

Rapports entre la zone axiale de Montagne Noire et les nappes du versant sud au sud-ouest du massif. (Minervois et Cabardès - Aude, Hérault).

M. Demange ⁽¹⁾, H. Issard ⁽²⁾, M. Perrin ⁽²⁾

*Mots-clés : Orogénie hercynienne, Déformation polyphasée, Nappe, Métamorphisme
Tarn, Aude, (Minervois), Montagne Noire (Cabardès) Hérault*

Résumé

Entre la zone axiale et les nappes du versant sud, les auteurs définissent habituellement un domaine "paraautochtone", qu'ils interprètent comme un ensemble d'écaillles et de plis couchés ou renversés dus au rebroussement de l'autochtone sous l'avancée des grandes nappes du versant sud.

L'étude lithostratigraphique et structurale du Minervois et du Cabardès montre que ce domaine "paraautochtone" n'a pas d'individualité propre mais qu'il existe un contact anormal majeur juxtaposant à ce niveau deux types d'unités :

- les unités septentrionales qui se rattachent à la zone axiale
- les unités méridionales qui s'intègrent aux nappes du versant sud.

Le parallélisme qui peut être fait entre les successions lithostratigraphiques observables dans ces deux ensembles montre qu'ils appartiennent à des domaines paléogéographiques restés différents tout au long de leur histoire : cycle cambro-ordovicien, orogenèse calédonienne, cycle dévono-carbonifère.

Les phases précoces de l'orogenèse hercynienne se traduisent dans ces domaines par des plis isoclinaux synschisteux mais les phases reconnues dans chacun d'eux ne peuvent être corrélées.

Ces deux domaines ont été soumis à un métamorphisme régional d'intensité différente et leur structuration métamorphique semble indépendante.

Le charriage du domaine méridional sur le domaine septentrional (zone axiale) correspond à une phase relativement tardive, indépendante des stades précoce de l'orogenèse. Celle-ci ne se traduit pas par l'exagération des structures souples antérieures mais par des charriages cisaillants qui tronquent les structures synschisteuses.

L'évolution ultérieure commune aux deux domaines induit des déformations modérées (plis ouverts, charriages mineurs exagérant les écaillles antérieures) et un métamorphisme de contact ou hydrothermal centré sur le charriage majeur.

(1) Ecole nationale supérieure des Mines, 60 boulevard Saint-Michel, 75272 Paris cedex 06 et UA CNRS n° 384 Pétrographie et Métallogénie

(2) Ecole nationale supérieure des Mines, 158 cours Fauriel, 42000 Saint-Etienne et UA CNRS n° 384 Pétrographie et Métallogénie

Abstract

Between the axial zone and the southern nappes, various authors usually define a "paraautochtone" zone. This zone has been interpreted as a pile of tectonic slices and of recumbent or refolded isoclinal folds, that would result of a turning over of autochthonous terranes induced by the moving forward of the southern nappes.

The achieved lithostratigraphic and structural study of the Minervois and Cabardès region shows that there is no definite argument to individualize such a "paraautochthonous zone". On the contrary, there exist two different types of structural units separated from each other by a major thrust plane i.e.

- northern units which belong to the axial zone
- southern units which are part of the southern nappes zone.

The lithostratigraphic successions which may be observed within these two types of units show that they correspond to paleogeographic areas which have remained different throughout their geological history : (Cambrian-lower Ordovician cycle Caledonian orogenesis, Devonian-lower Carboniferous cycle).

The early tectonic phases of hercynian orogenesis induce everywhere isoclinal cleavage associated folds but there is no possible correlations between the individual phases which have been identified in each of these two zones.

The grade of regional metamorphism as well as the metamorphic pattern appear to be different in the northern and in the southern units.

The thrust of the southern zone over the northern zone (axial zone) appears as a late tectonic event which bears no relation with the early phases of orogenesis.

Such thrust does not magnifie early fold structure but on the contrary induces shear planes which crosscut early isoclinal folds.

The latest tectonic evolution appears to be the same in the two zones. It induces deformations of low magnitude deformation(open folds, minor thrust slicing which magnifies earlier slicing) as well as some contact or hydrothermal metamorphism located in the neighbourhood of the major thrust plane.

Manuscrit reçu le 9 septembre 1985, accepté le 4 novembre 1985.

I.-Introduction

1.1 Au sud du Massif central français, la Montagne Noire constitue un segment de l'orogène hercynien dont la structuration est pour l'essentiel postérieure au Viséen inférieur et antérieure au Stéphanien. Depuis J. Bergeron (1889), il est classique de diviser la Montagne Noire en trois domaines :

-*le versant méridional* constitué de terrains épimétamorphiques datés du Cambrien au Viséen structurés en grandes nappes où les séries sont en général en position inverse;

-*la zone axiale* formée de terrains épimétamorphiques à catazonaux, largement migmatitiques, d'âge présumé précambrien et cambro-ordovicien ; ces terrains sont structurés en nappes penniques ;

-*le versant septentrional* constitué de terrains datés du Cambrien au Silurien, épi à mésométamorphiques structurés en écailles chevauchant vers le sud-est.

L'ensemble de ces trois domaines est tronqué par la faille de Mazamet - Le Poujol-Tantajo accident inverse tertiaire qui reprend un décrochement dextre tardi-hercynien (M. Demange, P. Jamet, 1985-1986). Par ailleurs, ceux-ci sont séparés les uns des autres par deux zones d'accident majeur :

-*au nord*, la faille des Monts de Lacaune sépare le versant septentrional de la zone axiale ; c'est un accident complexe : décrochement dextre, ayant joué tardivement en faille inverse ; son importance est soulignée par la disparité lithostratigraphique, structurale et métamorphique des terrains qu'elle juxtapose.

-*au sud*, la limite du versant méridional qui nous concerne plus particulièrement dans cet article, est à strictement parler, localisée à la base des nappes.

Depuis B. Gèze (1949) et F. Arthaud (1971) tous les auteurs s'accordent pour reconnaître au sein du versant méridional d'ouest en est les nappes suivantes : Minervois, Pardailhan, Mont Peyroux, Mont de Faugères, mais entre ces grandes unités et les séries dites "des schistes x" qui constituent le cortex de la zone axiale, s'intercalent différentes unités d'attribution discutable, classiquement regroupées sous le terme de "paraautochtone".

Ce domaine "paraautochtone", généralement fort laminé, ne présente un certain développement qu'en Saint-Ponais et en Minervois-Cabardès.

A l'ouest de la vallée de l'Argent Double, une seule nappe est classiquement rattachée au versant sud : la nappe du Minervois. Le domaine "paraautochtone" qui atteint localement une largeur de 3 km montre des formations géologiques variées qu'il n'est pas possible de rattacher sans précaution aux formations situées immédiatement au nord et au sud, ceci tant en raison de leur lithostratigraphie (hétérogénéités des faciès, difficultés de datations) qu'en raison d'importantes complications structurales (présence de nombreux accidents cisaillants).

La plupart des auteurs ont jusqu'à présent considéré ce domaine "paraautochtone" comme structuralement homogène et l'ont rattaché, soit à la zone axiale (hypothèse "autochtone"), soit aux nappes du versant sud (hypothèse "allochtone").

Dans l'hypothèse autochtone, les terrains du domaine "paraautochtone" seront la couverture normale de la zone axiale éventuellement rebroussée (synforme de Salsigne) voire écaillée sous l'avancée des nappes. (F. Boyer, 1963; F. Arthaud *et al.* 1966; F. Arthaud, 1971; M. Bonnemaison, 1980).

L'hypothèse allochtone (F. Thoral, 1935; J. Deramont *et al.* 1981, B. Ferret, 1983) considère ce domaine "paraautochtone" comme unité rattachée au domaine des nappes, intercalés tectoniquement au contact de la zone axiale.

Les progrès réalisés récemment dans la connaissance de la zone axiale (M. Demange, 1979-1982; M. Bonnemaison *et al.* 1980; F. Ellenberger, N. Santarelli 1979; J.P. Bard, J. Loueyit, 1978) nous ont conduit à réexaminer l'ensemble du problème des rapports entre celle-ci et les terrains adjacents, en ne formulant aucune hypothèse *a priori* sur l'individualité structurale d'un éventuel paraautochtone.

1.2. La détermination de l'importance structurale des zones d'accident telles que celles qui séparent les trois domaines classiquement reconnus en Montagne Noire est un problème géologique à la fois crucial et délicat à traiter.

Crucial car il faut savoir si au-delà de rejeux tardifs, souvent multiples, bien exprimés sur le terrain, de tels accidents correspondent ou non à des géostructures anciennes d'importance majeure, c'est à dire à des surfaces de discontinuité de part et d'autre desquelles se sont trouvés juxtaposés à un certain stade d'évolution de l'orogène, des terrains originellement fort éloignés les uns des autres soit horizontalement, soit verticalement.

Délicat à traiter, car l'âge et le rejet d'un accident cassant ne peut être apprécié le plus souvent qu'en examinant complètement le problème connexe de la géologie des formations qu'il affecte ou qu'il sépare (lithostratigraphie, pétrologie du métamorphisme, voire éventuellement du magmatisme et des phénomènes hydrothermaux, analyse géométrique à toutes les échelles).

La clef d'une telle analyse géométrique réside dans la confrontation systématique entre les observations effectuées à l'échelle de la carte, de l'affleurement, voire de la lame mince. Il convient de s'appuyer respectivement sur une cartographie systématique des formations à 1/10000, l'analyse à l'affleurement des interférences de plis significatives par les méthodes de la microtectonique, l'identification de la signature en lame mince des différents objets structuraux reconnus sur le terrain, en particulier des schistosités.

Cette méthode permet d'aboutir à une identification argumentée des différentes unités structurales et à la compréhension de l'évolution géométrique de chacune d'elle, ce qui est suffisant pour mettre en évidence d'éventuelles différences dans leur évolution respective.

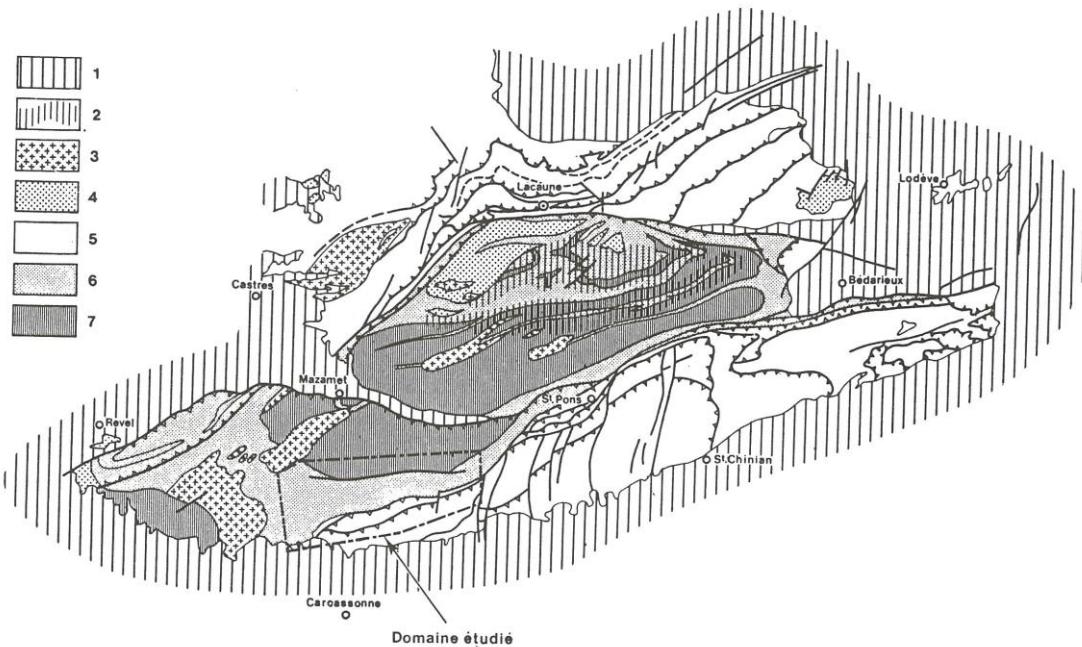


Fig.1.- Place du domaine étudié en Montagne Noire.

A l'inverse, cette analyse ne s'intéresse ni à la cinématique ni à la dynamique des déformations, questions qui ne peuvent être abordées que, dans un second temps, une fois résolus les problèmes qui font l'objet de la présente étude.

1.3. Nous avons étudié le domaine paraautochtone sur 25 km d'ouest en est du secteur Salsigne-Villardonnal jusqu'à Masnaguine (fig.1). Sur cette transversale, il nous a été possible de distinguer du nord au sud six ensembles structuraux séparés par des accidents cisaillants d'importance variable : (fig.2, en pochette en fin d'ouvrage).

1. La zone axiale proprement dite ; ensemble structural homogène constitué de trois séries non datées séparées par des discordances stratigraphiques majeures : série orthogneissique de Nore (= série du Somaïl, M. Demange, 1976), série du Cabardès (= série de Saint-Pons, M. Demange, 1976 = pp série des "schistes x" des auteurs) et série du Roc Suzadou.

L'ensemble montre du sud vers le nord un métamorphisme régional prograde épî à mésozonal de type intermédiaire de basse pression (M. Léger, 1981).

2. "Les écailles inférieures"

3. L'unité de Seriès, monoclinale, constituée de formations carbonatées attribuables au Dévonien.

4. L'unité de Fournes constituée de terrains datés cambriens et dévoniens.

5. La zone des écailles supérieures constituées de Paléozoïque daté.

6. La nappe du Minervois comportant une série paléozoïque complète allant du Cambrien au nord au Viséen à l'extrême sud.

Le domaine paraautochtone, au sens habituel, correspond aux unités 3,4 et 5.

2. Le contenu lithostratigraphique

Les différentes unités tectoniques montrent des séries lithostratigraphiques contrastées que nous décrirons successivement (fig.3)

2.1. La zone axiale(1)

En couverture de la série orthogneissique de Nore (1a), la série du Cabardès est une série grésopélitique quelque peu monotone : l'analyse structurale a montré qu'il s'agit d'un ensemble monocinal globalement à l'endroit

L'étude cartographique, pétrographique et géochimique (M. Demange 1975, 1982, M. Léger

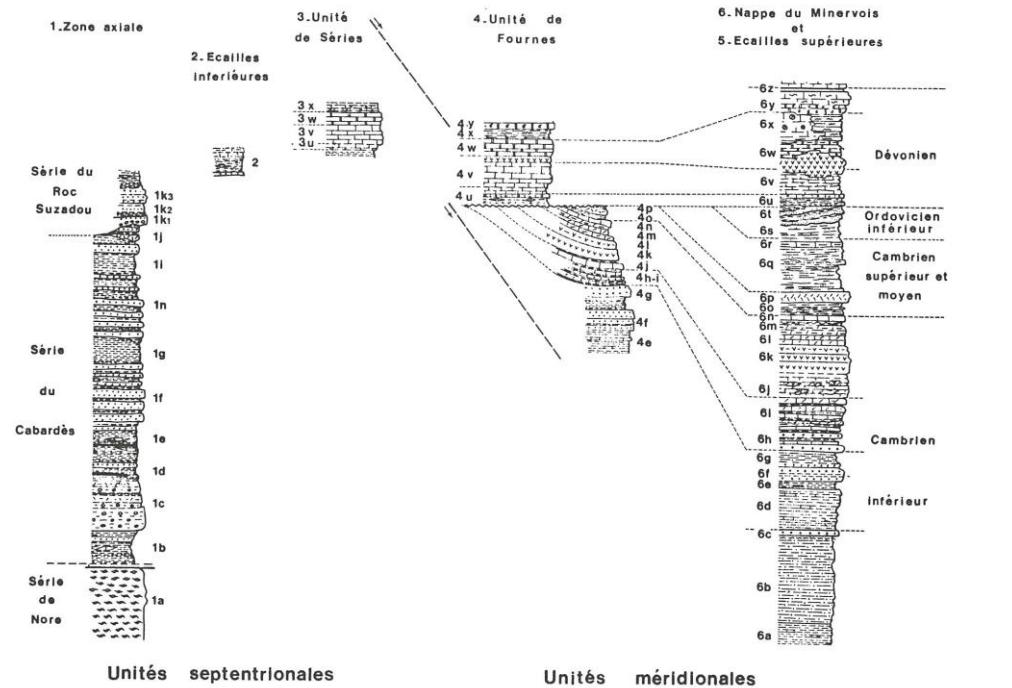


Fig.3.- Les séries lithostratigraphiques

1. Zone axiale

- 1a Série de Nore : orthogneiss
- 1b-j Série de Cabardès
 - 1b-e ensemble inférieur
 - 1b micaschistes inférieurs
 - 1c "gneiss de l'Orbier" d'origine volcanique et volcanosédimentaire
 - 1d métapélites souvent hyperaluminées
 - 1e métapélites et grès feldspathiques riches en intercalations de marbres, gneiss à silicates calciques et niveaux graphitiques (faiseau calcaire)
 - 1f-j ensemble supérieur
 - 1f quartzites et schistes "à écritures", grès et niveaux à clasts inférieurs
 - 1g schistes monotones
 - 1h grès et niveaux à clasts supérieurs
 - 1j "schistes violets"
 - 1j tufs intermédiaires et acides
- 1k Série du Roc Suzadou
 - 1k1 grès et conglomérats
 - 1k2 schistes et quartzites blancs souvent à andalousite et chlorite
 - 1k3 quartzites puis schistes

2 Ecailles inférieures : grès puis schistes et calcschistes ("schistes sommitaux")

- 3. Unité de Séries (dévonien probable)
 - 3u calcschistes noirs
 - 3v calcaires noirs en plaquettes
 - 3w calcaires clairs cristallins, silex à la partie supérieure
 - 3x calcschistes jaunes à muscovite

4 Unité de Fournes

- 4 e-p Cambrien
 - 4 e-g grès de Marcy
 - 4 h-i alternances gréo-carbonatées
 - 4 j calcaires dolomitiques
 - 4 k dolomies
 - 4 l "schisto-dolomitique"
 - 4 m "silico-dolomitique"
 - 4 n calcaires blancs
 - 4 o schistes verts et violets à "Paradoxides"

4p grands quartzites

- 4u-y Dévonien
 - 4u formation détritique de Lastours : grès, conglomérats puis schistes d'abord beiges puis noirs et enfin calcschistes noirs
 - 4v calcaires noirs en plaquettes surmontés par un ensemble repère de dolomies noires et d'écrinrites
 - 4w calcaires blancs
 - 4x calcschistes versicolores puis noirs à nodules de manganèse
 - 4y calcaires noduleux

5-6 Ecailles supérieures et nappe du Minervois

- 6a-t Cycle cambro-ordovicien
 - 6a-g Grès de Marcy
 - 6a pélites à passées calcaires
 - 6b grès verts en petits bancs
 - 6c quartzites blancs
 - 6d grès verts
 - 6e pélites vertes
 - 6f quartzites verts ou violets
 - 6g pélites vertes
 - 6h-i alternances gréo-carbonatées
 - 6h cycle inférieur
 - 6i cycle supérieur
 - 6j-n Cambrien inférieur carbonaté
 - 6j calcaires dolomitiques
 - 6k dolomies
 - 6l "schisto-dolomitique"
 - 6m "silico-dolomitique"
 - 6n "calcaires à Ferralsia"
 - 6o-t Cambrien moyen et supérieur et Ordovicien
 - 6o "schistes à Paradoxides" s.l."
 - 6p grands quartzites
 - 6q formation schisto-géuseuse de Barroubio
 - 6r calcaire du Val d'Homs
 - 6s schistes verts, couches de passage à l'Ordovicien
 - 6t Ordovicien : quartzite "la Dentelle", et série flyschoïde
 - 6u-z Cycle dévono-viséen
 - 6u base détritique : grès, conglomérats puis schistes à amandes calcaires
 - 6v calcaires noirs en plaquettes
 - 6w dolomies, calcaires dolomitiques puis calcaires blancs
 - 6x calcaires à Polypiers et calcschistes versicolores
 - 6y calcaires noduleux
 - 6z Lydiennes puis calcaires à lits siliceux (Viséen inférieur)

1981, M. Bonnemaison *et al.* 1980, M. Léger 1981, M. Demange *et al.* 1985 M. Demange et M. Perrin à paraître) montre qu'il s'agit d'une série bien contrastée dans le détail qui correspond à la succession de deux cycles sédimentaires :

- un ensemble inférieur (1b-e) caractérisé par l'abondance de grès feldspathiques, de métavulcanites acides (faciès des gneiss de l'Orbiel notamment), de niveaux carbonatés, de shales hyperalumineux et de niveaux graphiteux ;

- un ensemble supérieur (1f-j) monotone plus strictement grésopélitique qui représente à lui seul les 2/3 de l'épaisseur de la série. A la partie supérieure de cet ensemble apparaissent des tufs intermédiaires à acides (1j) définissant une série de caractère calcoalcalin. Ces tufs peuvent être plus ou moins remaniés (H. Issard, 1984).

La formation du Roc Suzadou (ensemble k, M. Bonnemaison *et al.* 1980) repose en discordance cartographique (et localement angulaire) sur la série de Cabardès. Ce troisième cycle sédimentaire débute par des terrains détritiques plus ou moins grossiers, parfois ravinants (1k1-2) et se distingue par son caractère hypersiliceux, hyperalumineux et localement ferrifère.

Il se poursuit par des termes gréseux (1k3) qui passent progressivement à des pélites alumineuses au sommet desquelles s'intercalent localement des lentilles carbonatées à Entroques.

Dans le domaine étudié, il n'existe aucune donnée permettant une datation directe des séries de la zone axiale. Néanmoins un certain nombre d'arguments convergent pour attribuer aux séries du Cabardès et du Roc Suzadou des âges respectivement cambro-ordovicien et ordovicien supérieur à silurien.

Les gneiss de l'Orbiel (1c), horizon d'origine volcanique et volcano-sédimentaire situé dans la partie basale de la série du Cabardès globalement à l'endroit, sont identiques aux gneiss de Murat définis dans la partie nord de la zone axiale (M. Demange, 1976) et datés par J. Ducrot, *et al.* (1979) à 530 MA ± 15 MA. Ils sont également identiques du point de vue géochimique aux "blaviérites", horizon volcanique volcanosédimentaire intercalé dans le Cambrien inférieur daté dans les Monts de l'est de Lacaune (versant septentrional) à la base des carbonates.

Les séries de la zone axiale montrent une étroite analogie avec les séries du Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales :

- les gneiss de Nore sont équivalents aux gneiss G2 du Canigou à valeur de socle précambrien (G. Guitard, 1970)

- les deux cycles sédimentaires identifiables dans la série du Cabardès semblent équivalents respectivement aux séries de Canaveilles et de Jujols, couverture du socle du Canigou ;

- la formation du Roc Suzadou montre une totale analogie de faciès et de géochimie avec l'Ordovicien supérieur daté, et en particulier avec le Caradoc de l'Aigly (M. Fonteilles, 1976).

2.2. Les écailles inférieures (2)

Ces écailles d'extension très limitées sont observables dans deux secteurs disjoints : les Ilhes et Villardonnel. Elles montrent une formation épaisse de quelques dizaines de mètres au maximum, comprenant à la base des grès verts siliceux, puis des grès beiges à ciment calcaire, et des schistes et calcschistes à Entroques (schistes sommitaux) qui se chargent au sommet d'amandes voire de lits calcaires.

Il n'existe aucun argument direct pour dater cette série qui, selon F. Boyer (communication orale) présenterait de fortes analogies avec le Gédinnien de la nappe du Minervois.

2.3. L'unité de Seriès (3)

Cette unité n'affleure qu'à l'ouest du domaine étudié. Elle correspond à un monoclinal composé en totalité de calcaires et de calcschistes parfois à Entroques et Bryozoaires, mais dont ni l'âge ni la polarité ne peuvent être établis avec certitude. Du nord au sud, on observe des calcschistes noirs (3u) des calcaires gris clair cristallins (3v) contenant localement des silex à leur partie supérieure et se chargeant à leur sommet en interlits rouges (3w) ; enfin des calcschistes clairs à muscovite (3x). Cette série montre de fortes analogies avec la série dévonienne de Fournes, dont elle diffère cependant par une puissance plus réduite et un caractère plus uniformément calcschisteux.

2.4. L'unité de Fournes (4)

Les séries de cette unité appartiennent à deux grands cycles sédimentaires, séparés par une discordance cartographique majeure :

- un cycle cambrien dont les différents termes sont absolument analogues à ceux de la série de la nappe du Minervois (F. Boyer, 1962) (voir 5), (4e-4p) ;

- un cycle dévonien correspondant à une série datée transgressive sur les différents termes du Cambrien depuis les quartzites du Cambrien moyen (4p) jusqu'au grès de Marcory du Cambrien basal (4f) : cette série montre successivement de bas en haut :

- la formation grésopélitique de Lastours comportant des niveaux caractéristiques : grès grossier à oolites ferrugineuses à l'extrême base et lumachelles (4u) ;

- un ensemble de calcaires et calcschistes noirs, se terminant par des calcarénites fossilières organisées en séquences et des dolomies noires (300m) (Dévonien inférieur à moyen) (4v) ;

- des entroquites (0 à 15m)

- des calcaires blancs cristallins avec des niveaux à silex (100-120m) (4w)

- des calcschistes d'abord clairs à muscovite (4x), puis sombres à nodules de manganèse et enfin des calcaires noduleux (Dévonien moyen et supérieur) (4y).

2.5. Ecailles supérieures et nappe du Minervois (5-6)

Les deux unités montrent un même contenu lithostratigraphique, les écailles supérieures ne correspondent qu'à des éléments extrêmement dilacérés jalonnant la base de la nappe du Minervois.

La nappe du Minervois présente une série paléozoïque classique (F.Boyer, 1962-1964) montrant:

-cycle cambro-ordovicien :

formation détritique de Marcory d'abord pélitique (6a-c) puis gréseuse (6d-g) qui passe par l'intermédiaire d'alternances de grès feldspathiques (riches en feldspath potassique), de shales et de niveaux carbonatés fossilifères (6h-i) au Cambrien inférieur calcaréo-dolomitique (6j-n) ; le Cambrien moyen marque le retour à une sédimentation pélitique (6p-r). Toute cette sédimentation cambrienne garde un caractère de plate-forme. En concordance sur ces formations , s'installe à l'Ordovicien inférieur un régime de bassin(6s-t) ;

-les niveaux de base du cycle dévono-viséen qui reposent en discordance cartographique sur des termes allant de l'Ordovicien au Cambrien moyen : la série montre successivement :

-des grès grossiers , calcschistes et calcaires oolithiques à la base, (6u) ;

-un ensemble de calcschistes et calcaires noirs se terminant par des calcaires à Entroques, l'ensemble étant plus ou moins dolomitisé, le tout témoignant de conditions de plate-forme (6v)

-des calcaires blancs à silex, (6w)

-des calcschistes versicolores , avec passage latéral à des calcaires à *Stromatactis* et Entroques témoignant d'un régime périrécifal au Dévonien moyen (6x) ;

-des calcaires bréchiques, calcschistes à manganèse et calcaires noduleux en régime de talus au Dévonien supérieur (6y) ;

-des lydiennes du Carbonifère basal puis des calcaires à lits siliceux le tout appartenant au Carbonifère basal.

2.6. Conclusion .

La figure 3 résume les successions lithostratigraphiques observées dans les 6 unités. Il en ressort :

1- que les séries des unités de Fournes et l'ensemble écailles supérieures - nappe du Minervois sont pratiquement identiques à des nuances près (érosion antédévonienne plus accentuée dans l'unité de Fournes, série dévonienne moins puissante et sans doute plus distale dans cette même unité). Nous assimilerons donc ces séries à une même succession dite "meridionale".

2- que les formations observables dans les unités 1 (zone axiale), 2 (Ecailles inférieures), 3 (Seriès) semblent s'organiser en une série cohérente et sans doute originellement continue : la série "septentrionale", à la fois distincte et corréable pratiquement terme à terme avec la série "meridionale ". Les accidents qui dilacèrent cette série septentrionale en 3 unités apparaissent ainsi comme relativement mineurs.

Si l'on compare la série "septentrionale" et la série "meridionale" il apparaît :

1- que dans tout le domaine étudié l'ensemble des formations s'organise en deux cycles sédimentaires, un cycle cambro-ordovicien inférieur et un cycle ordovicien supérieur (?)- dévonien- carbonifère inférieur , chacun de ces cycles montrant le passage progressif d'une sédimentation de plate-forme à une sédimentation de bassin.

2- que ces séries appartiennent à deux domaines paléogéographiques différents. En effet, bien que les grands traits de l'évolution sédimentaire des deux séries soient analogues , les plus importantes différences de faciès observables entre elles démontrent que la "série septentrionale" a occupé tout au long de son histoire une position plus distale que le domaine "méridional" , et même que ces deux formations n'ont vraisemblablement jamais occupé des positions contigües

3. Evolution tectonique (fig.4,5,6,7)

Les six grands ensembles structuraux définis précédemment sont séparés par des accidents cisaillants bien exprimés sur le terrain. La cartographie et l'étude structurale de ces ensembles affirme leur individualité et permet de définir dans chacun d'entre eux une succession de phases de déformations souples et d'apprecier les incidences cartographiques de celles-ci.

En comparant ces différentes phases tectoniques , il ressort que l'ensemble des unités montre une même évolution structurale tardive ; à l'inverse , l'histoire précoce apparaît différente dans les deux grands groupes d'unités suivants : les unités nord (zone axiale , écailles inférieures , unités de Seriès) d'une part et les unités sud (Fournes, écailles supérieures et nappe du Minervois) d'autre part.

3.1. Les phases précoces dans les unités nord :

La succession de ces phases a été établie dans la série du Cabardès (M. Bonnemaison *et al.*, 1980) et étendue sans difficulté à la série du Roc Suzadou et avec plus d'incertitude aux écailles inférieures et à l'unité de Seriès.

Les séries du Cabardès et du Roc Suzadou se présentent comme un monocinal de schistosité de direction moyenne 80 S 10-30. Cette schistosité dominante est le plus souvent voisine de la stratification .Trois phases isoclinales précoces synschisteuses , pratiquement coaxiales (axes 80 subhorizontaux) ont été reconnues : les linéations associées à ces phases ,qui sont soit des linéations d'intersection , soit des linéations de crénulation , soit parfois des linéations minérales, demeurent parallèles aux axes des plis.

-la phase 1 responsable de la foliation régionale , bien définie en dessous de l'isograde du grenat et pratiquement confondue avec la stratification , n'induit que de rares plis isoclinaux décimétriques à vergence nord.

-la phase 2 responsable d'une schistosité S2 en général légèrement moins pentée que la stratification qui détermine le débit principal des roches , induit des plis métriques à hectométriques

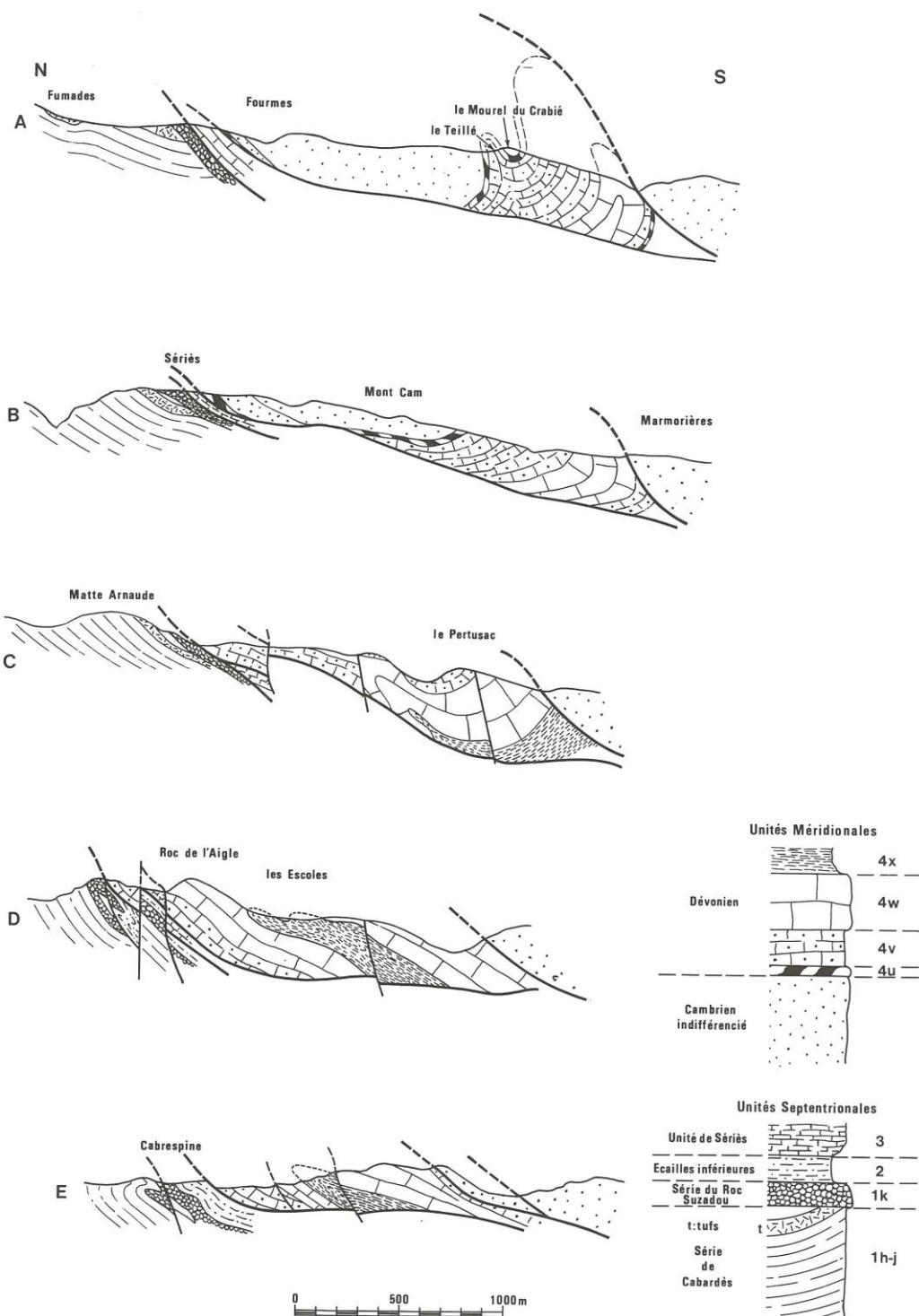


Fig.4.- Coupes sériées à travers le Nord-Minervois

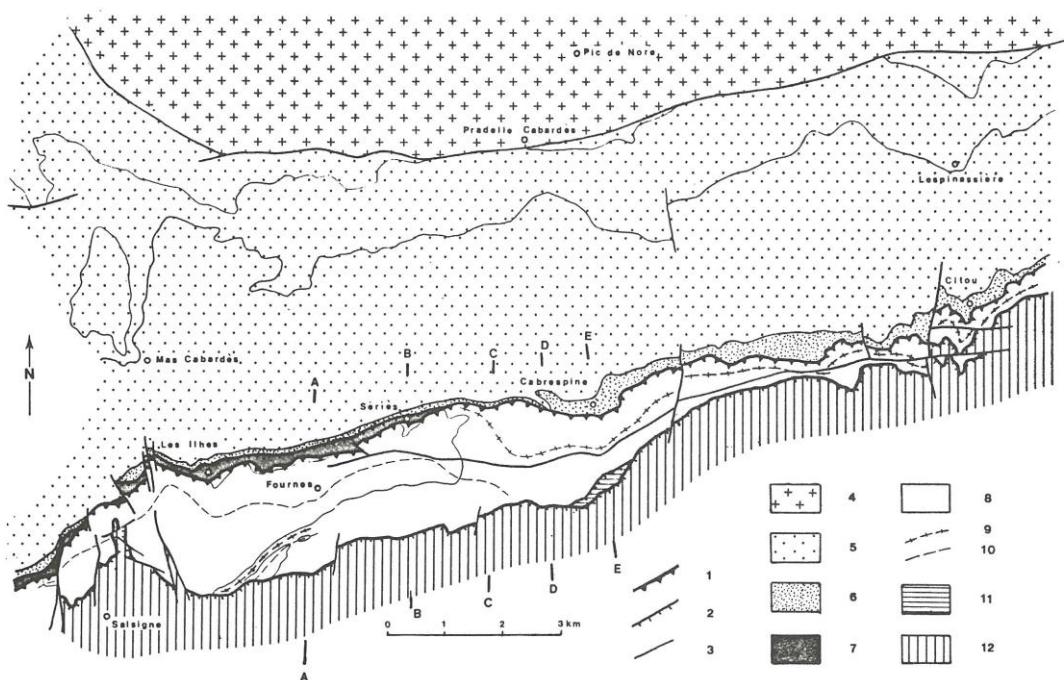


Fig.5.-Schéma structural du Nord-Minervois

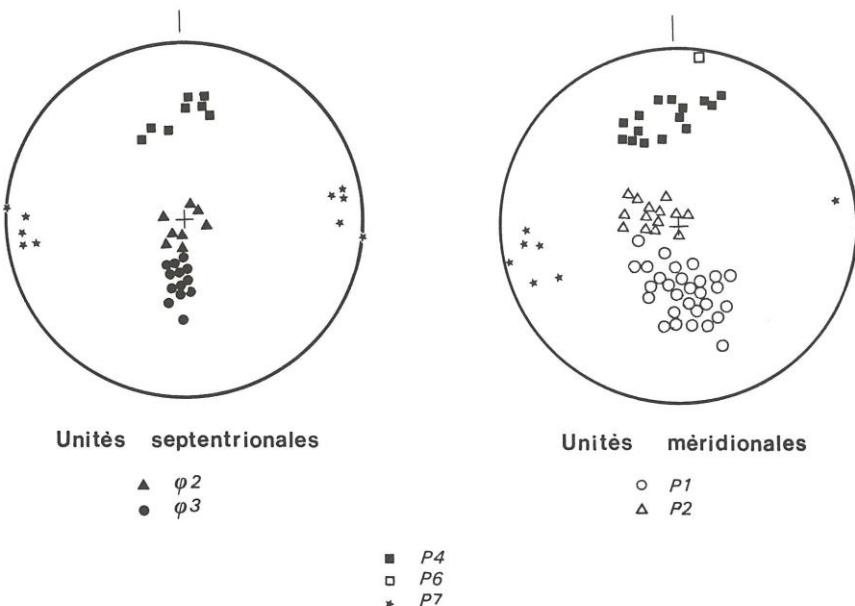
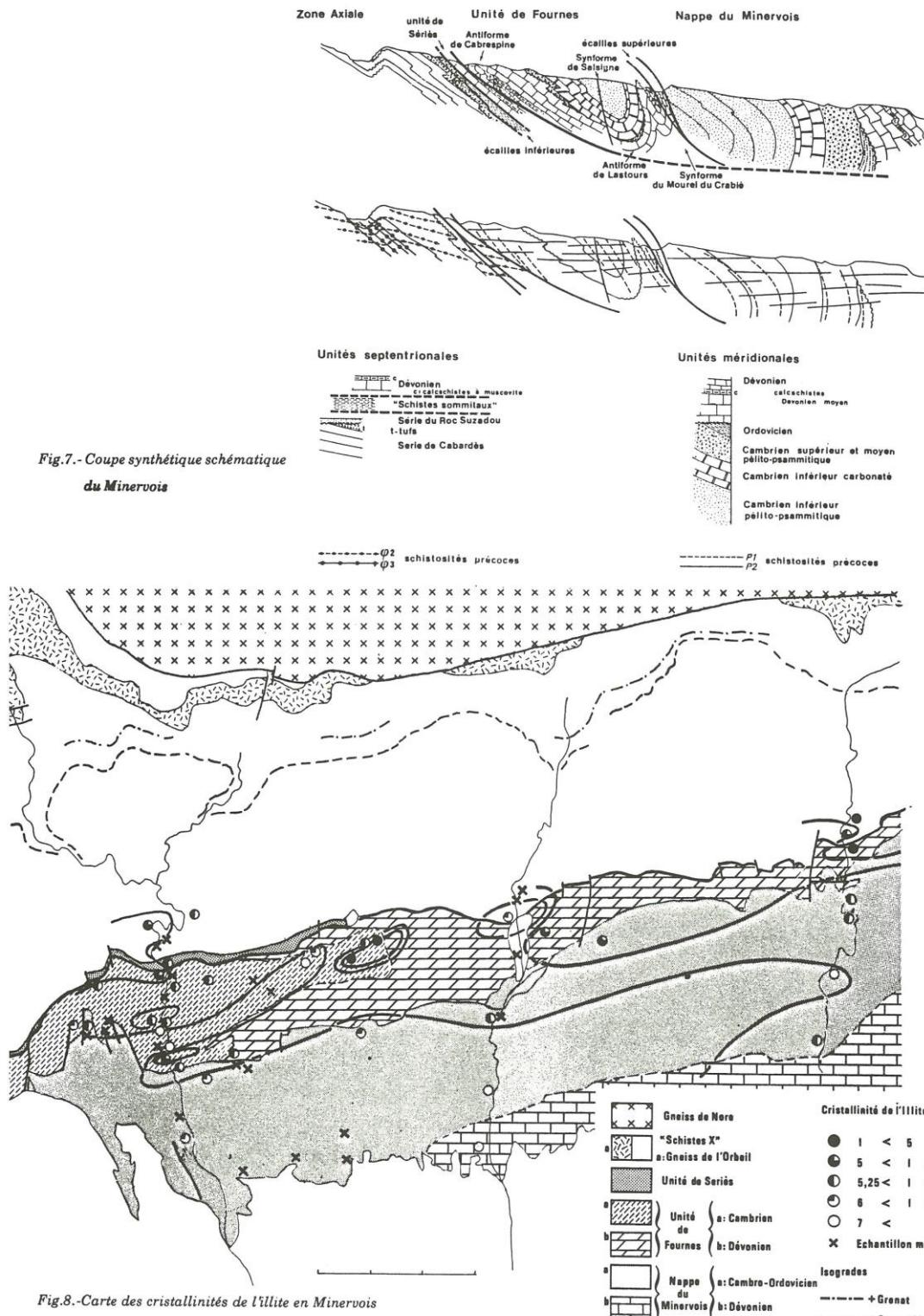


Fig.6.-Plans axiaux des phases tectoniques reconnues en Cabardès et en Minervois



à vergence sud , montrant des charnières arrondies La schistosité S2 , plan axial de ces plis est de type flux ou au dessus de l'isograde du grenat de type strain-slip.

-la phase 3 exprimée pour l'essentiel dans la partie supérieure de la série de Cabardès et dans la série du Roc Suzadou induit des plis décamétriques à vergence nord, extrêmement dissymétriques (flanc long plat non perturbé, flanc court verticalisé et plissé en plis métriques). La schistosité S3 de type strain-slip, légèrement plus pentée que S0 dans les flancs longs, est particulièrement bien exprimée dans les charnières de plis, où elle transpose S2.

Cartographiquement les charnières des plis de phase 2 et 3 se disposent en un nombre limité de couloirs tectoniques de largeur au maximum hectométrique qui ne modifient pas , pour l'essentiel , l'aspect monocinal de la série .

3.2. Les phases précoce s dans les unités méridionales :

Deux phases pratiquement coaxiales E-W accompagnées de schistosité ont été reconnues .

La phase P1, induit à l'échelle de l'affleurement des plis isoclinaux ou faiblement ouverts de dimension décimétrique à métrique accompagnés d'une schistosité de flux ou de strain-slip, selon le matériel affecté , d'orientation 90 S 20-40, et d'une linéation d'intersection.

A l'échelle de la carte , cette phase est responsable des principales structures de l'unité de Fournes. Cette série globalement renversée est ainsi structurée en une succession d'antiformes à cœur Dévonien moyen et de synformes à cœur de Cambrien inférieur .On observe du nord au sud (fig.5,7) l'antiforme de Cabrespine , la synforme de Salsigne , l'antiforme laminée du Teillé, la synforme du Mourel de Crabié. La zone des écailles supérieures apparaît comme le flanc normal laminé d'une synforme encore plus méridionale dont la nappe du Minervois représenterait le flanc inverse .

La phase P2 est responsable d'une schistosité de strain-slip ou de fracture subhorizontale , à léger pendage nord, plus espacée que la schistosité P1 ; cette schistosité P2 détermine le débit principal des roches (fig.7).

Dans l'unité de Fournes, les structures liées à cette phase , bien qu'fréquentes, demeurent mineures, la schistosité P2 recouvrant l'ensemble des structures de phase P1. Dans la nappe du Minervois , cette phase est responsable de la voussure d'ensemble de la nappe et de plis couchés frontaux observables dans le Dévonien supérieur .

3.3. Les phases tardives

Pour l'essentiel , deux phases souples tardives, donnant lieu à des structures tout au plus hectométriques , ont été reconnues dans l'ensemble du domaine étudié :

-la phase P4 induit des plis en chaise à vergences S d'axes orientés en moyenne 80 W 0-10 et de plan axial 80 N 40-60. Leur flanc long très plat n'est en général pas perturbé tandis que leur flanc court est verticalisé.

-la phase P7-7' se traduit par des plis en boîte dont les plans axiaux conjugués ont des orientations 160 et 20. Ces structures se disposent le long de couloirs qui traversent l'ensemble du domaine étudié du nord au sud. Ces flexures guident éventuellement la tectonique cassante tardive.

Deux phases très mineures ont également été observées ponctuellement : plis droits chevrons ou flexures de directions 135 (P5) et 80 (P6).

L'ensemble du bâti est affecté par une tectonique cassante ultime : failles nord-sud 160 jouant en cisaillements senestres , et failles est-ouest normales rejoignant en cisaillements dextres (M. Fornari, 1974)

3.4. Rapports chronologiques entre les charriages cisaillants et les phases tectoniques souples. Importance relative des différents charriages.

Les surfaces de discontinuité qui séparent les différentes unités étant clairement affectées par les différentes phases tardives, les charriages sont donc antérieurs à celles-ci. D'autre part, la cartographie montre que les structures précoces dans les différentes unités sont tronquées par ces charriages qui leur apparaissent ainsi postérieurs.

La comparaison entre les différentes unités tant sur le plan de la lithostratigraphie que sur le plan de la tectonique montre que ces différents charriages ont des importances relatives très diverses :

-les charriages séparant les unes des autres la zone axiale s.s., les écailles inférieures et l'unité de Serriès apparaissent mineurs : tout au plus s'agit-il du glissement relatif d'unités de compétence mécanique contrastée et du cisaillement tardif de plis couchés de phase 2 (par exemple dans la mine de Salsigne, dans le secteur de la mine de Cabrespine ou à Carrus).

-de même les charriages séparant les unes des autres les unités de Fournes, les écailles supérieures et la nappe du Minervois ne font que morceler un ensemble homogène par laminage des flancs inverses de plis couchés P1, postérieurement à la phase P2.

-par contre la surface séparant l'unité de Fournes des unités sous-jacentes apparaît comme une structure majeure : elle met en contact deux domaines respectivement nord et sud totalement différents par leur histoire sédimentaire et tectonique précoce ; elle se traduit par un biseau cartographique affectant aussi bien les contacts lithologiques que structuraux dans l'unité de Fournes comme dans les unités sous-jacentes.

4. Métamorphisme et phénomènes hydrothermaux

4.1. Métamorphisme de la zone axiale (fig.8)

La zone axiale montre un métamorphisme mésozonal prograde de type intermédiaire de basse pression caractérisé par la succession d'isogrades suivantes :

+ biotite, + cordiérite, + grenat, + staurotide - chlorite (ce qui permet la coexistence staurotide + cordiérite), + andalousite .Les isogrades présentent une disposition très régulière et démontrent sensiblement parallèles aux limites lithologiques . L'isograde de la biotite se situe à l'extrême sommet de la série du Cabardès -un peu en dessus du contact de la série du Roc Suzadou -dont le degré de métamorphisme correspond à la base de l'épizone . Les paragenèses banales de cette dernière série sont quartz + muscovite + chlorite, mais certains niveaux hyperaluminéens montrent des paragenèses quartz + muscovite+ chlorite + chloritoïde + andalousite, qui indiquent des températures supérieures à 400°.

Le métamorphisme de type intermédiaire basse pression observable en Cabardès évolue progressivement vers le nord est jusqu'à un métamorphisme de type moyenne pression (M. Demange, P.Jamet, 1985). En particulier, il a été observé en épizone au Roc Suzadou, à la base de la série du Roc Suzadou, une association quartz + muscovite+ chlorite + chloritoïde + andalousite + disthène (M. Demange *et al.* 1985). Aucun phénomène de réaction n'est observable entre ces minéraux et le disthène semble bien en équilibre ce qui situerait les conditions d'équilibre de cette roche au voisinage de la transition andalousite- disthène, soit à une pression minimale de 3kb.

4.2. Métamorphisme de l'unité de Fournes et de la nappe du Minervois (fig.8)

L'étude du métamorphisme des unités méridionales ne peut être abordée qu'au moyen de mesures de cristallinité de l'illite . L'interprétation des résultats est délicate du fait d'un possible héritage sédimentaire dans les niveaux détritiques et d'éventuelles néoformations (smectite, kaolinite, vermiculite) liées à l'altération anté tertiaire , ce qui conduit à éliminer nombre de mesures.

Les cristallinités d'illite indiquent toutefois un degré de métamorphisme anchizinal à épizonal faible, dont il est difficile de préciser les conditions physiques exactes .

En outre les irrégularités dans la répartition des cristallinités d'illite (fig.8) peuvent être interprétées;

-soit comme la trace d'un héritage sédimentaire qu'un métamorphisme trop faible n'aurait pas effacé,

-soit comme une structuration métamorphique indépendante de celle observable en zone axiale .

4.3. En conclusion, bien que pouvant prêter à discussion , ces observations suggèrent une discontinuité du métamorphisme entre les domaines nord et sud et peut-être même une relative indépendance de la structuration métamorphique dans les deux domaines.

4.4. Phénomènes métamorphiques et hydrothermaux tardifs

Au voisinage de la suture entre les domaines sud et nord s'observent un certain nombre de phénomènes métamorphiques et hydrothermaux indépendants du métamorphisme régional :

-développement d'un faciès de schistes tachetés (sans doute andalousite et cordiérite ultérieurement rétromorphosées) au sommet de la série du Cabardès et dans la série du Roc Suzadou, dans les régions de Cabrespine-Serre de Montredon- et des Verreries de Moussans sur des distances au plus kilométriques.

-développement d'une biotite magnésienne dans le synforme de Salsigne au voisinage des minéralisations.

-minéralisations à mispickel aurifère et BPGC du district de Salsigne qui se répartissent dans les domaines nord et sud tout en présentant une disposition zonale (F. Tollon, 1970) centrée sur le contact. Elles sont contrôlées localement par des structures tectoniques tardives (surfaces de chevauchement , failles) mais les contenus minéralogiques et géochimiques des différents indices et gisements sont identiques et ce, jusqu'à dans leur signature isotopique (M. Javoy, *et al.* 1983) ; ce qui souligne bien leur caractère tardif par rapport aux mouvements tectoniques qui ont juxtaposé les deux domaines.

5. Conclusion : rapport entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne Noire

Il apparaît donc que le domaine "paraautochtone" défini par les auteurs n'a aucune individualité propre: la surface séparant l'unité de Fournes des unités sous-jacentes est une structure majeure séparant deux domaines largement indépendants pendant la plus grande partie de leur histoire géologique :

-un domaine nord qui correspond à la zone axiale et à sa couverture légèrement écailleuse.

--un domaine sud qui s'intègre aux nappes du versant sud

Le charriage du domaine méridional et des nappes du versant sud sur la zone axiale correspond à une phase relativement tardive, indépendante des stades précoce de l'orogenèse .Il ne s'agit pas de l'exagération de structures souples antérieures mais d'un charriage cisaillant qui tronque les structures synschisteuses.

L'évolution ultérieure consiste en des déformations modérées et en un métamorphisme de contact ou hydrothermal centré sur ce charriage majeur.

6. Références bibliographiques

ARTHAUD F. (1971).- 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, série géologie structurale .n°1, 175p.