochtones lors de la mise en place des nappes ;

- la cartographie du Sorézois (fig. 19 ; Demange, Mouline et Alabouvette, 1997) montre que les contacts anormaux à la base des diverses unités superposées passent de chevauchements, sensiblement SW-NE (hors des zones repliées tardivement par le synclinal de Durfort), à des structures transcurrentes dextres sensiblement est-ouest ;

- la faille des Monts de Lacaune présente également un jeu précoce en transpression et sépare ainsi le domaine des Monts de Lacaune charrié vers l'est (sud-est), du domaine des nappes charrié au-delà de l'actuelle Zone axiale (Demange, 1993) ; elle sépare donc deux domaines montrant des styles tectoniques différents ;

- ce jeu de failles décrochantes contemporain des plissements et de la mise en place des nappes peut être aussi démontré sur le versant sud de la Montagne noire : les grands accidents décrochants méridiens qui affectent la nappe de Pardailhan séparent des panneaux entre lesquels les structures ne se corrélaient pas (Vernay, 1983) ; il en est de même pour les filons NNW-SSE Salsigne.

Les phases tardives et la formation du dôme - le métamorphisme M2 et les granites tardifs

Les plissements tardifs et la formation du dôme

La première partie de cet article met en évidence quatre phases tardives dont l'interférence aboutit à former les dômes de la Zone axiale. Les unités allochtones sont déformées en même temps que la Zone axiale par ces phases tardives P4-7 de sorte que la Zone axiale apparaît comme une fenêtre anticlinale sous les unités occitanes.

La phase P4 forme des plis en genou à plan axial penté vers le nord, accompagnés d'une schistosité de fracture ou de strain-slip et d'une forte linéation de crénelation (peu pentée, de direction 70 ± 10) qui est la linéation la plus constante à l'échelle régionale. L'attitude des plis varie considérablement selon leur position par rapport aux structures majeures : plis à vergence sud à flanc long plat et flanc court vertical, dans les secteurs peu pentés ; flanc long subvertical, flanc court peu penté dans les panneaux verticalisés. Cette phase verticalise toutes les structures antérieures (y compris les isogrades M1) le long d'un couloir large de 10 à 15 km, de direction N80, dans la partie sud du massif de l'Agout (où il affecte également la base des nappes) et la partie nord du massif de Nore. Dans la partie ouest du massif de Nore, cette zone verticalisée est déformée par le pli majeur P5 par lequel ce massif s'ennoie vers l'ouest. Cette zone verticalise la croûte sur une hauteur de l'ordre de 8 km et correspond à la première remontée du centre et du nord de la Zone axiale. Cette disposition est tout à fait analogue à celui de la faille insubrienne dans les Alpes penniques.

Les phases ultérieures sont des phases en plis droits ou en kinks qui se distinguent par leurs directions.

Les plis P5 sont des plis droits à plan axial subvertical de direction N70-80 extrêmement constants en style et direction dans l'ensemble de la Zone axiale, ce qui démontre bien leur caractère tardif. Les deux structures majeures formées par cette phase P5 sont l'anticlinal de Saint-Roger qui structure le massif de Nore et surtout l'anticlinal de l'Espinouse-Laouzas dans le massif de l'Agout. Cette phase n'a qu'une importance mineure dans l'anticlinal du Caroux et le synclinal de Rosis où elle ne fait que retoucher les structures P2 et P4.

En Sorézois, cette phase P5 (associée P4) plisse le paquet d'unités superposées (unités occitanes du Désert de Saint-Ferréol et de Durfort, unités para-autochtones des Cammazes et d'Arfons et Zone axiale proprement dite) en un vaste synclinal.

Le calage relatif des phases P4 et P5 est bien établi par l'observation de figures d'interférences dans la partie est de l'anticlinal de Saint-Roger ; il ne s'agit vraisemblablement pas de phases conjuguées comme nous avons pu le soutenir précédemment (Demange, 1982).

La phase P6 n'a pas été observée sur la coupe de la partie est du massif de l'Agout. Elle forme des plis droits ouverts à plan axial subvertical ou des kinks de direction N130 d'importance mineure. A l'échelle de la carte, elle est responsable de flexures comme la bordure sud-ouest du dôme du Laouzas ou la retombée sud-ouest du massif de Nore, d'étroits couloirs anticlinaux (vallée du Thoré aux Verreries de Moussans, cluse de Courniou, régions où elle affecte le Dévonien, et surtout l'ensellement du « détroit » de Lacombe entre les massifs de Nore et du Cabardès (fig. 14) ; l'unité allochtone de la Loubatière est préservée dans la partie centrale de ce synclinal cofré P6. Cette forme coffrée est d'ailleurs accentuée par des failles normales tardives NW-SE en bordure des massifs de Nore et du Cabardès (faille de Saissac).

Les affleurements où l'on peut analyser les rapports entre les plis P5 et les plis P6 sont rares et peu convaincants. Il est possible que ces deux phases soient liées : les dômes de la Zone axiale apparaissent en fait comme des brachydômes

contrôlés par les plis P5 de direction N70-80 boudinés en très grand par les structures P6 de direction 130. Nous maintenons ici l'individualisation de cette phase P6 pour plusieurs raisons :

- les plis P6 existent en dehors des zones d'ennoyage des dômes (Verreries de Moussans - Courniou) ;

- le synclinal complexe P5 de Durfort qui affecte la pile des unités catalanes et occitanes du Sorézois, est déformé par la structure P6 du « détroit de Lacombe » et tourne ainsi d'une direction 70-80 à l'ouest à des directions 20-30 à l'est ;

- cette phase semble pouvoir être corrélée avec les structures de direction N120-140 (Guérangé-Lozes, 1987) dans les Monts de Lacaune et l'Albigeois, encore que ces structures soient dans cette région plutôt des failles que des plis.

Les plis P7 forment des plis droits ouverts ou des kinks de direction N10-20 et 160-170. Ces plis s'accompagnent d'une forte fracturation dans les parties externes de la Zone axiale ; ils deviennent plus serrés et de style plus souple dans les parties plus profondes. En Zone axiale ces deux directions semblent conjuguées ; plus au nord, dans l'Albigeois (Guérangé-Lozes, 1987), deux phases sont distinguées. Ces plis apparaissent le long de couloirs discrets, créant des virgations mineures dans la zone verticalisée. Dans le centre demeuré peu penté du massif de l'Agout, cette phase interfère avec les phases P5 et P6 pour former de remarquables structures en dômes et bassins : dômes du Laouzas et de Lamontélarie séparés par le bassin du bas Vernoubre.

Ces trois phases tardives en plis droits apparaissent dans tout le sud du Massif central mais leur répartition est très inégale de la Montagne noire à l'Albigeois. La phase P5 est importante dans les nappes du versant sud où par exemple, elle est responsable de structures majeures comme l'anticlinal de Vieussan et le synclinal de Roquebrun qui replissent la nappe du Mont-Peyroux (fig. 14) ; par contre elle semble très mineure en Albigeois (déformation D3 de Guérangé-Lozes, 1987). La phase P7 est peu marquée dans les nappes du versant sud mais devient majeure en Albigeois où sont distinguées deux phases de direction respectivement NE-SW (déformation D4) et N160-180-N20 (déformation D5).

Les dômes de la Zone axiale, dôme de l'Agout-Nore et dôme du Cabardès résultent de l'interférence complexe de ces différentes phases tardives ; il s'agit donc de structures en compression, nous verrons dans la conclusion que ce stade compressif tardif s'inscrit logiquement dans l'évolution tectono-métamorphique de la chaîne hercynienne (fig. 25).

Le métamorphisme M2 et le granite migmatitique à cordiérite du Laouzas

Le métamorphisme M2 est contemporain des phases tardives ou culmine peu après. Il peut surtout être mis en évidence dans les paragneiss du centre de la Zone axiale. Les paragenèses du stade M1 à {biotite + grenat + sillimanite} sont déstabilisées et l'on aboutit à des paragenèses à {biotite + cordiérite} (et plus rarement {biotite + cordiérite + grenat}). La cordiérite forme de spectaculaires couronnes sur la sillimanite et le grenat. A la zonation normale du grenat qui montre un enrichissement en magnésium et un appauvrissement en manganèse du centre vers le bord et qui témoigne du métamorphisme M1 prograde, se superpose une zonation inverse témoignant du rééquilibrage M2 en conditions de plus basse pression (d'eau) (fig. 26).

Il est beaucoup plus difficile de mettre en évidence ce métamorphisme M2 dans l'enveloppe mésozonale de la Zone axiale. Il existe bien des muscovites, chlorites, voire parfois des biotites dans les plans axiaux des plis P4 mais ce métamorphisme semble trop faible pour rééquilibrer les paragenèses M1.

Ce n'est que dans la partie profonde occidentale du synclinal de Rosis, que l'on peut observer dans la moitié inférieure de la zone (sillimanite + muscovite) des associations incompatibles et parfois réactionnelles impliquant grenat, cordiérite et staurotide. Dans un même échantillon, les biotites et muscovites ont des compositions très variables en fonction des minéraux auxquels elles sont associées (Herrera-Urbina, 1987) : il y a donc un rééquilibrage des paragenèses M1 mais ce rééquilibrage n'est que très partiel puisque, même dans la partie profonde du synclinal de Rosis où s'observent ces associations réactionnelles, les biotites et muscovites M1 peuvent être conservées et que dans les parties plus élevées du

synclinal les paragenèses et les minéraux M1 demeurent inchangés.

Bien que les évidences demeurent ambiguës et que les associations réactionnelles observées (par exemple couronnes d'andalouite sur la staurotide) puissent s'interpréter dans le cadre d'un unique métamorphisme prograde (voir la discussion dans Demange, 1980-1981), ce métamorphisme M2 peut être également suspecté en domaine mésozonale dans la région de Murat.

Nous n'avons aucun argument définitif pour lier ou séparer les événements métamorphiques M1 et M2. Toutefois il semble que ces événements soient bien séparés en ne s'enchaînant pas :

- l'événement M1 est contemporain des phases tectoniques précoces et culmine pendant la phase P2 alors que l'événement M2 culmine après toutes les phases tardives souples ; or ces deux groupes de phases sont séparées par la mise en place des nappes par charriage cisailant, qui se fait dans un climat épizonal (rétromorphose des minéraux M1 en chlorite, muscovite...);

- comme nous l'avons vu plus haut, la formation des nodules de sillimanite, qui est due à un lessivage d'alcalins sous l'influence de fluides vraisemblablement péri-anatectiques, est un phénomène précoce (nodules en plans axiaux de plis P2 et P4) et témoigne d'une rétro-morphose à la périphérie du domaine catazonal M1 ; le départ de fluide à la périphérie des domaines anatectiques est sans doute provoqué par un refroidissement provoquant la cristallisation des mobilisats anatectiques (ichors) (et/ou une baisse de pression) (Autran *et al.*, 1970) ;

- les phases tectoniques précoces et le métamorphisme M1 sont suivis par la mise en place de granites (Montalet, Labecède) ; le granite de Labecède en particulier est un granite en massif supérieur qui recoupe incontestablement la structure métamorphique M1 ; le granite du Montalet est repris dans le granite du Laouzas et les faciès de migmatites à cordiérite s'y développent à partir d'un matériel vraisemblablement déjà solide ;

- l'événement M2 est relativement mineur et d'extension très limitée : il est totalement absent des dômes de Nore et du Cabardès ; même dans le domaine catazonal du centre du massif de l'Agout le

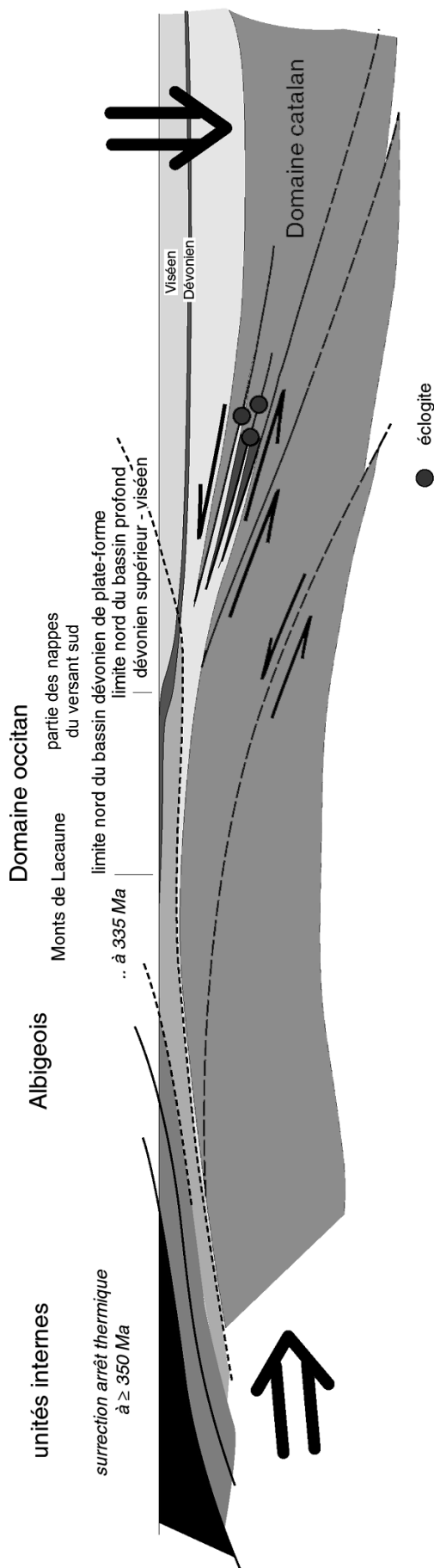


Fig. 24.- Au Carbonifère inférieur : subsidence du bassin d'avant-pays, « buckling » de la croûte et tectonique P1 en grandes nappes des zones profondes.

Fig. 24.- Early Carboniferous: subsidence of the foreland basin, buckling of the crust and phase P1 with formation of the major nappes in the deep-seated zones.

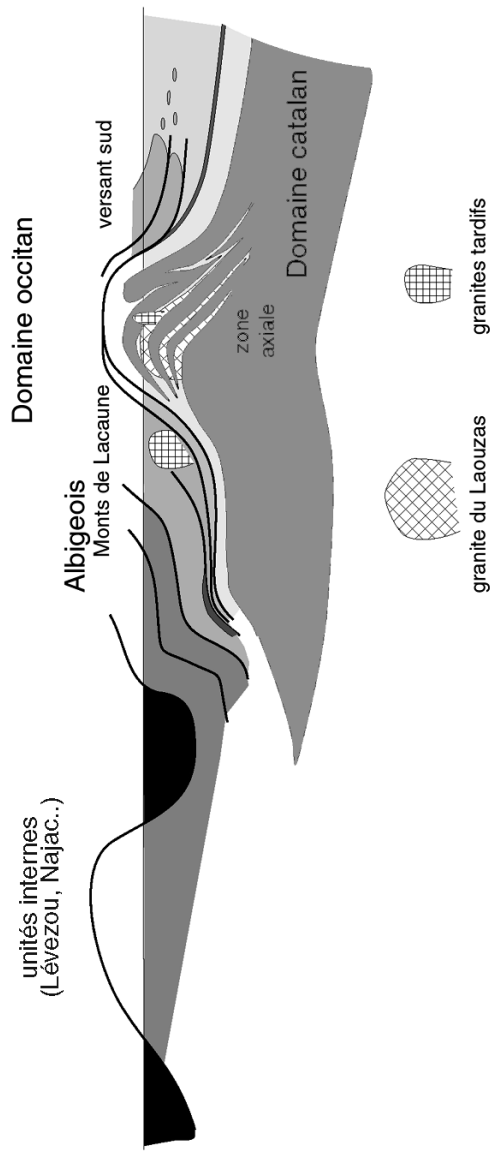


Fig. 25 - La compression namuro-westphalienne et la formation du dôme.

Ces coupes paléotectoniques (fig. 24 et 25) ont été construites avec une échelle semblable dans les deux dimensions en confrontant la géométrie même des structures avec les données du métamorphisme (épaisseur des zones déduites des observations de terrain et données barométriques).

Fig. 25.- Namurian-Westphalian compression and dome formation.

The paleotectonic cross sections (Figs. 24 and 25) are drawn to a similar scale in both dimensions enabling comparison between the geometry of the structures and the metamorphic evidence (thickness of the metamorphic zones and barometric data).

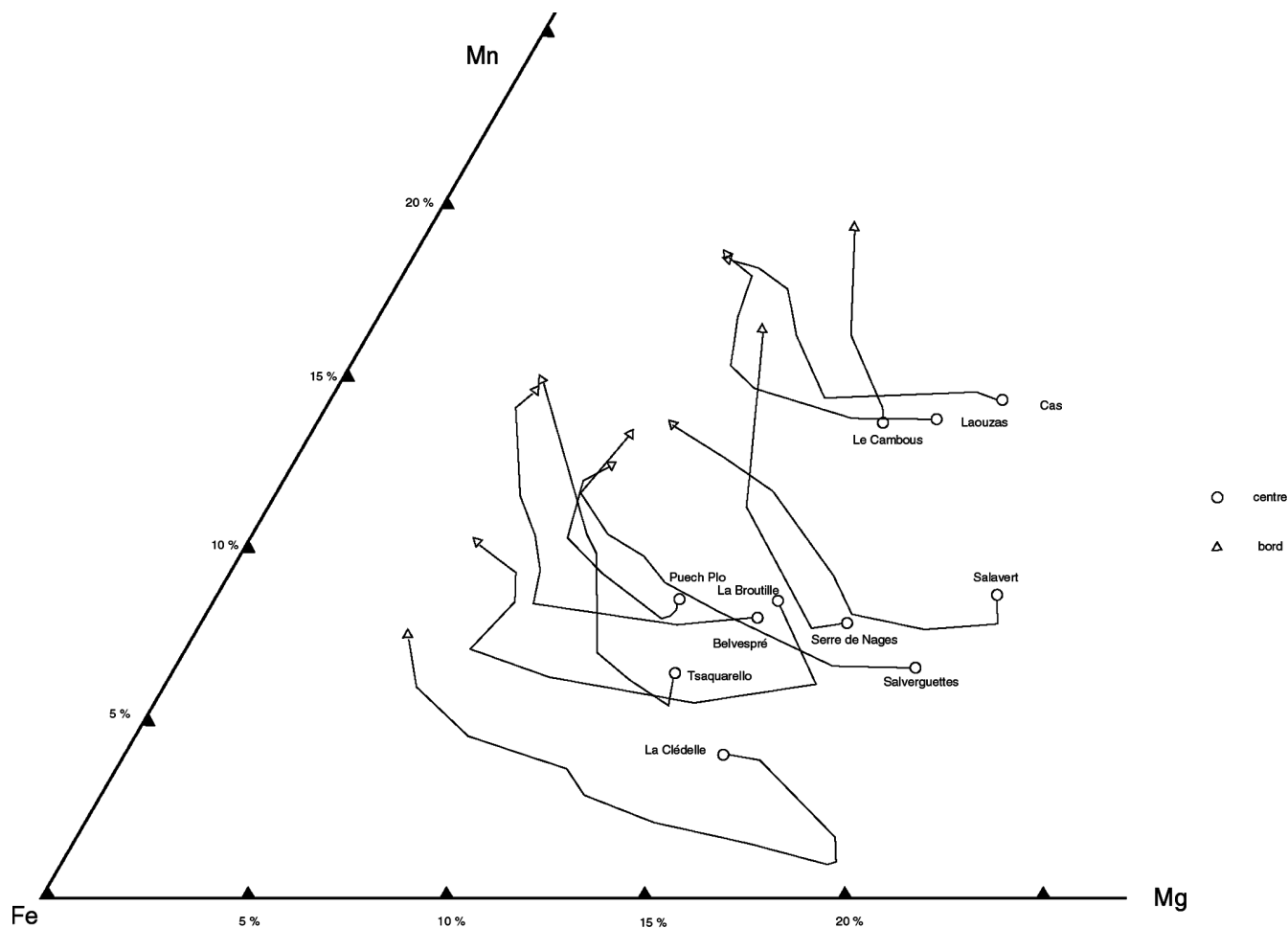


Fig. 26.- Les grenats des kinzigites dans le centre de la zone axiale.

Fig. 26.- Garnets from kinzigite in the core of the axial zone.

développement des couronnes de cordiérite sur grenat et sillimanite n'existe pas partout ; les paragenèses qu'il superpose au domaine mésozonal M1 du massif de l'Agout demeurent épizonales (muscovite, chlorite) et même dans le synclinal de Rosis où son effet peut être bien démontré, son extension demeure très limitée et il est trop faible pour rééquilibrer les minéraux de la plus grande partie du domaine mésozonal.

Bien qu'assez peu contrastée, la structure thermique de ce métamorphisme M2 peut être étudiée en utilisant les compositions des minéraux typomorphes dans le domaine catazonal. Ce métamorphisme n'est pas une simple évolution rétrograde à partir d'un stade de plus haute pression vers de plus faibles pressions, mais l'adaptation d'un flux thermique prograde à un régime de pressions plus faible (fig. 20). Les températures et pressions estimées lors de la retombée de ce métamorphisme sont de l'ordre de 600° et 2 kb pour le

centre du massif de l'Agout (Demange, 1982). La remontée du dôme estimée par des critères géométriques (en particulier lors de la phase P4) est tout à fait compatible avec les données métamorphiques au stade M2 : il est inutile de faire intervenir une faille de détachement de 10 km de rejet comme le proposent Brun et Van Den Driessche (1994) ; la remontée du centre et du nord du massif de l'Agout par les phases P4 et P5 suffisent à expliquer cette chute de pression.

Le centre du massif de l'Agout est irrégulièrement envahi par le granite migmatitique à cordiérite du Laouzas. Ce granite est postérieur à la tectonique souple et au métamorphisme M1 : on observe en effet des enclaves à bord plus ou moins net de migmatites lit par lit qui résultent de l'anatexie M1 (« métatexites ») dans des granites relativement homogènes (« diatexites ») et ces enclaves montrent des plis complexes mais analysables où l'on peut reconnaître toutes les phases

mises en évidence dans les domaines non migmatitiques. Il est également postérieur aux phases tardives puisqu'il n'est pas déformé et que ses enclaves montrent également les plis tardifs P4 à P7. Le suivi de niveaux repères (marbres, gneiss-à-silicates-calciques, amphibolites, kinzigites...) depuis les domaines non granitisés jusque les domaines les plus envahis par le granite, montrent que la mise en place du granite du Laouzas ne s'accompagne pas de diapirisme - aucune verticalisation ne s'observe autour des zones granitisées - et respecte les structures antérieures.

Ce granite se localise entièrement à l'intérieur du domaine catazonal (défini par l'isograde sillimanite + feldspath potassique) du stade M1 mais il est totalement indépendant de la structure thermique que l'on peut mettre en évidence à ce stade (fig. 17). Ce granite se développe irrégulièrement sans que l'on puisse mettre clairement en évidence de contrôle lithologique

ni thermique à l'échelle du massif. L'absence de restite, les bilans géochimiques et l'existence systématique de franges réactionnelles entre enclaves et granite (Demange, *à paraître*) sont autant d'arguments supplémentaires qui s'opposent à l'hypothèse d'une origine de ce granite par anatexie isochimique crustale *in situ* : ce granite résulte plutôt d'un apport avec une large assimilation de son encaissant. Les paragenèses observées dans les franges réactionnelles des enclaves de ce granite sont caractéristiques du métamorphisme M2. Il est donc très probable que c'est la mise en place du granite du Laouzas qui induit le rééquilibrage des associations métamorphiques catazonales au stade M2. Cela explique également la faible extension et la très faible intensité de ce métamorphisme en dehors du domaine de ce granite. Il est d'ailleurs remarquable que le dôme de Nore ne montre ni migmatites à cordiérite ni métamorphisme M2, alors que les conditions thermiques lors du métamorphisme M1 sont analogues à celles du massif de l'Agout.

Le granite migmatitique du Laouzas est donc un granite d'apport mis en place en milieu catazonal ; ce granite est postérieur à la formation du dôme de la Zone axiale et il est indépendant du métamorphisme régional principal M1. Contrairement à ce que stipulent les modèles de structuration de la Montagne noire par surrection anatectique, le développement des migmatites n'a aucun rôle moteur dans la formation du dôme.

Le magmatisme tardi- à post-tectonique

Les granites tardifs (fig. 1 et 17) peuvent être classés en fonction de leur niveau de mise en place ; en effet, la Montagne noire offre l'exemple de granitoïdes divers répartis à différents niveaux structuraux de l'écorce terrestre depuis le domaine catazonal jusqu'à des niveaux très superficiels (fig. 23) ; tous ces granites apparaissent tardi- à post-tectoniques mais leur mise en place s'est vraisemblablement échelonnée dans le temps ; toutefois, mis à part le granite du Folat, il n'est pas possible de les caler par rapport aux décrochements tardihercyniens :

- le granite du Laouzas peut être considéré comme un granite mis en place dans le domaine catazonal et ayant large-

ment assimilé son encaissant ; il n'est pas déformé ;

- les granites d'Anglès et du Haut-Vialais (ce dernier ne peut être assimilé au granite du Laouzas), eux non plus non déformés, se sont mis en place un peu plus haut ; leur cartographie, surtout d'ailleurs la cartographie du granite d'Anglès, montre leur partie profonde en domaine catazonal, d'aspect souvent migmatitique, riche en enclaves d'encaissant et leurs parties supérieures plus homogènes et présentant un caractère plus nettement intrusif ; ces granites recoupent toutes les structures antérieures ; le granite du Haut-Vialais en particulier se met en place sur l'axe même de l'anticlinal de l'Espinouse ;

- de très nombreux petits corps de pegmatites et de granites à deux micas forment une couronne autour du domaine catazonal de la Zone axiale ; ces pegmatites ne montent pas très haut dans la mésozone ; beaucoup de ces pegmatites apparaissent contrôlées par les structures P5 : ainsi dans le dôme du Caroux s'observent des pegmatites « plates » dessinant un dôme moins prononcé que le dôme du Caroux mises en place dans des niveaux de décollement formés lors de la compression P5 et des pegmatites « verticales » mises en place dans les fractures d'extrados - plans axiaux des plis P5 (ces pegmatites verticales sont bien développées dans les niveaux compétents et se pincent dans les niveaux incompétents) ; cette mise en place des pegmatites suggère un comportement fragile de la périphérie du dôme à ce stade : de même de nombreuses pegmatites et filons de microgranites jalonnent les plans axiaux des plis P7 ;

- le granite des Martys présente également des racines dans la partie centrale du massif de Nore ; plus haut, il recoupe les orthogneiss et vient former un laccolite à toit très plat dans les métasédiments recoupant l'unité allochtone de la Loubatière ; ce granite n'est pas non plus déformé ; des faciès analogues sont intrusifs dans le granite du Lampy ;

- le granite du Lampy (ainsi sans doute que celui de Brousse) forme un laccolite à base très plate, séparé des gneiss sous-jacents par quelques dizaines de mètres de micaschistes « de plancher », comportant de nombreuses enclaves de paragneiss et un toit intrusif ; ce granite apparaît ainsi très semblable à beaucoup

de granites « en cumulus » des Pyrénées (Mont-Louis, Saint-Arnac. Autran *et al.*, 1970) ; le granite du Lampy recoupe la base de l'unité d'Arfons mais il est affecté par une foliation mylonitique, ce qui suggère qu'il est de très peu postérieur à la mise en place des unités occitanes ;

- les petits massifs de granite à deux micas (Le Soulié, Secun-Combrespinal, Couffignet...) de la partie sud-ouest du Massif de l'Agout montrent des dômes très plats intrusifs dans leur encaissant ; ils sont sans doute de mise en place très tardive lorsque cet encaissant était déjà refroidi ;

- le granite du Sidobre apparaît comme un laccolite à zonation centrifuge peu épais (Darrozes *et al.*, 1994) entièrement encaissé dans les unités occitanes épizonales et recoupant les charriages ; il semble contrôlé par une structure anticlinale P7 (D4 au sens de Guérangé-Lozes, 1987) ;

- le granite subvolcanique du Folat se place plus haut encore dans la structure ; ses filons satellites, non déformés, se mettent en place dans le chevauchement de l'unité de Brusque sur celle de Mélagues qui a vraisemblablement joué en décrochement tardif (Brunel, 1974).

Les différents faciès du granite du Laouzas (granodiorite-granite monzonitique-granite, tous à biotite-cordiérite) définissent une série peralumineuse caractérisée par son caractère magnésien et potassique. Les granites en massifs circonscrits, définissent des séries calco-alcalines (méta-alumineuses) (ces séries sont toutefois moins calciques que celle définie par le granite du Montalet). Fondamentalement, se reconnaissent deux séries : l'une regroupe les granodiorites du Lampy, les faciès les plus basiques du massif du Sidobre, et les granites du Sidobre et des Martys (et les faciès clairs du massif du Lampy) ; l'autre associant les massifs de Brousse et d'Anglès s'en distingue par son caractère moins calcique, et rapport fer-magnésium légèrement plus faible. Les granites à deux micas du Soulié, Couffignet... pourraient représenter des termes différenciés de ces séries. Par contre le caractère calcique et très ferrifère du granite de Secun-Combrespinal l'apparente au granite du Montalet. Les données géochimiques manquent pour le granite du Folat.

En résumé, mis à part le granite du Laouzas, les différents granites de la Montagne noire apparaissent comme des granites calco-alcalins dont la genèse doit pouvoir s'intégrer à l'évolution orogénique. Le modèle présenté plus haut de cisaillements intracrustaux sur le bord nord de la plaque méridionale en buckling explique mieux cet important magmatisme calco-alcalin que le seul modèle du chevauchement de la croûte nord chaude des unités internes sur la croûte froide méridionale.

D'autre part les analogies géochimiques entre les différents granitoïdes suggère que l'emplacement des différents massifs ne s'est pas échelonné sur de très longues durées.

L'âge des événements orogéniques tardifs

Ces rapports structuraux entre granites et structures tectoniques et métamorphiques devraient permettre de dater précisément celles-ci. Malheureusement, les données actuellement disponibles, faites à des époques différentes, selon des méthodes différentes, sont plutôt incohérentes. La comparaison des résultats obtenus pour le granite du Sidobre par la méthode Rb/Sr (281 ± 36 Ma) avec âges K-Ar des biotites de ce même granite (313 Ma, Monnié et Maluski, 1996) pose sérieusement le problème de la signification des âges Rb/Sr.

Les résultats sur les granitoïdes (fig. 23 ; données de Vachette, 1987 ; Roques et Vachette, 1970 ; Hamet, 1975 ; Baubron 1982 ; *in* Demange 1982 ; Carpena, 1980 ; Costa, 1990 ; Matte *et al.*, 1998) sont décevants et ne permettent pas de cerner l'évolution orogénique tardive de façon aussi précise que le calage des granitoïdes, par rapport aux événements tectoniques, permettrait de l'espérer. La datation du granite du Haut-Vialais qui scelle le dôme de l'Espinouse, 327 ± 5 Ma (Lancelot, 1996 ; Matte et Mattauer, 1996 ; Matte *et al.*, 1998), et le vieillissement du granite du Sidobre que la fermeture des micas à 313 Ma semble imposer, si elles étaient confirmées, conduisent à fixer la mise en place des granitoïdes tardifs au Namurien (ou Westphalien) contrairement à l'âge stéphano-permien suggéré par les données Rb/Sr plus anciennes.

Les données actuelles sur le métamorphisme sont plus cohérentes. Les données ^{40}Ar - ^{39}Ar sur les biotites (Costa, 1990) fixent à 316 ± 4 Ma, la retombée du métamorphisme dans le centre du dôme du Caroux ; d'autres groupes d'âges, autour de 308 et 297 Ma sont interprétés comme l'âge des décrochements autour de la Zone axiale et de l'extension. Les âges Rb-Sr des muscovites qui enregistrent la retombée du métamorphisme à la périphérie de la Zone axiale sont voisins de 310 Ma, ceux des biotites de 295-280 Ma (données de Vachette, 1967, discutées dans Demange, 1982). Une monazite extraite des orthogneiss du Somail au Cabaretou a fourni à Gebauer et Grünenfelder (1974) un âge concordant à 304 ± 3 Ma. Les âges des apatites (Carpena, 1980) datent le refroidissement du massif en dessous de 120° à 286 Ma au nord-ouest du massif, 250-230 plus au sud.

Ces données décrivent donc un refroidissement progressif du massif très lent depuis le Westphalien jusqu'au Permien. Contrairement au modèle du doming en extension, la Zone axiale n'était donc pas exhumée au Stéphalien ; ce qui est en accord avec la très grande rareté des roches métamorphiques détritiques dans le bassin de Graissessac. Ces données métamorphiques sont également cohérentes avec l'état thermique de la croûte lors de la mise en place des granitoïdes, tel que l'on peut le déduire de leurs rapports avec les roches encaissantes.

L'âge des granitoïdes et en particulier l'âge du granite du Haut-Vialais ainsi que les contraintes imposées par la géologie (la mise en place des nappes syn-Viséen supérieur à Namurien A est antérieure à la phase P4) fixent donc au Namurien la formation des dômes de la Zone axiale, écartant définitivement l'hypothèse d'un dôme en extension stéphalien.

Ces données rapprochent les âges des événements précoces et du métamorphisme M1 (Tournaisien à Viséen inférieur) et des phases tardives et du métamorphisme M2 et reposent le problème d'un enchaînement entre ces deux épisodes métamorphiques. Le hiatus demeure toutefois notable, même s'il est vraisemblable que les parties profondes de la Zone axiale sont restées relativement « chaudes » entre les deux événements.

Les décrochements tardi-tectoniques

Les grands accidents qui bordent la Zone axiale, faille des Monts de Lacaune (Demange, 1993) (et la base des écailles des Monts de l'Est de Lacaune, qui jouent alors en Riedel associés à cet accident, Brunel, 1974) et la structure qui la sépare les nappes du versant sud (zone d'Orb-Jaur, Demange, 1982 ; « shear zone du Roc Suzadou », Cassard *et al.*, 1993) jouent tardivement en grands décrochements dextres (fig. 27) (rappelons que ces accidents ont sans doute joué de façon précoce lors de la mise en place des nappes). La faille de Mazamet-Tantajo (Demange et Jamet, 1986), plus ou moins confondue avec ce dernier accident, joue ultérieurement en décrochement dextre et sépare les massifs de l'Agout et de Nore. Les bases des écailles du Sorézois rejouent alors également en failles dextres. La faille des Monts de Lacaune est scellée par le bassin stéphalien de Graissessac qui apparaît, du moins dans son histoire précoce, comme un bassin en pull-apart.

De toutes façons, ces accidents sont incontestablement postérieurs au métamorphisme régional principal M1 et à la structuration majeure de la Zone axiale. Ils ne sauraient avoir le rôle majeur que certains auteurs leur attribuent dans la structuration de la Zone axiale et même parfois dans la genèse du domaine migmatitique (modèle de fusion par « shear heating » de Nicolas *et al.*, 1977).

Les plis P7 de direction méridienne à NNE-SSW sont certainement antérieurs au jeu cassant de ces décrochements, mais ils relèvent sans doute du même système de contraintes, qui crée d'abord des plis souples, puis le système se bloquant des décrochements ductiles puis cassants.

Au Stéphalien donc, la Zone axiale apparaît prise dans un grand système de cisaillement dextre d'échelle crustale (fig. 27) matérialisé par les failles des Monts de Lacaune, de Mazamet et la structure qui la sépare les nappes du versant sud. Dans la Zone axiale même, les filons de quartz de direction N35 et N120 forment un système conjugué qui s'intègre à ce grand décrochement dextre (Demange, 1982, Demange *et al.*, 1995). Il est certain que ce jeu en décrochement a contribué à retoucher tardivement les dômes, mais on peut se demander si ce

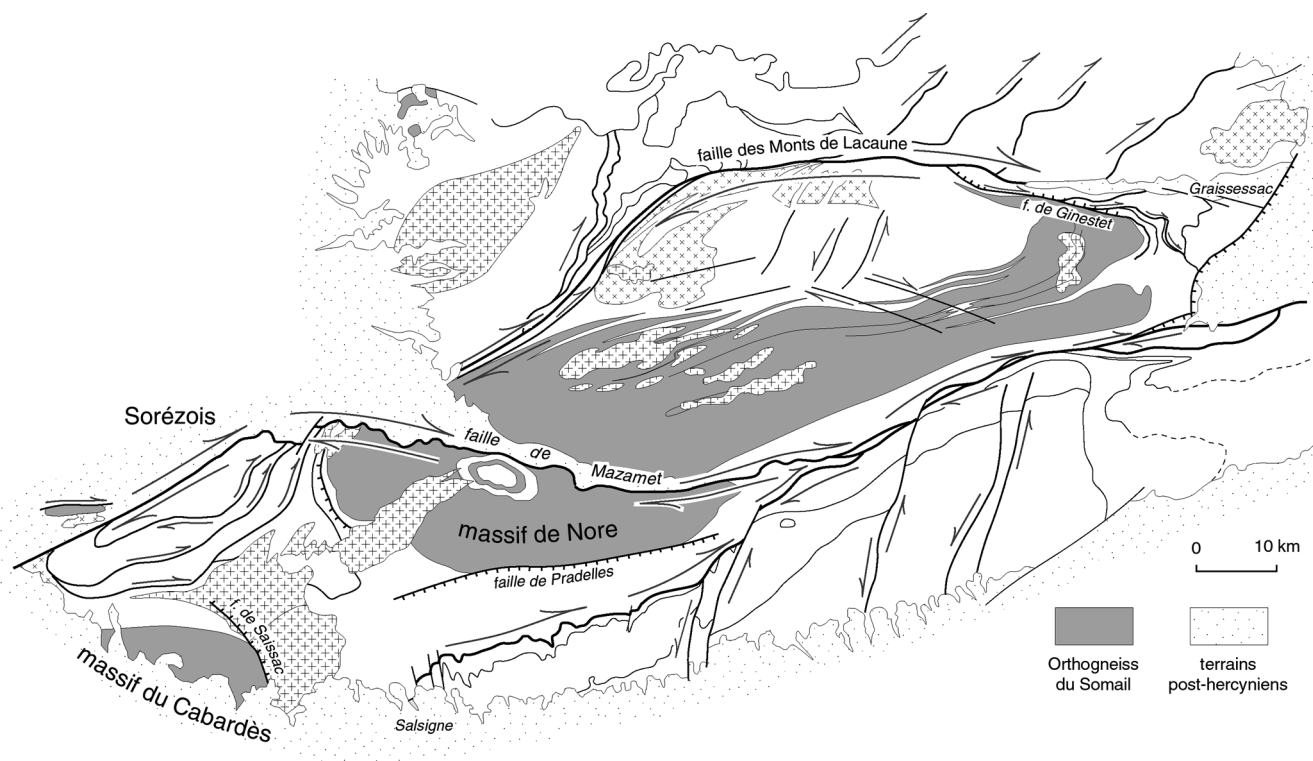


Fig. 27 - Tectonique cassante tardive.

Fig. 27.- Late brittle faults.

n'est pas là l'expression ultime d'un système en transpression plus précoce dont le rôle aurait été fondamental dans la formation des dômes.

La tectonique d'extension

La tectonique d'extension se manifeste par des cisaillements et des failles.

La plupart des cisaillements décrits dans la retombée orientale du massif de l'Agout (Bogdanoff, 1981 ; Beaud, 1985 ; Brunel et Lansigu, 1997), en particulier les cisaillements chauds, nous paraissent précoces et semblent liés à la mise en place des unités occitanes. Mais il peut y avoir un rejeu tardif des cisaillements précédents, des plans de stratification au contact de formations de compétence différente ou encore de la foliation P1, en particulier dans les orthogneiss ; les pegmatites précoces et tardives (en particulier celles contrôlées par les structures P5) sont affectées. A ce stade, ce régime de cisaillement paraît froid et associé à une rétro-morphose (nous avons décrit (Demange et Léger, 1980) une chloritisation des orthogneiss à la retombée orientale du massif de Nore au voisinage des éclogites du

Cabardès) et apparaît d'importance très limitée (Laumonier et Marignac, 1994).

La faille de Ginestet (Gèze, 1949) est interprétée comme une faille en détachement majeure par les tenants de la tectonique d'extension (Brun et Van Den Driessche, 1994). La géométrie même de cette faille ainsi que les estimations thermobarométriques du stade M2 du métamorphisme lors de la formation du dôme, sont en contradiction avec l'hypothèse d'un rejet de 10 km que ces auteurs lui attribuent. Ce n'est qu'un réajustement mineur reprenant pour l'essentiel le contact anormal des unités occitanes et des écaillés associées, sur la Zone axiale. Cette faille se situe à un kilomètre au moins de la bordure sud du bassin stéphanien de Graissessac, il est peu probable qu'elle ait un rôle majeur dans la localisation de ce bassin.

Des accidents analogues s'observent sur le bord nord du massif de l'Agout au sud de Lacaune. Ces failles, accompagnées de silicification et de tourmalinisation, affectent le granite du Montalet et y développent des couloirs de foliation rétro-morphique à chlorite-muscovite sécants sur la foliation (S2) de ce granite. Certains affleurements montrent de façon

spectaculaire ces deux foliations et leurs caractères contrastés : la foliation S2 est une foliation précoce ductile chaude avec biotite et grenat, l'autre est tardive froide mylonitique rétro-morphique. La foliation S2 est connue dans tout le granite du Montalet et elle est affectée par les phases tardives et en particulier les plis P5 à toute échelle. La foliation froide tardive se localise le long de couloirs étroits. Ces observations enlèvent toute crédibilité à Brun et Van Den Driessche (1996) qui ont voulu voir dans ces deux foliations des plans C/S de genèse synchrone. Pas plus que la faille de Ginestet ces failles normales ne correspondent à la faille des Monts de Lacaune qui passe plus au nord (Demange, 1993). Des failles de même caractère (avec tourmalinisation et silicification) affectent localement le granite du Laouzas (en particulier à l'affleurement récemment décapé de Cabot, au sud de Nages, où leur rejet est inframétrique). Ces failles en extension sont donc incontestablement postérieures au développement des migmatites et rien ne justifie une quelconque liaison entre les deux phénomènes.

Sur la bordure nord-est du massif de gneiss du Cabardès, **la faille de Saissac**

est une autre faille normale qui témoigne du même régime d'extension : cette faille abaisse les « schistes x » de couverture de ce massif et les granites du Lampy et de Brousse qui les intrudent. Les accidents satellites de cette faille développent dans ces granites incontestablement tardifs, des couloirs de foliation qui passent à de véritables mylonites. Symétriquement, au nord du « détroit » de Lacombe, des failles normales, jalonnées de quartz blanc, accentuent l'engorgement du massif de Nore : le pli coffré P6 qui sépare les dômes de Nore et du Cabardès est ainsi accentué en un graben.

Mentionnons enfin pour mémoire les failles normales très tardives comme les failles bordières du bassin de Bédarieux ou la faille E-W de Pradelles au sud du massif de Nore.

Toutes ces structures en extension sont donc des structures tardives, postérieures au métamorphisme et à la formation du dôme.

Conclusion : la Montagne noire dans la chaîne hercynienne

Les données tectoniques, métamorphiques et plutoniques démontrent sans ambiguïté que l'évolution tectono-métamorphique de la Zone axiale, et partant de toute la Montagne noire, s'est faite en trois stades bien tranchés :

- les phases précoces P1-2 et le métamorphisme M0-1 (avec une anatexie modérée) de la Zone axiale voient la structuration de la Zone axiale en grands plis couchés de style pennique ; l'âge de cette évolution demeure mal connu mais elle est certainement achevée vers 330-336 Ma ; dans l'état actuel des données, un âge carbonifère inférieur semble vraisemblable ; des granites précoces (Labecède, Montalet) scellent ce premier stade ;

- après le stade P3, sans doute précurseur, en plis à vergence sud, la mise en place des nappes occitanes se fait par des charriages cisailants tronquant les structures tectoniques, métamorphiques et magmatiques précoces ; sur le versant sud, cette mise en place est synsédimentaire d'âge viséen supérieur à namurien basal ; ces charriages sont clairement déformés par les

phases souples ultérieures, à commencer par P4 ;

- l'ensemble est repris par les stades tardifs en compression ou en transpression dont l'effet principal est la formation d'un vaste dôme ; ce dernier stade est scellé par des granitoïdes tardifs mis en place à des niveaux plus ou moins profonds de l'écorce, depuis la catazone (granite du Laouzas) jusqu'à un niveau subvolcanique (granite du Folat) ; cette évolution tardive est vraisemblablement d'âge namurien à westphalien.

- l'évolution se termine par une tectonique en décrochement majeure et en extension d'importance tout à fait mineure.

L'intensité de la déformation décroît tout au long de l'évolution tectonique : plis synfoliaux P1 syn-métamorphes précoces, plis couchés avec une schistosité irrégulièrement développée lors des phases P2 et P3, plis en genou P4 avec une foliation de strain-slip locale et plis tardifs droits sans schistosité et enfin, décrochements cassants tardifs.

Il est également remarquable que les directions structurales présentent une rotation progressive au cours de cette évolution : dans les zones qui ne sont pas ultérieurement verticalisées les axes des plis précoces sont N10 à NNE (cartes *in* Demange, 1975 et 1982 et Beaud, 1985) alors que les structures tardives ont des direction N80 à E-W.

L'hypothèse d'une tectonique en extension dont les différentes variantes font une part plus ou moins grande au « diapirisme anatectique » et à une tectonique transcurrente, ignore que le métamorphisme régional principal n'est contemporain ni de la formation du dôme ni de la mise en place du granite migmatitique du Laouzas, les données tectoniques des tenants de cette hypothèse sont souvent beaucoup trop locales et partielles. Trop de faits s'opposent à un tel modèle pour que l'on puisse le considérer plus longtemps.

Par contre, malgré l'incertitude sur la datation des stades précoces, l'évolution tectono-métamorphique et plutonique de la Montagne noire apparaît parfaitement compatible avec le modèle en poinçonnement proposé par Matte (1986). Dans ce modèle, la chaîne hercynienne méridionale franco-espagnole résulte du poinçonnement par un promontoire (ou bloc détaché) du Gondwana, le craton catalan (Demange,

1994a) (ou Ebro-aquitain), d'un ensemble de blocs qui constituent les actuelles zones internes de la chaîne :

- la collision des (micro)plaques internes provoque un flambage de la plaque catalane, qui induit la subsidence du bassin d'avant pays viséen dans les zones superficielles, et, en profondeur, des cisaillements à vergence nord (nord-ouest) au voisinage du contact socle couverture : les grandes nappes à cœur d'orthogneiss à valeur de socle, enveloppées de séries métasédimentaires à valeur de couverture, naissent très redressées, en régime métamorphique méso- à catazonal, de haute pression au sud, de plus faible pression plus au nord (phase P1, métamorphisme M0-1) ; le même régime dynamique explique le repliement de ces nappes lors de la phase P2 mais le métamorphisme évolue vers de plus basses pressions : le bâti commence à remonter dans sa partie nord ;

- la couverture sédimentaire de cette marge du Gondwana se plisse en régime le plus souvent épizonal, se décolle et forme les unités allochtones occitanes qui viennent se mettre en place de façon synsédimentaire dans le bassin d'avant pays viséo-namurien ; dans leur état final la mise en place de ces unités allochtones occitanes et albigeoises se fait par des charriages cisailants qui tronquent les structures tectono-métamorphiques précoces aussi bien dans le panneau chevauché que dans les unités charriées ; ce régime de cisaillement se manifeste dans une tranche de terrains relativement importante sous le chevauchement majeur mais s'atténue en profondeur ; il a pu débiter en régime relativement chaud (placages de sillimanite) mais très vite évolue en un régime thermique beaucoup plus froid avec rétro-morphose des paragenèses M1 précoces ;

- le système se bloque progressivement, l'intensité de la déformation diminue : plis droits dont l'interférence aboutit à la formation des dômes de la Zone axiale, toujours en régime de compression, au Namurien, puis tectonique cassante en décrochements dextres (scellés par le bassin stéphanien de Graissessac).

A ce stade ultime des décrochements, la Zone axiale apparaît comme une zone abritée dans un vaste système de cisaillement dextre d'échelle crustale globalement E-W.

Il est possible que ce même système en transpression puisse expliquer la tectonique tardive en plis droits : les dômes de la Zone axiale apparaissent alors comme un système de brachy-anticlinaux en échelon pris entre deux grands systèmes de failles transcurrentes (les actuelles failles des monts de Lacaune et l'accident limite des nappes du versant sud). Un tel système en transpression explique ainsi la formation (quasi) simultanée, au Namurien, de ces brachyanticlinaux longs de plusieurs dizaines de kilomètres sensiblement E-W (P5) en compression et de leur boudinage dans les ensellements transverses (sensiblement NE-SW (P6) : « détroit de Lacombe », ennoyage nord-est du massif de l'Agout), qui sont alors des domaines en extension.

Il est dès lors tentant d'interpréter la tectonique précoce P1-2 par ce même

système en transpression : les directions des plis précoces P1 (N-S à NNE-SSW) apparaissent alors également comme des plis en échelon sur un cisaillement crustal précoce dextre sans doute E-W. Il faut toutefois reconnaître que ce modèle demeure très hypothétique vu l'incertitude de l'âge de ces événements précoces et la position des différents blocs à cette époque.

Dans cette dernière hypothèse, toute l'évolution de la Montagne noire peut donc s'interpréter par le fonctionnement en transpression d'un grand cisaillement d'échelle crustale. Cette structure majeure se situerait sur le flanc nord du promontoire gondwanien (Matte 1986) dont la collision avec les actuelles unités internes explique la chaîne hercynienne. Cette zone de cisaillement majeur coïncide avec la zone d'extension au Cambrien - Ordovicien inférieur de l'« océan centralien » (océan

sans doute de largeur limitée et où l'extension n'est jamais parvenue à créer une véritable croûte océanique) et où s'est développé à l'Ordovicien un magmatisme précoce depuis l'Albigeois jusqu'à la Galice et au sud-Armorique. L'évolution dans le temps du style tectonique (plis couchés synschisteux profonds puis plis droits et enfin tectonique cassante) reflète le blocage progressif de ce système.

Remerciements

Les travaux sur la Montagne noire ont été faits à l'occasion des levers des cartes géologiques à 1/50 000 entrepris depuis 1973 ainsi que de nombreux stages et travaux d'option des étudiants des Ecoles des Mines de Paris et de Saint-Etienne, M. Perrin étant professeur. Les remarques constructives de A. Autran ont permis de développer considérablement ce texte.

Références

- Alabouvette B., Demange M., Echlter H. avec la collaboration de Guiraud R., Perrin M., Vignard G. (1993) - Notice de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Saint-Pons (1013), Orléans, BRGM. Notice explicative par B. Alabouvette, M. Demange et coll., (1993), 123 p.
- Arthaud F. (1970) - Etude 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., n°1, 175 p.
- Arthaud F., Matte P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- Autran A., Fonteilles M., Guitard G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **12**, 673-731.
- Baubron J.C., Duthou J.L. (1982) - Datations Rb-Sr d'échantillons de la Zone axiale de la Montagne Noire. Rapport BRGM inédit.
- Beaud F. (1981) - Etude pétrostructurale de la bordure sud des orthogneiss du Pic de Nore (ouest de la Montagne Noire). DEA Univ. Montpellier, Laboratoire de géologie structurale, 29 p.
- Beaud F. (1985) - Etude structurale de la Zone axiale orientale de la Montagne noire (sud du Massif Central français). Détermination des mécanismes de déformation. Relations avec les nappes du versant sud. Thèse de troisième cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 191 p.
- Berger G.M., Debat P., Demange M., Issard H., Perrin M., Boyer F., Freytet P., Mazeas H. (1993) - Carte géologique de France, feuille Carcassonne à 1/50 000 (1037). Orléans, BRGM. Notice explicative par Berger G.M., Boyer F., Debat P., Demange M., Freytet P., Marchal J.P., Mazéas H., Vautrelle C. (1993), 78 p.
- Bergeron J. (1889) - Etude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau Central. Thèse Doct. Fac. Sci. Paris, *Ann. Sci. Géol.*, **22**, IV + 362 p.
- Bogdanoff S. (1981) - Sur la sillimanite de la Zone axiale de la Montagne noire, Espinouse (Hérault). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **267**, 1565-1566.
- Bogdanoff S., Ellenberger F., Collomb P. (1967) - Polymétamorphisme et « effet de couverture » dans la Zone axiale de la Montagne noire (Espinouse, Caroux, Hérault). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **267**, 223-224.
- Bogdanoff S., Donnot M., Ellenberger F. *et coll.* (1982) - Carte géologique de France à 1/50 000, feuille Bédarieux (988). Orléans, BRGM. Notice par S. Bogdanoff, M. Donnot et F. Ellenberger (1984), 105 p.
- Bonnemaison M., Demange M., Issard H., Pascal M.L., Perrin M. (1980) - Lithostratigraphie et structure des « schistes X » du Cabardès (Montagne noire, France). *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **288**, 147-150.
- Bouchardon J.L., Deschomets R., Demange M. (1979) - A propos du disthène en roche dans les micaschistes et gneiss du synclinal de Rosis et du flanc sud, Zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **291**, 1067-1071.
- Brun J.P., Van Den Driessche J. (1994) - Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, n°6, 519-530.
- Brunel M. (1974) - La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne noire (Est de Lacaune, Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **278**, 991-994.
- Brunel M., Lansigu C. (1997) - Déformation et cinématique de mise en place du dôme de la Zone axiale de la Montagne noire : signification des nodules à quartz-sillimanite (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **325**, 517-523.

- Cantagrel J.M. (1973) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphibole dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif Central et à l'Aleksod, Sahara algérien. *Ann. Sci.*, **50**, Univ. Clermont-Ferrand.
- Carpena J. (1980) - Ages plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne noire (Massif central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc ; Thèse 3^{ème} cycle, USTL, Montpellier.
- Cassard D., Feybesse J.L., Lescuyer J.L. (1993) - Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during Namurian-Westphalian in the western Montagne Noire (France). *Tectonophysics*, **222**, 33-53.
- Costa S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central français. Une étude chronologique par la méthode Ar^{39}/Ar^{40} . Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 441 p.
- Darrozés J., Moisy M., Olivier P., Ameglio L., Bouchez J.L. (1994) - Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l'échelle du massif à celle de l'échantillon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**, (2), 243-240.
- Debat P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne noire occidentale. Thèse, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 468 p., 2 cartes h.t.
- Debertrand T. (1983) - Les écaillés cambriennes du dôme de Viane (Montagne noire). Option Sciences de la Terre, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 88 p., 2 planches, (inédit).
- Demange M. (1975) - Style pennique de la Zone Axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). *Bull. BRGM, Fr.*, (2), 2, 269-291.
- Demange M. (1979) - Schéma structural de la partie orientale du massif de l'Agout (Montagne noire). *Bull. BRGM, Fr.*, (2), 45-49.
- Demange M. (1980-1981) - Le métamorphisme mésozonal progressif des roches pélitiques sur le flanc nord du massif de l'Agout. *Bull. BRGM, Fr.*, section I, n° 4, 91-139.
- Demange M. (1981) - Existence d'une phase tectonique et de structures cartographiques antéschisteuses dans le massif de l'Agout (Zone axiale de la Montagne Noire, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **292**, (2), 359-362.
- Demange M. (1982) - Etude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse Doct. Sci., Univ. Paris-VI, 1052 p.
- Demange M. (1985) - The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chem. Geol.*, **50**, 173-188.
- 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**, (2), 411-418.
- Demange M. (1994a) - Antevariscan evolution of the Montagne Noire (France): from a passive margin to a foreland basin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**, (2), 921-933.
- Demange M. (1994b) - Le Sorézois : une région clef pour l'étude du problème des relations entre la Zone axiale et les nappes hercyniennes de la Montagne noire (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**, (2), 1543-1549.
- Demange M. (1996) - Observations et remarques sur l'article « Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics » (Brun J.P. and Van Den Driessche J., *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1994, **165**, n° 6, 519-530) et Réponse de J.P. Brun and J. Van Den Driessche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1996, **167**, n° 2, 295-302.
- Demange M. (à paraître) - Composition of minerals in medium grade metapelites marker of the grade and type of metamorphism - Examples from the Southern French Variscan belt - European Journal of Mineralogy.
- Demange M. (à paraître) - Interaction entre granites et enclaves dans le granite migmatitique à cordiérite du Laouzas (Montagne noire, France).
- Demange M., Gattoni L. (1976) - Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne noire, France). 1^{ère} partie : isogrades et faciès ; 2^{ème} partie : variations de la composition chimique des minéraux. *Bull. Minér. Paris*, **101**, 334-355.
- Demange M., Léger M. (1980) - Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin de métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la Zone axiale de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **286**, 571-573.
- Demange M., Goutay R., Issard H., Perrin M. (1986) - Présence de disthène épizonal dans la Zone Axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, 525-526.
- Demange M., Jamet P. (1985) - Le stade majeur du métamorphisme est de type moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **301**, (2), 603-606.
- Demange M., Jamet P. (1986) - L'accident majeur Mazamet-Tantajo (Montagne noire) : décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géologie de la France*, n°3, 273-280.
- Demange M., Issard H., Perrin M. (1986) - Rapports entre la Zone Axiale de la Montagne Noire et les nappes du versant sud au sud-ouest du massif (Minervois et Cabardès - Aude, Hérault). *Géologie de la France*, n° 3, 281-292.
- Demange M., Herrera-Urbina S. (1989) - Relations entre la Zone axiale et les nappes de la Montagne Noire (Massif Central français) : l'exemple des écaillages de la région de Saint-Gervais-sur-Mare. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, (2), 1737-1742.
- Demange M., Guérangé-Lozes J., Guérangé B. (1995) - Carte géologique de France à 1/50 000 feuille Lacaune (987). Orléans, BRGM. Notice explicative par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé et coll. (1995), 153 p.
- Demange M., Mouline M.P., Alabouvette B. (1997) - Carte géologique de France à 1/50 000 feuille Revel (1011). Orléans, BRGM. Notice explicative par Demange M., Mouline M.P., Alabouvette B., Astruc G. (1997), 98 p.
- 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.
- Donnot M., Guérangé B. (1978) - Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les Monts de l'est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) - Versant nord de la Montagne Noire. *Bull. BRGM Fr.*, (2), n° 4, 333-363.

- Ducrot J., Lancelot J.R., Reille J.L. (1979) - Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **21**, n°4, 501-505.
- Echtler H., Malavieille J. (1989) - Basement uplift, extensional tectonics and collapse basin emplacement in the Montagne Noire. *EUG V, Terra, Abstracts*, p. 255.
- Echtler H., 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. Fr.*, Paris, 226-227.
- Ellenberger F., Santarelli N. (1974) - Les « schistes x » de la Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **278**, (D), 2409-2412.
- Engel W., Feist R., Franke W. (1980-81) - Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre la mise en place des nappes et la sédimentation. *Bull. BRGM. Fr.*, (2), section I, n°4, 341-389.
- Gebauer D. (1974) - Summary of unpublished isotope data from Montagne Noire obtained by D. Gebauer and M. Grünenfelder. *Rap. Int. Lab. for isotope geochemistry and mass spectrometry, Zürich, Switzerland*, 17 p., inédit.
- Gebauer D., Grünenfelder M. (1976) - U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low grade metasediments. Example : Montagne Noire (Southern France). *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, Heidelberg, 59, 13-32.
- Gebauer D., Grünenfelder M. (1977) - U-Pb systematics of detrital zircons from unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of central Europe. *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, Heidelberg, 65, 29-37.
- Gebauer D., Grünenfelder M. (1982) - Geological development of the hercynian belt of Europe based in age and origin of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. *First Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, Isotope geology. Nikko National Park, Japan*, 111-112.
- Geze B. (1949) - Etude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr., nouv. sér.*, **29**, (62), 215 p.
- Goguel J. (1965) - *Traité de Tectonique*. 2ème édition. Masson & Cie, Ed. Paris, 457 p.
- Hamet J. (1975) - Etude systématique par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse Doct. ès-Sci., Univ. Paris VI & VII, Lab. Géochim. et Cosmochim., 248 p.
- Harries L.B., Burg J.P., Sauniac S. (1983) - Strain distribution within the Pardailhan nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone : implications for events associated with nappe emplacement. *J. Struct. Geol.*, **5**, 3-4, 431-440.
- Herrera-Urbina S. (1987) - Lithostratigraphie, géologie structurale et métamorphisme des « schistes X » de la périphérie du dôme de l'Espinouse (Montagne Noire, France). DEA, Ec. Nat. sup. Mines de Paris, 85 p.
- Issard H. (1984) - Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la Zone axiale et les nappes du Versant sud de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). Thèse Doct.-Ing., Ec. Nat. Sup. Mines Paris, 195 p.
- Lancelot J. (1996) - Datation U/Pb du granite post-cinématique du Vialais (Montagne Noire). *RAST Orléans, Symposium 6*, p. 53.
- Landes P. (1980) - Etude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaillés cambriennes entre la vallée du Gijou et la Zone axiale de la Montagne Noire. Option Sciences de la Terre, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 38 p.
- Lansigu C. (1996) - Evolution structurale de la terminaison orientale de la Zone axiale de la Montagne noire (Massif Central français). Mémoire de DEA, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 42 p.
- 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**, (2a), 427-434.
- Léger M. (1981) - Les minéralisations du district filonien de Labastide-Esparbairénque dans leur contexte géologique. Thèse Doct.-Ing., Ec. Nat. Sup. Mines Paris, 195 p.
- Lee B.J. (1988) - Analyse structurale du versant sud de la Montagne noire (Hérault, France). Aspect cinématique de la mise en place des nappes. Thèse Univ. Orléans, 199 p.
- Lee B.J., Faure M., Cluzel D., Cadet J.P. (1988) - Mise en évidence d'un cisaillement ductile d'Ouest en Est dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire (sud du Massif central). *C.R. Acad. Sci. Paris*, (2), **306**, 455-462.
- Lemaître A. (1994) - Etude lithostructurale de la partie nord-orientale de la nappe de Pardailhan. Relations avec la nappe du Mont Peyroux. Mémoire de Géologie de l'IGAL, n° 53, 173 p.
- Lescuyer J.L., Cocherie A. (1992) - Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : argument pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne Noire (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, (2), **314**, 1071-1077.
- Mattauer M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Ed. Paris, 493 p.
- 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. Fr.*, **8**, (1), 9 -24.
- Matte P., Mattauer M. (1996) - La zone axiale métamorphique hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un « metamorphic core complex » extensif mais un anticlinal post-nappe compressif à cœur anatectique. *RAST Orléans, Symposium 6*, p. 56.
- Matte P., Lancelot J., 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. *Geodynamica Acta*.
- Monié P., Maluski H. (1996) - Signification des zonations d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les micas révélés par la sonde laser. *RAST Orléans, Symposium 6*, p. 56.

- Nicolas A., Bouchez J.L., Blaise J., Poirier J.P. (1977) - Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, **42**, 53-73.
- Ramsay J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New York, 568 p.
- Roques M., Vachette M. (1970) - Ages au strontium sur roches totales des migmatites de la Zone Axiale de la Montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, **270**, 275-278.
- Schuiling R. D. (1960) - Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, nouv. sér.*, **29**, (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, p. 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. Fr., Paris, (192)*, **38**, 319-637.
- Vachette M. (1967) - Etude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont Ferrand*, **36**, n° 16, 31-76.
- Van Den Driesch J., Brun J.P. (1989) - Un modèle cinématique d'extension paléozoïque supérieure dans le Sud du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, (2), 1607-1613.
- Van Den Driesch J., Brun J.P. (1991) - Progressive flattening of detachment fault and footwall roll-under as illustrated by Montagne Noire massif, southern french Massif Central, EUG VI, Strasbourg. *Terra Abstract*, **3**, p. 204.
- Van Den Driesch J., Brun J.P. (1991-1992) - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica acta, Paris*, **5**, 1-2, 85-99.
- Vernay P. (1983) - Tectonique et microtectonique cassante tardi-hercynienne dans la partie centrale du versant sud de la Montagne Noire. *Géologie de la France*, (2), I, n°1-2, 31-54.

