

ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème cycle de  
TECTONIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

GEOCHRONOLOGIE U – Pb ET MICROTTECTONIQUE  
DES SERIES METAMORPHIQUES ANTE – STEPHANIENNES DE L'AUBRAC  
ET DE LA REGION DE MARVEJOLS ( MASSIF CENTRAL )

par

Christian PIN

Soutenue le 10 Juillet 1979 devant la Commission d'Examen.

JURY : M. J.R. LANCELOT Président - Rapporteur  
M. C.J. ALLEGRE  
M. J. DIDIER  
M. M. MATTAUER  
M. P. MATTE



ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**T H E S E**

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème cycle de  
TECTONIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

**GEOCHRONOLOGIE U – Pb ET MICROTTECTONIQUE  
DES SERIES METAMORPHIQUES ANTE – STEPHANIENNES DE L'AUBRAC  
ET DE LA REGION DE MARVEJOLS (MASSIF CENTRAL)**

par

**Christian PIN**

Soutenue le 10 Juillet 1979 devant la Commission d'Examen.

JURY : M. J.R. LANCELOT Président - Rapporteur  
M. C.J. ALLEGRE  
M. J. DIDIER  
M. M. MATTAUER  
M. P. MATTE

*Que toutes les personnes qui, par  
leur aide, leurs encouragements, et  
surtout leur gentillesse, ont permis  
la réalisation de ce travail,  
trouvent ici l'expression de ma  
reconnaissance.*

*à mes parents,*

*à M.P.*

*"Bien que nos résultats soient  
faux, nous ne les garantissons pas".*

*E. Satie.*

*"Geology is a science of time, studying  
the succession of events. It is not  
applied physics or chemistry, although  
these sciences may give an important  
aid to geology."*

*J.J. Sederholm, 1926.*

## S O M M A I R E

---

*Afin de replacer ce travail dans un contexte plus général, ce mémoire débute par un rappel de l'état de connaissances et des problèmes posés par la géologie du socle du Massif central.*

*Dans une deuxième partie, nous situons le cadre régional de cette étude, puis nous exposons les résultats géologiques et radiométriques obtenus pour chacun des deux ensembles majeurs (Série du Lot et "supergroupe" de Marvejols) qui constituent le socle métamorphique de l'Aubrac et de la région de Marvejols. Ensuite, un chapitre est consacré à l'examen des relations entre ces deux domaines.*

*Enfin, en guise de conclusion, nous proposons un essai de synthèse des données actuelles sous la forme d'une histoire géologique hypothétique de cette région du Massif Central.*

*Un aperçu des principes et des éléments d'interprétation des résultats U/Pb sont donnés en annexe, de même que la description des techniques utilisées.*

## P L A N

-----

PARTIE I : La géologie du Massif Central : un aperçu historique.

PARTIE II : Résultats de l'étude régionale.

Chapitre I : Le domaine micaschisteux de la Vallée du Lot ("Série du Lot")  
Lithologie, structure, métamorphisme et géochronologie.

Chapitre II : Le supergroupe de Marvejols  
Lithologie, structure, métamorphisme et géochronologie, annexe.

Chapitre III : Relations entre ces deux ensembles : présence d'un charriage.

PARTIE III : Conclusions générales.

ANNEXE I : La radiochronologie Uranium-Plomb.

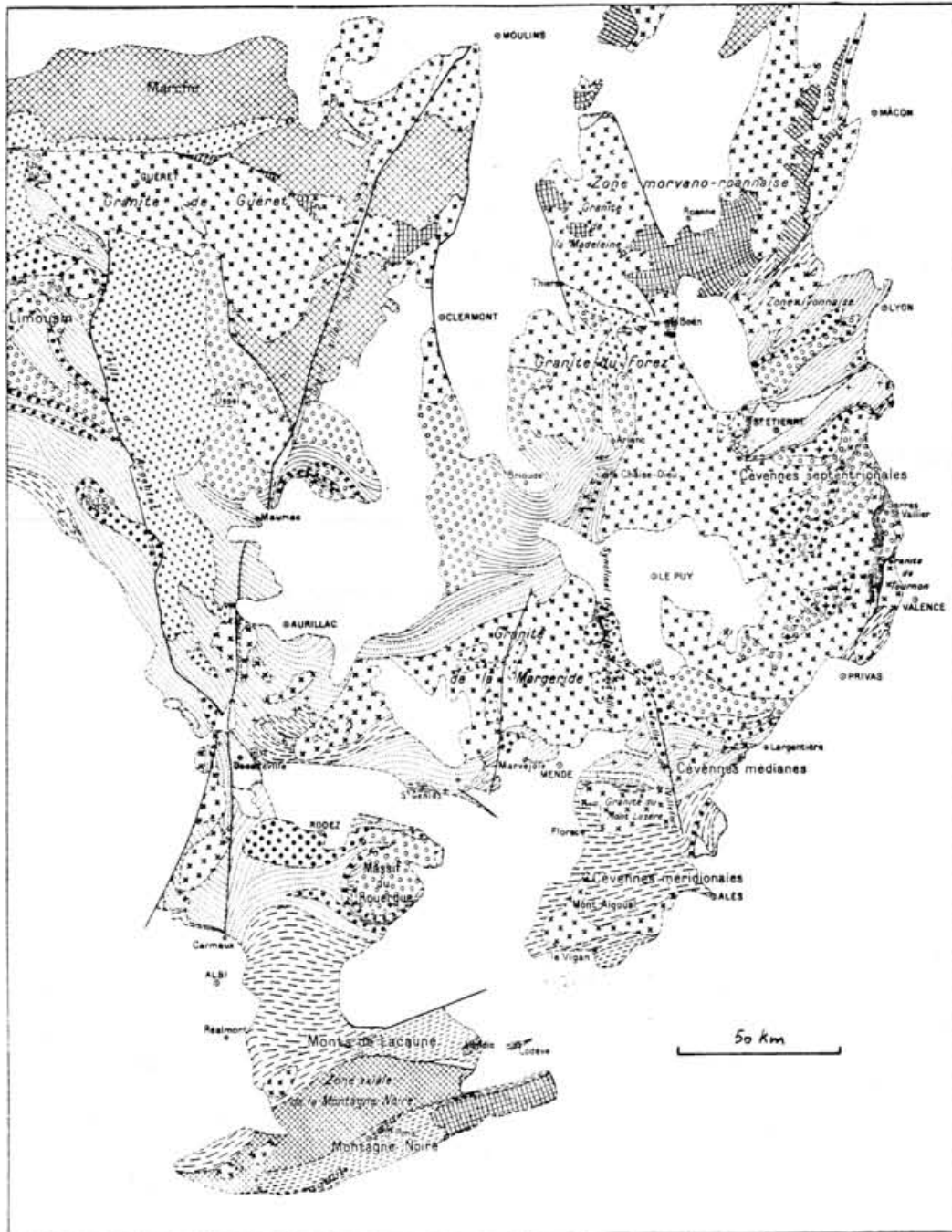
ANNEXE II : Technique expérimentale.
















*PARTIE I*

*LA GEOLOGIE DU MASSIF CENTRAL :  
UN APERCU HISTORIQUE.*

FIG. 1 : Carte géologique des terrains précambriens et paléozoïques du Massif Central (A. DEMAY, 1948).



- |   |   |   |   |
|---|---|---|---|
|  | Terrains post-stéphaniens                       |  | Gneiss d'injection, en général alcalins           |
|  | Stéphaniens                                     |  | Migmatites calco-alcalines et $\gamma$ migmatique |
|  | Dinantien et Dévonien                           |  | Gneiss ante-dévonien                              |
|  | Silurien et Cambrien                            |  | Phyllades, micaschistes précambriens              |
|  | Paléozoïque métamorphique - Schistes sériciteux |  | Granite   |
|  | Micaschistes et gneiss à biotite et muscovite   |  | Granite à deux micas                              |
|  | Paragneiss à biotite et gneiss amphiboliques    |   |   |

## LA GEOLOGIE DU MASSIF CENTRAL:

### UN APERCU HISTORIQUE

Avant d'exposer les résultats obtenus dans la région que nous avons étudiée, il nous a paru utile de résumer les travaux et hypothèses consacrés depuis une trentaine d'années à l'évolution géologique anté-stéphanienne du Massif central.

En effet, il est impossible de considérer valablement tel ou tel secteur sans se soucier de son contexte général.

Depuis plus d'un siècle, le socle du Massif central a fait l'objet de nombreux travaux, notamment à l'occasion des levés de la première édition des cartes géologiques au 80 000ème. Malgré ces efforts, il est resté longtemps un "véritable chaos" (A. DEMAY), et ce n'est que dans les années trente et, surtout, après la seconde guerre mondiale que de nombreux essais de synthèse ont vu le jour, s'intéressant essentiellement aux aspects lithostratigraphiques et aux problèmes structuraux qui les sous-tendent.

A. DEMAY est le premier à avoir proposé un schéma structural global du Massif central, à la suite de nombreux travaux de détail résumés dans son mémoire de 1948. DEMAY montre la nature tangentielle (1941) syn-métamorphe et syn-magmatique de la tectonique, et décrit des arcs emboîtés le long desquels "les poussées apparentes et le cheminement étaient presque partout dirigés vers le Sud" (1945). Il interprète (1932) la zonéographie souvent inverse du métamorphisme dans la partie médiane du Massif, en termes de renversement tectonique, et désigne sous le nom de "nappe de la Margeride, une nappe en forme de pli couché ... à noyau de granite profond, de migmatites, gneiss d'injection, paragneiss et amphibolites, et enveloppe de micaschistes et schistes sériciteux... dont

les éléments renversés s'étendent — sur un "substratum actif" — jusque dans la vallée du Lot" et le bassin houiller de Decazeville.

Ces inversions apparentes du métamorphisme étaient reconnues depuis longtemps (de LAUNAY, 1888, BOULE, 1900), mais l'hypothèse d'un "gigantesque pli couché" avait été jugée "commode, mais peu vraisemblable" (M. BOULE, 1900, p.10).

Du point de vue chronologique, DEMAY distingue trois domaines (Fig. 1):

1) au Nord, la zone morvano-roannaise, "où existe un socle anté-dévonien, probablement, pré-cambrien";

2) au Sud, "une zone de métamorphisme hercynien, depuis les Cévennes méridionales jusqu'en Corrèze et probablement plus à l'Ouest", aussi importante pour la chaîne hercynienne que l'existence des schistes lustrés pour la chaîne alpine (1937).

3) une zone intermédiaire, à "granites surtout hercyniens", mais pour laquelle "on peut hésiter entre un métamorphisme anté-hercynien ou hercynien".

On verra que nombre de ces conceptions, un temps rejetées, connaissent aujourd'hui un regain d'actualité et de faveur.

J. JUNG (1953,1954) définit dans les massifs cristallins de France plusieurs types de séries, "non seulement sur la base de leur zonéographie, mais aussi sur la nature de leurs relations stratigraphiques avec les terrains primaires datés". Cette approche le conduit à mettre en exergue "une sorte de "bloc" englobant à la fois l'Auvergne, le Lyonnais, le Morvan, les Vosges et la forêt Noire", figé au cours d'une orogénèse infracambrienne" (1953).

JUNG propose alors une subdivision du Massif central en trois régions orogéniques (Fig. 2):

1) Au Nord, le "noyau arverno-vosgien, plissé lors d'une phase orogénique très ancienne, à Dinantien discordant sur des séries profondément érodées: Auvergne, Forez, Lyonnais, Morvan".

2) Dans le Sud, "les chaînes hercyniennes périphériques" moulées sur le noyau arverno-vosgien et caractérisées par une "concordance

entre le substratum cristallophyllien et les terrains primaires jusqu'au Dinantien".

3) Une zone de passage; en effet, "aucune limite stratigraphique ou zonéographique bien nette" ne sépare les deux domaines précédents. De plus, "d'un point de vue tectonique, on constate que le noyau arverno-vosgien est entouré de régions d'architecture très particulière, appelées provisoirement zones de jointure". JUNG note que "c'est ici que sont accumulés les déformations et les cisaillements résultant des mouvements différentiels entre les chaînes hercyniennes et le noyau "rigide", et que l'on assiste à ce niveau à "d'extraordinaires renversements (Sioule, Berry, Moyenne Dordogne, Lot, etc...)" avec une abondance anormale de migmatites stratoïdes et de granites syncinématiques.



FIG. 2 : Schéma des régions orogéniques du Massif central (J. JUNG, 1954).

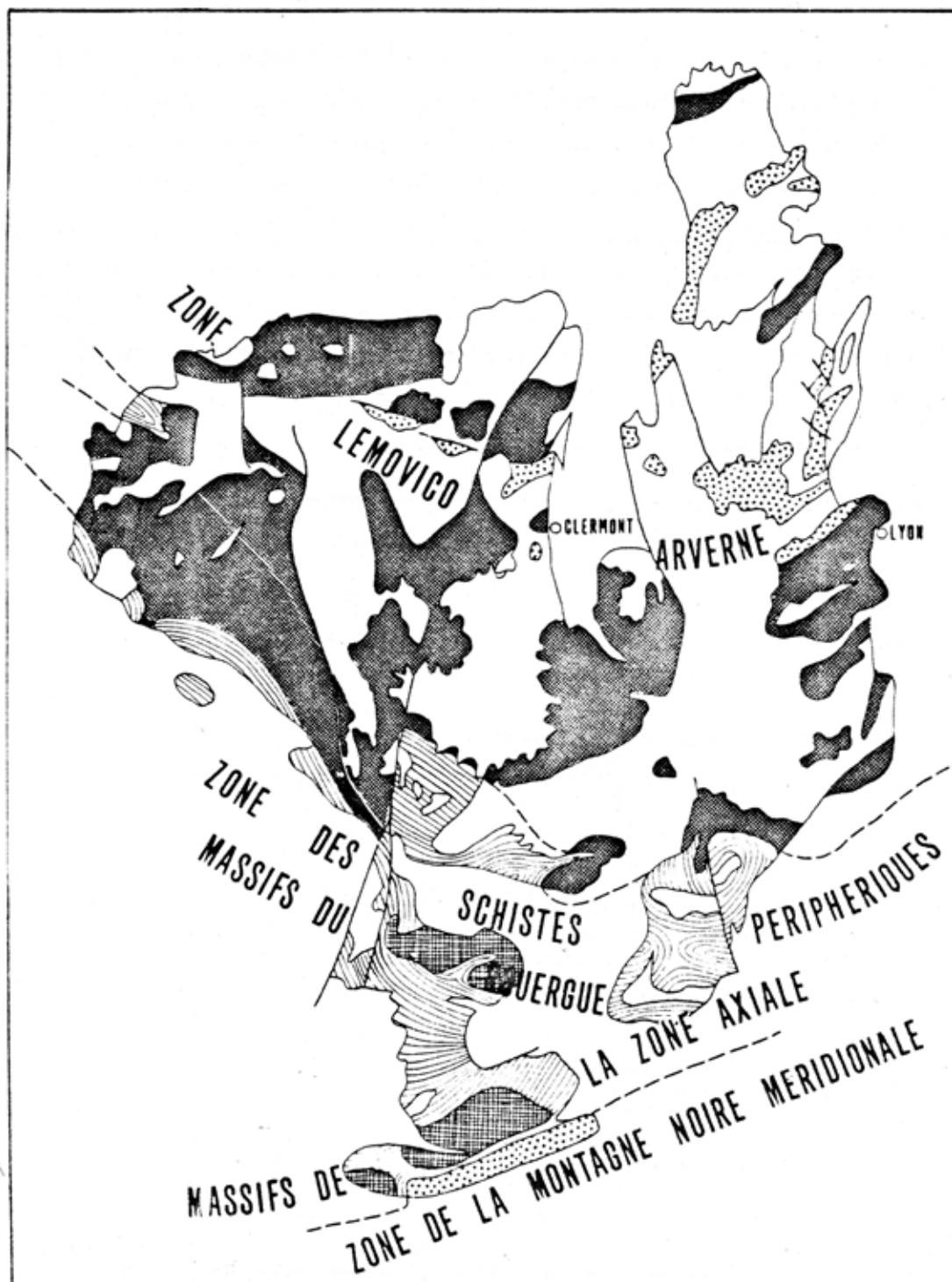


FIGURE 3 Structure du socle anté-stéphanien.  
*En gris* : schistes cristallins de la zone lémovico-arverne (métamorphisme majeur briovérien moyen) -  
*En traits* : zone des schistes périphériques (métamorphisme et plissements majeurs calédoniens) -  
*En croisillons* : massifs cristallins périphériques - *En pointillé au Nord-Est* : Dévono-dinantien discordant sur la zone lémovico-arverne (métamorphisme hercynien dans le Lyonnais) - *En pointillé au Sud* : Paléozoïque anté-stéphanien de la zone de la Montagne Noire méridionale (plissements majeurs hercyniens) - *En blanc* : granites et couverture post-dinantienne.

(M. Roques, 1971).

Ce schéma est très important car, à l'opposé de celui de DEMAY il a fortement marqué de son influence les conceptions stratigraphiques et structurales sur le Massif central pendant une vingtaine d'années. Plusieurs modèles voisins ont été proposés, qui n'en diffèrent que par des points de détail, relatifs, pour l'essentiel, aux limites du "vieux noyau".

Ainsi, M. ROQUES (1971) remarque que l'on retrouve en Limousin, "des éléments caractéristiques du noyau arverne, tels que les "anatexites à cordiérite d'Aubusson", et définit une zone lémovico-arverne, polymétamorphique, dont le "métamorphisme et le plissement majeurs" seraient "antérieurs au Briovérien Supérieur". Ce domaine est bordé au Sud par la zone des schistes périphériques briovériens et paléozoïque inférieur, dont le métamorphisme et le plissement seraient calédoniens. Au sein de cette zone, ROQUES distingue des massifs cristallins périphériques gneissiques (Rouergue occidentale, Lézou, Agout, Firmi, Peyrolles) qui représenteraient soit "un front de migmatisation (calédonien), soit une réapparition anticlinale du socle lémovico-arverne". Enfin, à part, le versant Sud de la Montagne Noire, dont le plissement en nappes spectaculaires est manifestement hercynien (Fig 3).

Constatant que les critères choisis par leurs prédécesseurs (Dévono-Dinantien discordant, présence "d'anatexites d'Aubusson") (Fig 4b,c) aboutissent à des schémas structuraux différents, DIDIER et LAMEYRE (1974) se basent sur l'existence de granitoïdes présumés anté-varisques, non déformés, pour préconiser des limites du "noyau" proches de celles de JUNG (Fig 4a,d) En outre, ils démontrent qu'un métamorphisme régional syntectonique, déjà connu dans la Série de la Brévenne, a affecté les sédiments et les volcanites du Dévonien et du Viséen inférieur discordants, au moins dans la partie Sud du "noyau".

Suivant en cela une approche voisine de celle de ZWART (1967) plusieurs auteurs ont utilisé les caractères du métamorphisme pour tenter

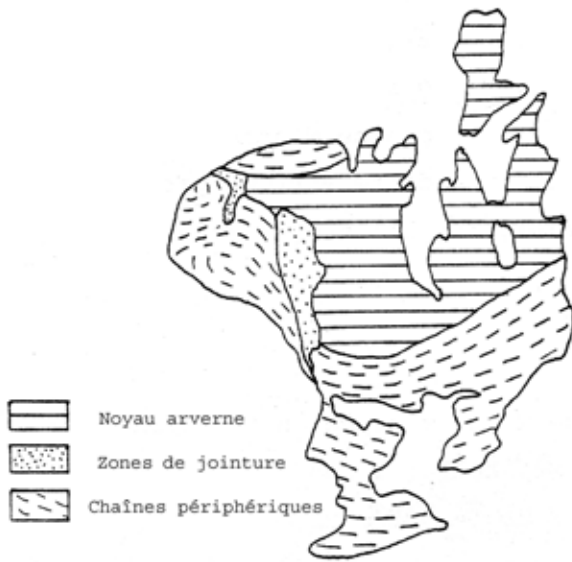


FIG.4,a : Schéma structural du Massif central (JUNG, 1954)



FIG.4,b : Distribution du Dévon-Dinantien discordant (PETERLONGO, 1971)



FIG.4,c : Distribution des migmatites du type "Gneiss d'Aubusson" (FORESTIER, 1971)



FIG.4,d : Extension du Noyau Arverne proposé par DIDIER et LAMEYRE en fonction de la distribution des granitoïdes déformés (1974)



des synthèses, ou proposer des attributions chronologiques.

Ainsi, B.VELDE (1970) tente-t-il "de débrouiller à une très grande échelle, ce qui est attribuable aux évènements hercyniens, de ce qui appartient sans doute à un socle plus ancien". Pour lui, les paragenèses de rapports P/T élevés ou intermédiaires "représentent le faciès de métamorphisme général caractéristique d'un socle sous-jacent à une couverture de schistes cristallins épi- ou mésozonaux".

F.H. FORESTIER (1971) reconnaît quatre phases au moins de recristallisation importante:

- la plus récente datée du Dévono-Dinantien: selon lui, il s'agirait du "seul évènement métamorphique typiquement hercynien qui apparaisse "à l'état pur" dans le Massif central;

- le cycle calédonien jugé "d'importance mineure";

- le cycle cadomien, très important, marqué par la "cristallisation des séricitoschistes du Sud et de l'Ouest à partir des sédiments briovériens, ainsi que par la cristallisation des micaschistes et la rétro-morphose du socle granulitique dans le faciès amphibolite;

- enfin, la "cristallisation du socle granulitique et gneissique arverne", rapportée à "un cycle protérozoïque anté-briovérien".

Cet auteur conclut que le Massif central a "une longue histoire précambrienne", dont l'évolution ressemble assez étroitement à celle du Moldanubien de Bohême, profondément retouchée aux époques cadomienne et varisque".

Pour M. CHENEVOY et J. RAVIER (1971, 1972, CHENEVOY, 1974, 1978), les schistes cristallins du Massif central appartiennent à trois domaines principaux (Fig 5):

- 1) le "noyau arverne" de JUNG, agrandi de l'Ouest de la Marche et du Haut-Vivarais;

LES GRANDS ENSEMBLES DU MASSIF CENTRAL

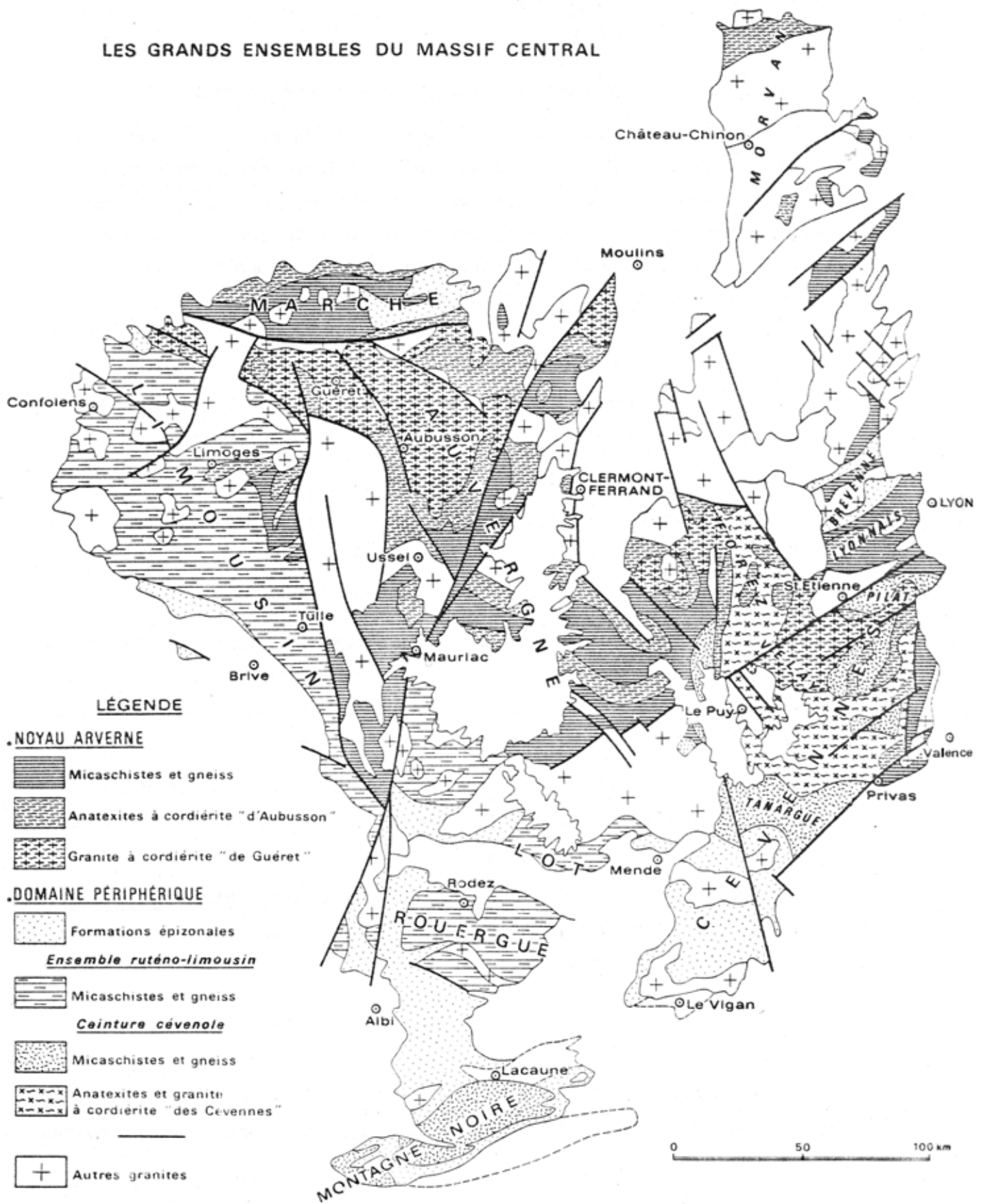


FIG. 5

2) L'ensemble ruthéno-limousin (Rouergue, Lot, Limousin).

Ces deux domaines diffèrent par leur lithostratigraphie (et peut être leur âge), mais "l'empreinte métamorphique y est similaire", caractérisée par un type de moyenne pression méso-et catazonal pour le second". Il ne s'agirait cependant pas du même évènement, puisque le métamorphisme du noyau arverne est rapporté "à la phase domnoméenne du cycle cadomien", alors que la structure de l'ensemble ruthéno-limousin — interprété comme la couverture détritique du noyau — est considérée comme calédonienne.

3) La ceinture cévenole, composée comme l'ensemble ruthéno-

no-limousin de matériaux briovérien supérieur et paléozoïque inférieur, mais dont l'histoire métamorphique est supposée relever peut être du cycle calédonien (faciès schistes verts atypique généralisé), et du cycle hercynien (dômes thermiques locaux et, éventuellement, métamorphique atypique d'épizone).

Ce dernier évènement de bas P/T reprend en quelques points les métamorphites barroviennes du noyau.

Ainsi, dans ce schéma, seul le métamorphisme "de basse pression" serait hercynien (cf. les idées de ZWART, 1967, 1976).

Une autre façon d'aborder le problème est celle adoptée par P. COLLOMB (1969): conscient que les méthodes zonéographiques conduisent souvent, plus ou moins indirectement, à voir dans "les roches ayant atteint le degré le plus sévère de métamorphisme", "les plus anciennes stratigraphiquement\*", cet auteur procède par comparaisons et corrélations à grande distance de colonnes stratigraphiques reconstituées et de leurs niveaux repères volcaniques, en admettant "l'hypothèse de l'existence générale d'un vieux socle antécambrien".

---

\* Voir par exemple certains modèles exposés précédemment.

Il résulte de cette approche une carte stratigraphique (Fig 6) et un schéma d'évolution hypothétiques, surtout marqués par la présence de reliques d'un socle antébriovérien et par la superposition des effets de l'orogénèse cadomienne (la principale dans le Nord du Massif central, peu sensible dans le Sud) et de l'orogénèse hercynienne. Par opposition aux précédents, ce modèle à l'avantage de ne pas reposer trop lourdement sur l'attribution —parfaitement injustifiable *a priori*— de tel type de métamorphisme à telle orogénèse, mais les corrélations avec des régions "mieux connues" ne manquent pas de risques. Ainsi, par exemple, COLLOMB met en parallèle "l'étape basique d'Arviu" avec "l'étape d'Erquy", type du Briovérien inférieur armoricain. Or, cette "série type" s'est depuis avérée être, à la fois radiométriquement et micropaléontologiquement, d'âge ordovicien! (VIDAL, *et al.*, 1971; DEUNFF *et al.*, 1973).



Figure 6 Carte stratigraphique schématique du Massif central.

$\gamma$  : granites d'âge divers. - d.d : Dévono-Dinantien (série de la Brévenne, Montagne noire). - C-O : Cambro-Ordovicien.

X<sup>3v</sup> : Briovérien supérieur volcanique. - X<sup>2</sup> : Briovérien moyen. - X<sup>1v</sup> : Briovérien inférieur (essentiellement volcanique). - S : Socle antébriovérien probable.

En ce qui concerne l'aspect spécifiquement structural, les vingt années qui ont suivi l'oeuvre de DEMAY, n'ont pratiquement donné lieu à aucun travail synthétique.

Aussi, la revue de J.GROLIER (1971) laisse-t-elle une certaine impression d'hétérogénéité. On peut toutefois en retenir que si les conceptions nappistes de DEMAY sont abandonnées par CHENEVOY dans la région stéphanoise et par FORESTIER dans le Haut-Allier, "l'ensemble du Massif Central" est encore représenté "comme une succession d'énormes écaillés et de nappes englobant de-ci, de-là des morceaux plus ou moins étendus d'un socle ancien plus ou moins laminés, plus ou moins mobilisés", "ayant pour la plupart déferlé vers le Sud", selon un "schéma qui généralise, en somme, en le répétant à tout le massif, celui qui est maintenant admis pour la Montagne Noire".

A la même occasion (symposium J.JUNG), M. ROQUES *et al.* font le point des données géochronologiques, qui indiqueraient:

- "un métamorphisme des formations profondes du noyau arverne à 680-670 M.A.";
- "une migmatisation et une granitisation s'étendant sur la presque totalité du cycle orogénique calédonien (540-400 M.A.)" sans qu'une chaîne calédonienne soit nécessairement impliquée ;
- une granitisation hercynienne prolongée (du Dévonien au Stéphanien) ;
- "deux phases de rajeunissement plus ou moins intenses" à 345 - 335 M.A. et 310 - 290 M.A.

Depuis cette époque, un grand nombre de travaux, essentiellement tectoniques et radiométriques ont, qui précisé, qui bouleversé, les notions acquises.

Ainsi, M.MATTAUER (1974) suggère l'existence dans le Massif central de "chevauchements de type himalayen", associés à une déformation globale par cisaillement simple, pour rendre compte de la vaste extension des

schistosités horizontales dans la zone cévenole.

En Haut-Allier, F. CARME (1974a) affirme que les anatexites sont superposées anormalement aux paragneiss à sillimanite, au niveau d'un "recouvrement tectonique de très grande ampleur", le "recouvrement de l'Allagnon", formé selon lui "aux dépens d'un socle plus ancien". Précisant le style de cette mégastructure tangentielle, le même auteur (1974b) exclut la possibilité d'un pli couché (DEMAY) et propose "un modèle postulant des "noyaux" de socle non remobilisés, issus de cisaillements crustaux et "forcés" avec accordance et éventuellement étirement, dans une enveloppe à comportement essentiellement passif". Cette "structure pennique", enracinée à une cinquantaine de kilomètres au Nord-Est, appartiendrait à un faisceau prolongeant à l'Ouest la marge Sud des monts du Lyonnais". Notons que CARME remarque le premier la disposition "transverse" des microstructures précoces (subméridiennes) par rapport à la mégastructure envisagée, reconnue d'âge hercynien.

A la même époque, F. ARTHAUD et Ph. MATTE (1974) proposent une importante synthèse sur l'évolution des segments hercyniens situés autour du bassin Nord-baléare. Dans ce travail, le Sud du Massif central, en particulier, est divisé en trois zones sur des bases lithostratigraphiques et tectonométamorphiques.

1) La zone la plus méridionale, et externe, englobe le Moutoumet et la Montagne Noire. Le paléozoïque y apparaît complet et différencié; la tectonique, postérieure au Viséen, est déversée au Sud, le métamorphisme de bas rapport P/T.

2) Plus au Nord, une zone comprenant les Cévennes Méridionales et l'Albigeois, à matériaux schisto-gréseux homogènes paléozoïque inférieur et peut être Précambrien supérieur, affectée par un métamorphisme épizonal atypique.

L'évolution structurale de ce domaine a pour principales caractéristiques:

- la grande épaisseur de la zone à schistosité de flux,
- la superposition de schistosités horizontales,
- le déversement à l'Ouest des premières structures majeures.

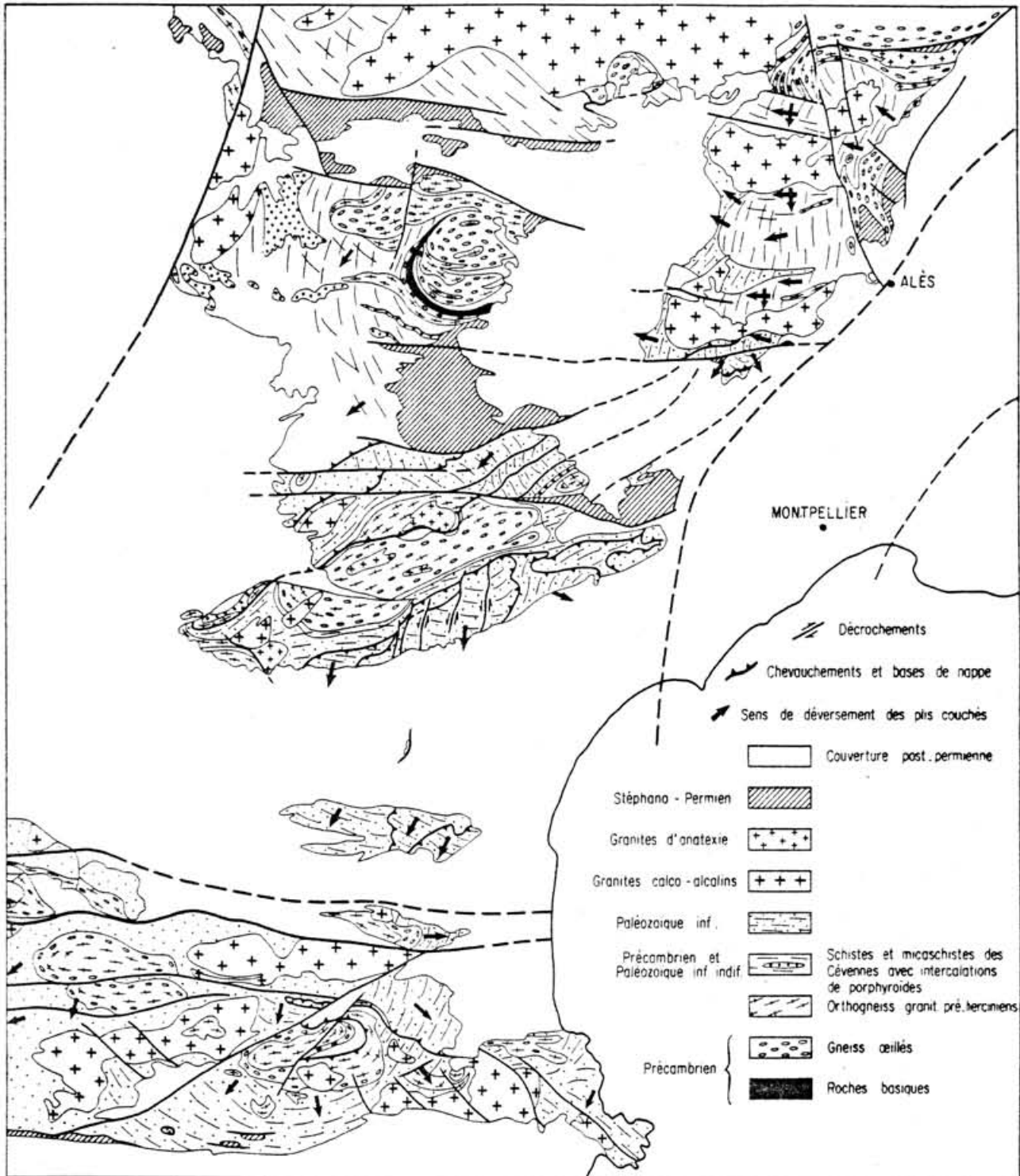


FIG. 7: Schéma géologique simplifié des massifs hercyniens du SE de la France. (Arthaud et Matte, 1974).

Les tirets donnent la direction des axes de la phase de déformation la plus importante. Noter l'opposition entre le domaine Cévennes-Rouergue où ces axes sont subméridiens et le domaine méridional où ils sont en moyenne E.W.

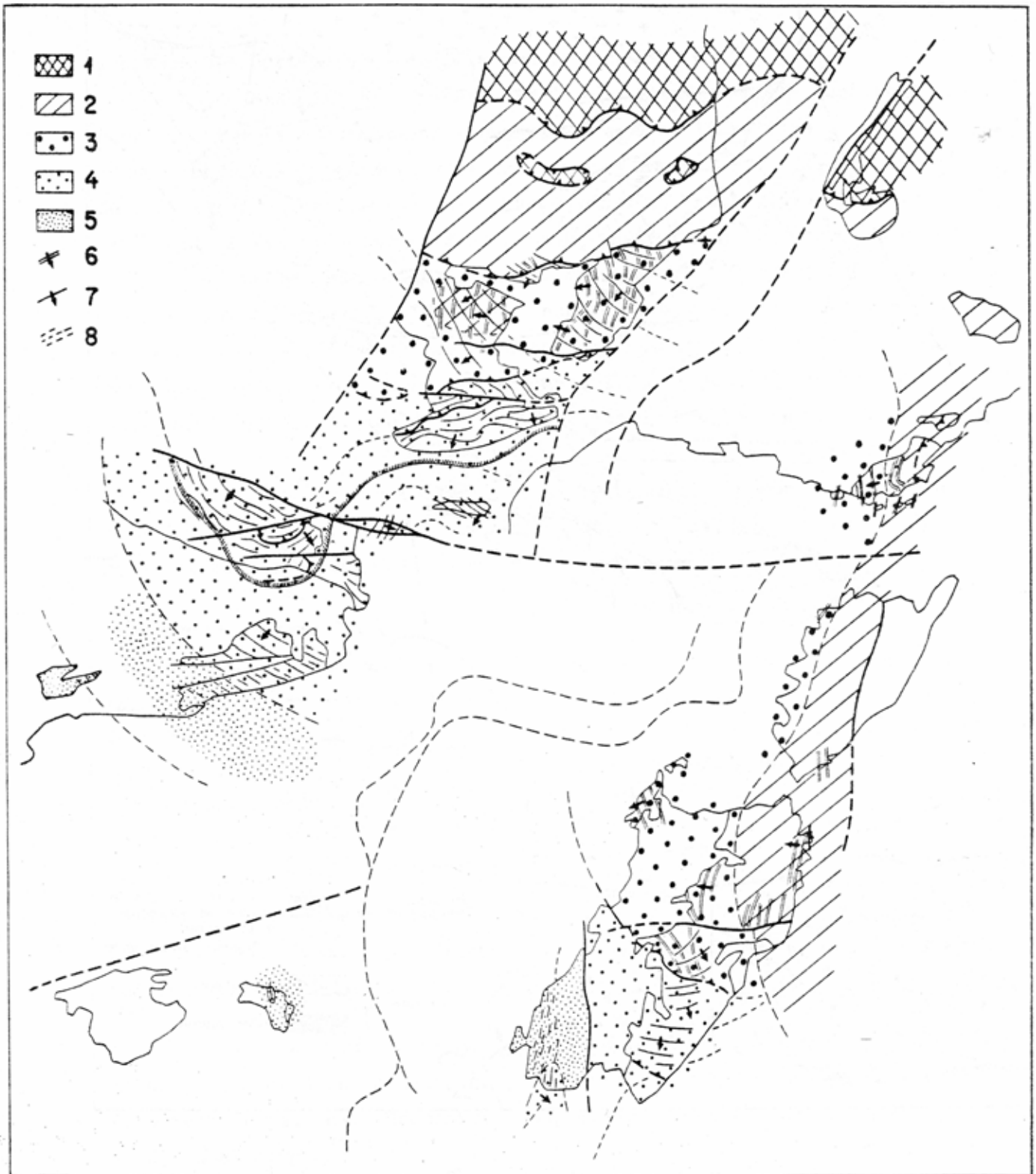


Fig. 8 : Répartition des zones tectoniques hercyniennes reconstituées avant les décrochements tardi-hercyniens.

1 : complexe polymétamorphique Nord-cévenol - 2 : zone IV - 3 : zone 3 - 4 : zone 2, la limite approximative des nappes profondes est indiquée par un liseré hachuré. - 5 : Zone I - 6 : directions axiales et sens de déversement des structures précoces (anté-viséennes) - 7 : idem pour les structures post-viséennes - 8 : direction de la schistosité verticale dans la zone I. L'absence de figuré indique la zone des plis sans schistosité.



3) Enfin, une zone septentrionale, des Cévennes médianes: sa série lithologique, essentiellement quartzo-feldspathique, est supposée correspondre au substratum de la zone précédente. Elle comprend un complexe gneissique (et localement basique) conçu comme un socle précambrien.

Comme dans la zone cévenole épizonale, une première phase tangentielle, de direction subméridienne et déversée à l'Ouest, précède une seconde phase tangentielle déversée vers le Sud et le Sud-Ouest. Le métamorphisme méso- à catazonal, est plurifacial, avec évolution de conditions de rapport P/T intermédiaire, vers des conditions de bas rapport P/T.

Enfin, la majeure partie de la tectonique est considérée comme antérieure au Viséen.

Les relations entre ces trois zones sont envisagées en termes de chevauchements des zones internes sur les zones les plus externes, avec d'une part:

- chevauchement des Cévennes Méridionales sur la zone à laquelle appartient le versant Nord de la Montagne Noire, et d'autre part:

- superposition anormale du complexe gneissique méso-catazonal des Cévennes médianes sur le domaine épizonal des Cévennes méridionales.

En outre, un chevauchement, encore plus septentrional, du "complexe polymétamorphique nord-cévenol" est également envisagé (Fig 8).

Dans ce modèle, le secteur Sud-Est du Massif central est donc caractérisé par la superposition de vastes unités imbriquées, poussées vers l'Ouest puis le Sud.

Les matériaux impliqués sont d'autant plus profonds (au sens zonéographique, mais aussi au sens stratigraphique, est-il supposé) et leur évolution tectono-métamorphique d'autant plus précoce (anté-viséenne) que les unités considérées sont d'autant plus septentrionales. Une polarité spatio-temporelle des évènements orogéniques est donc clairement mise en évidence.

En Haut-Limousin, M. CHENEVOY et M. PIBOULE (1974) pensent "conforter" le schéma de CHENEVOY et RAVIER, présenté plus haut, en affirmant que "les granites de l'Arc du Thaurion visualisent clairement la discordance entre le socle arverne et sa couverture ruthéno-limousine" détritique. Notons toutefois que ces auteurs comptent parmi les rares à cette époque, à ne pas attribuer *a priori* un âge précambrien aux magmatites basiques tholéitiques (localement éclogitisées), qu'ils rapportent à un "extension régionale probablement pré-calédonienne".

En Bas-Limousin, le fait important est la mise en évidence de l'âge Dévonien de la structuration et du métamorphisme majeurs (éclogitisation et métamorphisme barrovien, notamment) (A. AUTRAN et P.L. GUILLOT, 1974 a et b; J. BERNARD-GRIFFITHS, 1975; J.P. FLOC'H *et al.*, 1977; D. SANTALLIER *et al.*, 1978). Les relations entre ces événements, rapportés à la phase Acadienne du cycle calédonien (A. AUTRAN, 1978), et le cycle varisque sont ambiguës, et la question se pose de savoir si l'on est en présence de deux "chaînes", à logique et déterminisme distincts, ou si, plus vraisemblablement, on a affaire à un seul et même orogène, à développement hétérochrone.

Dans la série de Moyenne Dordogne, P. TEMPIER (1976) distingue le "groupe de Neuvic" composé de gneiss et de roches (ultra)-basiques présentant un "fort déséquilibre minéralogique", qui représenterait un socle et le "groupe de Tourniac", principalement métasédimentaire, interprété comme la couverture du socle précédent. Ces deux groupes ont subi une déformation isoclinale, et un métamorphisme barrovien, puis un métamorphisme de type basse pression (avec anatexie), précédant un chevauchement partiel du "socle" sur la "couverture" au niveau du contact anormal de la Nouaille.

M. MATTAUER et A. ETCHECOPAR (1977) insistent sur "l'importance de la tectonique de type himalayen" et interprètent toutes les superpositions présumées anormales du Massif central (Monts du Lyonnais, Haut-Allier, Garabit, Marvejols ...) en termes d'un "grand chevauchement vers le Sud, équivalent possible du Main Central Thrust himalayen". Dans ce schéma, les linéations d'intersection et d'allongement subméridiennes reconnues depuis

longtemps dans les Cévennes (ARTHAUD *et al.*, 1969; CARME, 1974) seraient des "linéations a", parallèles à la direction de transport, et le cisaillement simple serait le mécanisme de déformation mis en jeu. Ce "simple shear" de grande ampleur expliquerait de façon élégante deux problèmes épineux classiques:

- la présence de linéations sub-orthogonales (*cf.* les controverses dans les Calédonides),
- l'attitude horizontale de la schistosité sur de très vastes étendues.

Selon ces auteurs, l'application du "modèle himalayen" permettrait donc de construire une coupe du Massif central, montrant du Nord au Sud:

- 1) "Un grand chevauchement amenant des terrains anciens, protérozoïques, sur des séries plus récentes, du protérozoïque supérieur ou du paléozoïque", enraciné au niveau des Monts du Lyonnais.
- 2) De vastes zones lithologiquement monotones à schistosités subhorizontales, à linéation  $L_1$  de type "a" sub-méridiennes, et linéations postérieures, de type "b", en gros est-ouest, avec de possibles chevauchements de second ordre (au niveau des gneiss de la Cézarenque, par exemple).
- 3) Une zone de plis et nappes de charriage bien développés (Montagne Noire et régions plus méridionales), à allongement "dans B".

L'ensemble des structures est rapporté au cycle hercynien, avec polarité chronologique du Nord vers le Sud.

De la même façon, B. BRIAND (1978) préconise lui aussi l'application du modèle himalayen, à partir de la reconnaissance de la disposition primaire inverse des isogrades du métamorphisme dans la Série du Lot.

Récemment, J.P. BURG et Ph. MATTE (1978b) ont proposé un schéma

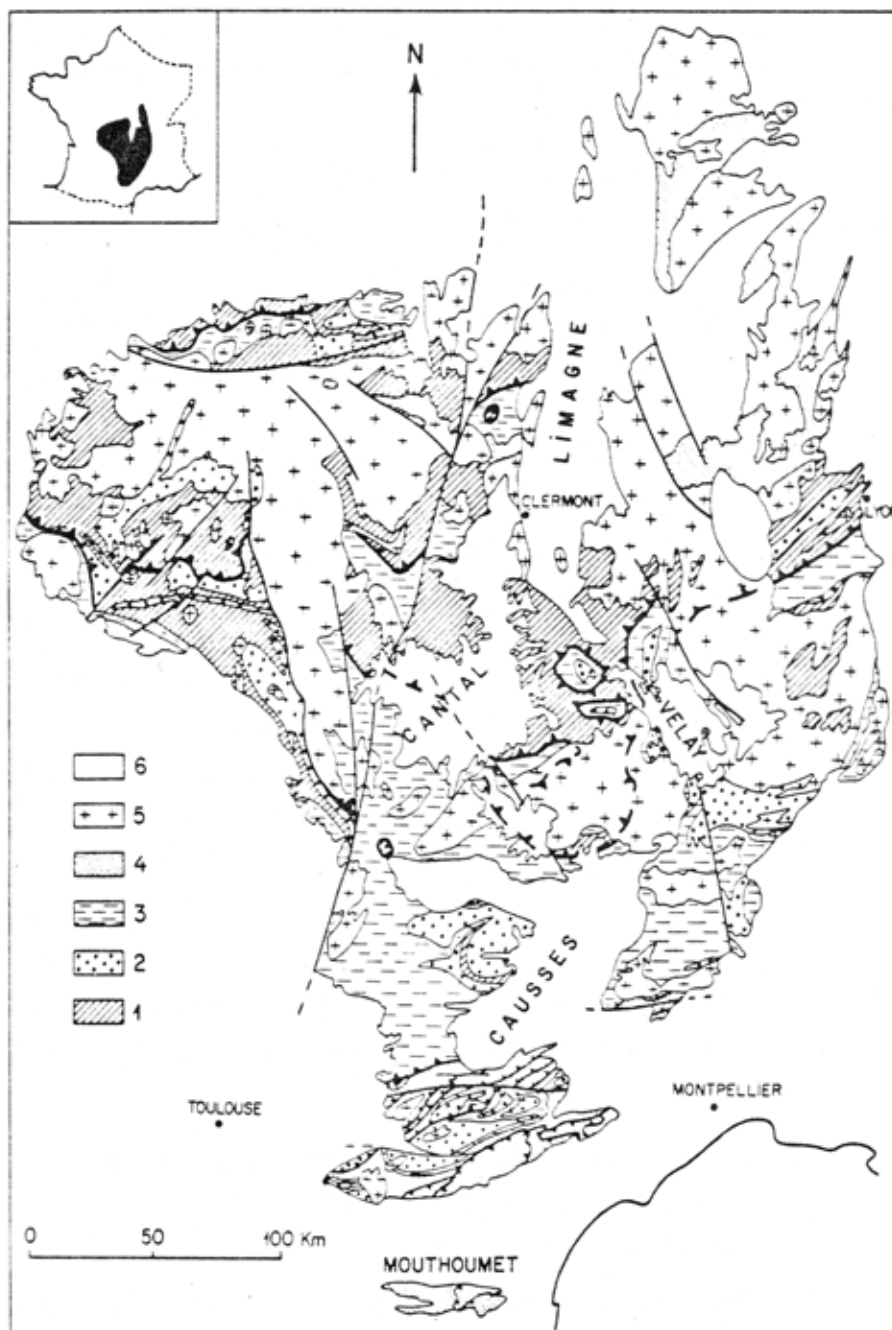
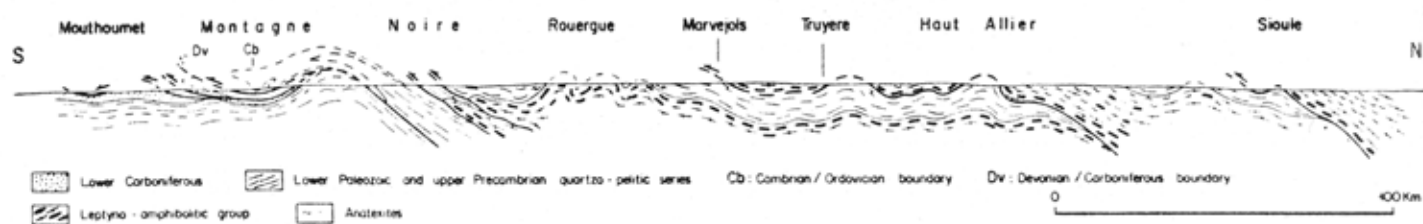


FIG. 9 : Schéma structural interprétatif du Massif Central français (BURG et MATTE, 1978).

1 - Groupe leptyno-amphibolitique et anateixites -- 2 - Gneiss oillés (en grande partie granitoïdes prévarisques) 3 - Séquence Quartzo-pélitique 4 - Paléozoïque fossilifère - 5 - Granitoïdes varisques - 6 - couverture post-varisque.

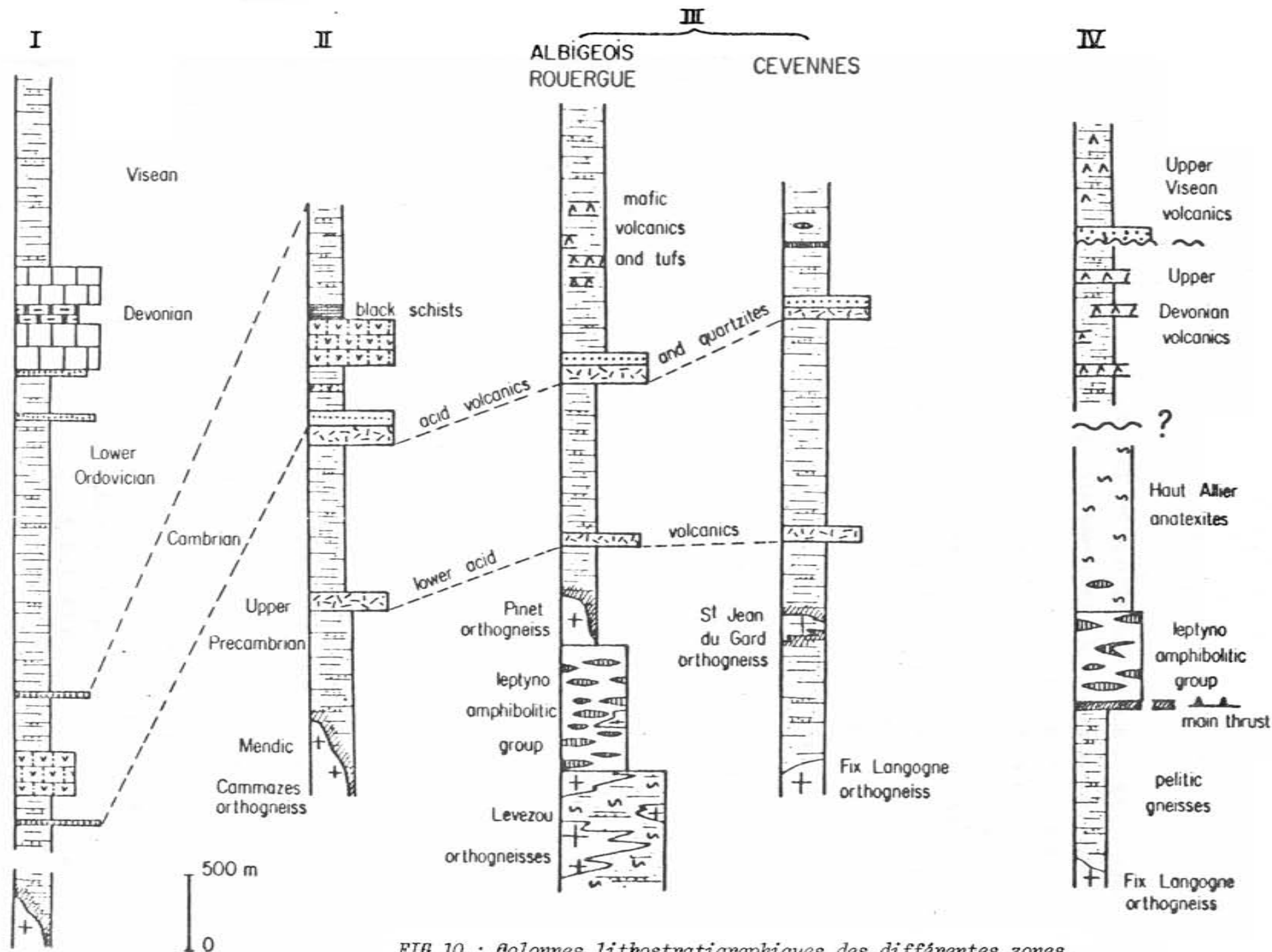


FIG. 10 : Colonnes lithostratigraphiques des différentes zones.  
(BURG et MATTE, 1978)

synthétique du Massif central (Fig 9), basé sur le concept d'un chevauchement majeur du groupe leptyno-amphibolique (série dont l'importance est bien mise en relief par J.P. BURG (1977)) et des anatexites, sur les séries métapélitiques sous-jacentes.

En effet, ces auteurs admettent que la succession stratigraphique normale est observable en Rouergue, où les schistes des Cévennes-Albigeois surmontent\* le groupe leptyno-amphibolique du Lézou (Fig 10). La position, en Haut-Allier et dans la région de Marvejols, notamment, du groupe leptyno-amphibolique sur des séries paradérivées que ces auteurs assimilent aux schistes des Cévennes, oblige donc à envisager l'existence d'une discontinuité structurale (Fig 10).

Par ailleurs, BURG et MATTE mettent l'accent sur d'autres faits symptomatiques d'un charriage:

- la présence de "reliques" granulitiques rétro-morphosées dans le groupe leptyno-amphibolique et les anatexites, alors que la série sous-jacente prograde en est dépourvue;

- l'inversion locale probable des isogrades du métamorphisme dans la série sous-jacente;

- les caractères structuraux et lithologiques particuliers (lentilles de serpentinites) du contact entre le groupe leptyno-amphibolique et son substratum;

- l'interprétation en terme de klippe frontale, du massif "périphérique" gneissique et amphibolique, à semelle de serpentinite, de La Bessenois (BURG et MATTE, 1978a).

BURG et MATTE insistent sur la nature fondamentalement cisailante de la tectonique hercynienne considérée par certains comme dépourvue de nappes! (ZWART, 1967). Cependant, à leur avis, les caractères fins de la déformation diffèrent sensiblement du modèle himalayen *s.s.*, bien que le chevauchement envisagé soit d'ampleur comparable (100 Km) et puisse, à leurs yeux, représenter une suture (Fig 9).

Cette revue rapide montre, nous semble-t-il, que si des progrès considérables ont été réalisés récemment, la géologie du Massif central

\* Mais y a-t-il continuité?

reste dominée depuis longtemps par deux groupes majeurs de problèmes:

- L'existence de mégastructures tangentielles ; leur âge, leur localisation, les terrains impliqués, leurs relations avec les événements métamorphiques, leur signification géodynamique.

- La présence d'un socle antérieur aux événements hercyniens s.l. ; l'importance relative des cycles varisques, calédoniens, cadomiens et éventuellement plus anciens dans la structuration du Massif central.

On remarquera que ce dernier point de vue, si la quasi-totalité des modèles ont fait intervenir un socle précambrien et sa couverture, bien peu s'appuyaient —à cet égard— sur des arguments déterminants.

Un des buts des mesures radiométriques est précisément de contribuer à fournir davantage de "contraintes" chronologiques, permettant d'élaborer des "modèles géodynamiques" plus précis et étayés de façon plus solide. A ce titre, il est clair que la Géochronologie devrait, à l'avenir, occuper dans l'étude des socles, une place d'ampleur égale à celles tenues actuellement par la Pétrologie et la Géologie Structurale.

---





*PARTIE II*

*RESULTATS DE  
L'ETUDE REGIONALE*

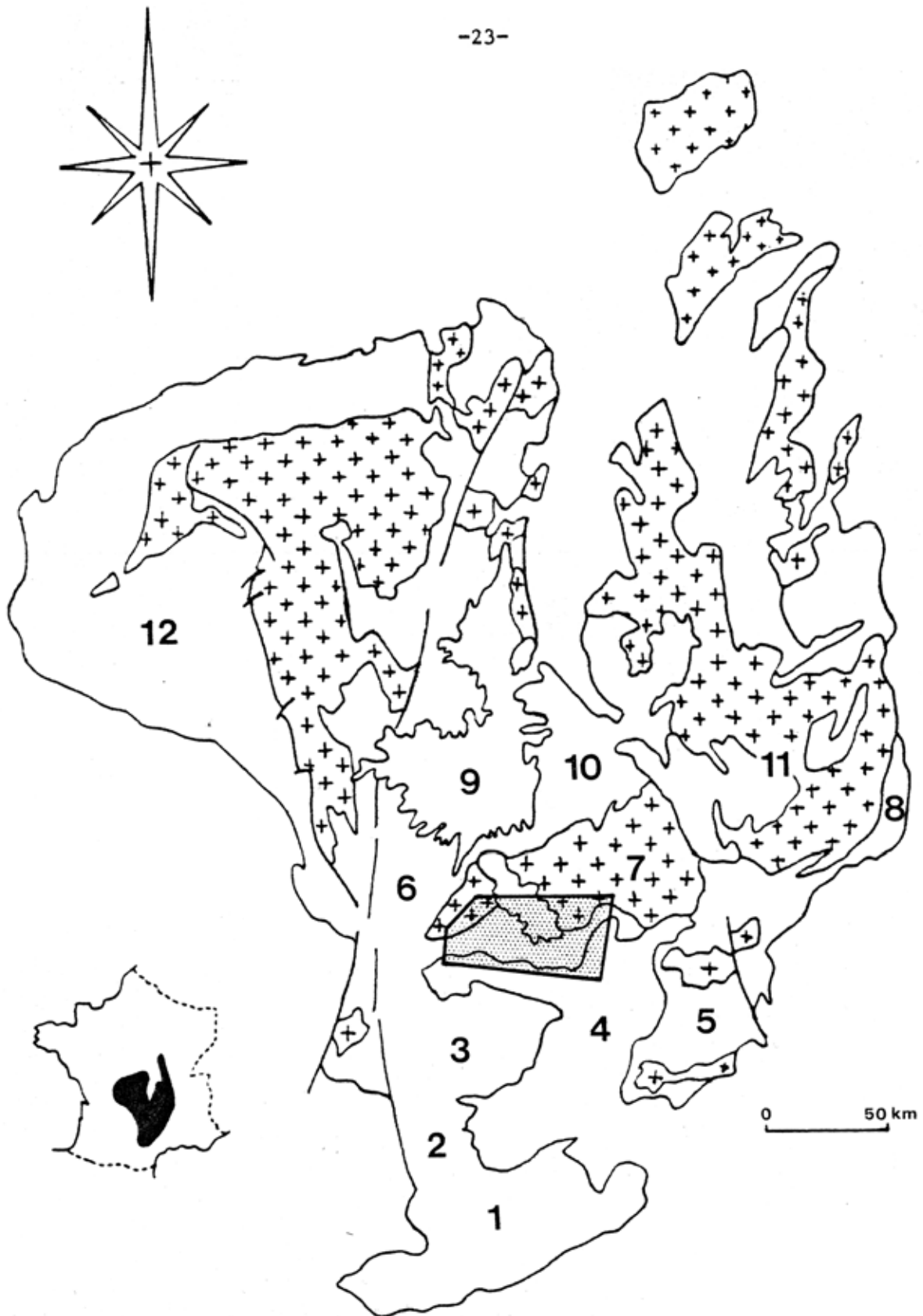


FIG.1 : Situation de la région étudiée et des domaines voisins dans le Massif Central.

- |                    |                   |                  |
|--------------------|-------------------|------------------|
| 1 : Montagne Noire | 5 : Cévennes      | 9 : Cantal       |
| 2 : Albigeois      | 6 : Châtaigneraie | 10 : Haut-Allier |
| 3 : Rouergue       | 7 : Margeride     | 11 : Velay       |
| 4 : Causses        | 8 : Vivarais      | 12 : Limousin    |

INTRODUCTION A L'ETUDE REGIONALE

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET INTERET GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE:

Entre l'escarpement de la bordure des Causses, au Sud, et les hautes terres de la Margeride et de l'Aubrac, s'étend une dépression dissymétrique allongée d'Est en Ouest, et drainée par le Lot et ses affluents. A l'Ouest, cette région est séparée de la Chataigneraie du Cantal par le granite d'Entraygues, apophyse NE-SW du massif de la Margeride. Au delà de l'échine de la Montagne de la Boulaine, à l'Est, commence le domaine cévenol. A l'intérieur de ce cadre naturel, on peut distinguer deux zones, sur la base de leurs caractères morphologiques et climatiques: il s'agit du bassin de la Colagne, ou région de Marvejols, à l'extrémité orientale, et du pays d'Olt, à l'Ouest.

La région de Marvejols (Lozère) est remarquable par l'aspect tabulaire de sa pénéplaine infraliasique (altitude moyenne 1000 m), profondément entaillée par les gorges de la Colagne et du Coulagnet, ainsi que du Lot, dans la partie Nord-Sud de son cours. La fréquence des placages sédimentaires résiduels, couverts de maigres forêts de résineux, et les influences méditerranéennes sensibles, confèrent à ce secteur un cachet encore "méridional". Le pays d'Olt, quant à lui, est essentiellement situé sur le territoire du département de l'Aveyron, et constitue le contrefort de la Montagne d'Aubrac (1300-1470 m). Il s'agit d'un glaciaire à forte déclivité (env. 6%) vers le Sud, ayant subi un important rajeunissement à une époque récente. Les témoins sédimentaires y sont peu étendus, mais des digitations basaltiques issues de la zone faitière de l'Aubrac, recouvrent une part non négligeable des nombreuses croupes parallèles séparant les vallées encaissées des "Boraldes", affluents torrentiels de rive droite du Lot. Ces caractères géologiques, joints à un climat de type océanique, font de ce domaine un "pays vert" occupé par les prairies (sur les croupes) et les bois de hêtres et de chênes (dans les vallées des Boraldes).

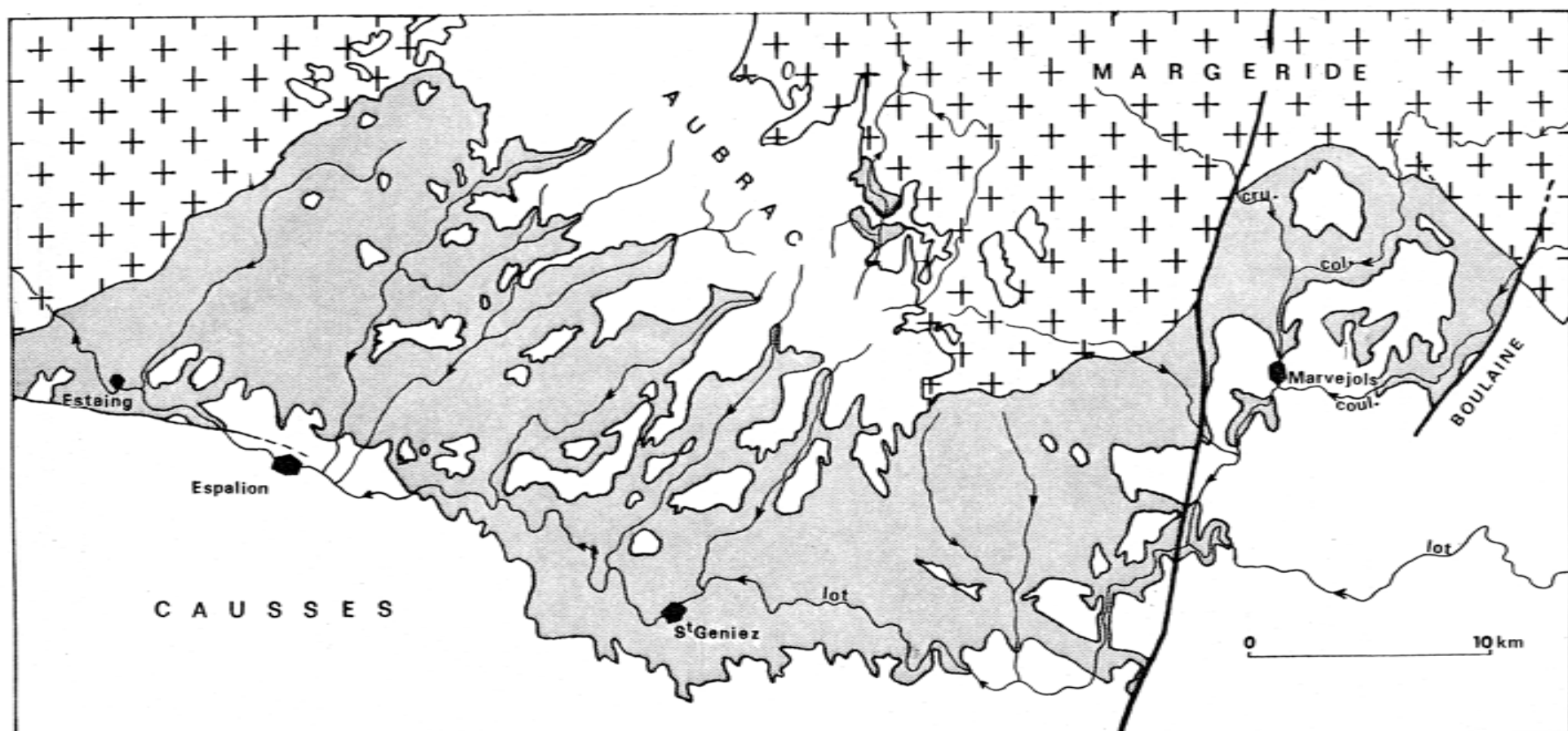


FIG.2 : Distribution schématique des terrains métamorphiques (grisé) de l'Aubrac et de la région de Marvejols.

## 2 - CARACTERISATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE:

Prises dans leur ensemble, les formations cristallophylliennes de la région étudiée sont remarquables par leur diversité, tant en ce qui concerne la nature des matériaux originels, que l'intensité du métamorphisme qui les a affectés. De ce point de vue, les similitudes sont grandes avec le Rouergue cristallin; par contre, l'opposition avec la série cévenole s.s. située au Sud-Est, est totale.

Le type d'évolution structurale, quant à lui, est, en première approximation, celui commun à l'ensemble des régions méridionales du Massif Central. Domaine polyphasé à foliation subhorizontale, relativement peu retouché par les phases tardives de serrage symétrique, le secteur étudié est recouvert en discordance par des formations tardi-orogéniques continentales stéphaniennes (bassin de Lassouts) et permienes (le "rougier") à l'Ouest, alors que dans la région de Marvejols, les premiers terrains transgressifs, marins, sont seulement d'âge infraliasique. Une importante tectonique cassante, à mouvements verticaux et latéraux, vraisemblablement tardi-hercynienne, a découpé ce bâti. Par la suite, ces accidents ont été réactivés probablement à plusieurs reprises, essentiellement à l'occasion de mouvements épirogéniques. Au Villafranchien, de grands épanchements basaltiques ont édifié l'empilement volcanique du Massif de l'Aubrac (F. COLIN, 1966). Il est intéressant de noter que les parties élevées de la région montrent sur de vastes étendues, des formes glaciaires et des dépôts morainiques, reconnus dès 1873 (G. FABRE), que l'on peut attribuer au développement sur l'Aubrac de véritables calottes glaciaires lors d'au moins trois phases froides du Quaternaire (C. ROUSSET, 1970). Enfin, à une époque récente, le soulèvement général du Sud-Est du Massif Central a suscité un rajeunissement considérable, avec creusement de vallées encaissées, qui confère au pays ses caractères morphologiques actuels.

## 3 - INTERET DE CE SECTEUR, RAISONS DE SON CHOIX:

Les pôles d'intérêt majeurs de la géologie du socle anté-stéphaniennien de cette région sont les suivants:

- On peut observer des termes de degré métamorphique variable

de l'épizone à la catazone.

- Avec ce secteur, on dispose d'un jalon précieux entre le Rouergue cristallin, au Sud du Causse du Comtal (détroit de Rodez) et les séries du coeur du Massif Central, exposées dans les vallées de la Truyère, de l'Allagnon et du Haut-Allier.
- Cette bande de terrain appartient aux "zones de jointure". En d'autres termes, on peut y étudier la juxtaposition de séries traditionnellement considérées comme "périphériques" dans l'architecture du Massif Central (les schistes du Lot), et de complexes (leptyno-amphibolique, quartzo-feldspathique) non moins traditionnellement rapportés aux domaines les plus internes et les plus anciens du Massif.  
Or, on sait que cette dualité a reçu diverses interprétations, où les notions de socle et de couverture reviennent le plus souvent.

Cette zone se prêtait donc bien:

- à un début d'estimation de l'âge des matériaux et de la structuration majeure de chacun des grands ensembles, pour lesquels, en l'absence de données précises, les hypothèses les plus diverses (du Protérozoïque à l'Hercynien!) étaient émises;
- à une étude microstructurale de l'ensemble du domaine métamorphique;
- à un examen des relations structurales entre les séries "gneisso-amphiboliques" et les séries schisteuses sous-jacentes. Une telle tentative revêtait un intérêt particulier dans cette région, située à mi-chemin entre le Lévezou, tenu pour autochtone, et le domaine Truyère-Haut Allier, interprété récemment en termes de nappe.

Pourquoi une région aussi vaste dans le cadre, somme toute restreint, d'une thèse de troisième cycle?

Pour trois raisons:

- à des frontières purement arbitraires, nous avons préféré des limites naturelles;

- de plus, il était intéressant d'effectuer une reconnaissance structurale des domaines épizonaux, d'une part dans l'espoir de recueillir des informations supplémentaires inaccessibles dans la mésozone, et d'autre part, en vue d'examiner le problème des relations épizone-mésozone. En effet, un travail récent de KORNPORBST et POULAIN (1972) postulait la présence à ce niveau d'une discordance entre un vieux socle catazonal rétro-morphosé et une série de couverture épizonale prograde;
- enfin, nous trouvons encore d'actualité l'opinion de DUFRENOY et de BEAUMONT (1841) pour lesquels "l'étude en grand peut et même doit marcher la première, et rendre l'étude des détails infiniment plus simple et plus facile".

#### 4 - TRAVAUX ANTERIEURS:

Malgré sa position privilégiée et sa grande diversité, notre région n'a pas suscité un très grand nombre d'études.

Après les travaux de quelques pionniers (DORLAC, 1860; BOISSE, 1870), c'est l'oeuvre de G. FABRE et M. BOULE qui met en place les grandes unités géologiques, à l'occasion du lever de la première édition de la carte de Mende (1906). Le grand accident subméridien de Marvejols-Aumont-Aubrac est reconnu dès cette époque. Il faut attendre la publication de l'ouvrage monumental de M. ROQUES (1941) pour disposer d'une description des différents termes de la série.

Peu après, P. LAPADU-HARGUES (1947) envisage divers aspects pétrologiques et structuraux de la région, qu'il considère comme appartenant au flanc inverse d'un énorme pli couché.

A une époque plus récente, plusieurs études ont contribué à donner une meilleure connaissance du socle métamorphique. On citera la thèse de 3<sup>o</sup> cycle de D. NORMAND (1963), et surtout, le mémoire de F. COLIN (1966) qui, bien que consacré au volcanisme de l'Aubrac, apporte beaucoup de données relatives au domaine métamorphique. Très importantes aussi sont les thèses de 3<sup>o</sup> cycle de D. POULAIN (1971), G. PEYRETTI (1972) et B. BRIAND (1973) auxquelles il sera très souvent fait allusion dans ce travail.

Du point de vue géochronologique, la région a fait l'objet de quelques études Rb/Sr. Ainsi, un âge à  $401 \pm 24$  M.A. a été avancé pour le granite porphyroïde de la Margeride, alors que les leucogranites tardifs étaient datés à  $370 \pm 13$  M.A. et  $283 \pm 4$  M.A. (COUTURIE *et al.*, 1971). Dans le cristallophyllien, une isochrone sur roches totales correspondant à un âge de  $435 \pm 21$  M.A. a été construite à partir de différents faciès gneissiques (gneiss ocellés, gneiss à biotite et amphibole) de la série du Lot (VACHETTE, inédit, *in* ROQUES *et al.*, 1971).

Ces résultats conduisaient à envisager un âge anté-hercynien pour le métamorphisme et la structuration des schistes cristallins.

En fait, la datation à 300-305 M.A. (Rb/Sr; R.T.) du granite "type Margeride" de Marcolès, dans la Châtaigneraie (VIVIER et LASSERRE, 1973) jette un doute sur l'âge calédonien tardif obtenu plus à l'Est. Il en est de même de la datation K/Ar à  $300 \pm 8$  M.A. d'une amphibole du groupe leptyno-amphibolique (Lac de St Andéol) (CANTAGREL, 1973), et de l'âge K/Ar à  $279 \pm 5$  M.A. obtenu par FUCHS *et al.* (1970) sur des microgranites intrusifs dans la série du Lot et peut-être en relation avec le granite de la Margeride (PRAX, 1978).

De fait, l'étude radiochronologique du granite de la Margeride est à reprendre (COUTURIE, Comm. orale et travaux en cours) et l'âge anté-varisque des événements tectono-métamorphiques majeurs ne peut donc en aucune manière être tenu pour acquis.

##### 5 - PRESENTATION DE CE TRAVAIL:

Comme on l'a dit, il est classique d'opposer — pour des raisons assez variables, d'ailleurs — les domaines essentiellement gneissiques plus ou moins anatectiques, et les zones à dominante micaschisteuse. Cette approche dualiste s'avère satisfaisante dans la région étudiée, et, sans préjuger de sa signification profonde, nous l'avons utilisée dans notre exposé.

Aussi, envisagerons-nous successivement:

- (1) la série des schistes du Lot;
- (2) l'ensemble sus-jacent constitué par le groupe leptyno-amphibolique, et le complexe quartzo-feldspathique et



les micaschistes qui le surmontent; avant d'essayer de préciser

(3) la nature des relations entre ces deux "supergroupes".

Pour chaque ensemble, nous décrirons les caractères pétrographiques et structuraux essentiels, puis nous exposerons les résultats radiochronologiques obtenus.

Il importe de souligner ici que notre travail personnel s'est limité pour l'essentiel à une étude géologique de terrain, d'une part, et à la géochronométrie U/Pb, d'autre part.

Ainsi, nous n'avons pas effectué au laboratoire d'étude pétrographique et géochimique détaillée, ni d'analyse pétrofabrique, travaux qui, à bien des égards, auraient dépassé nos possibilités.

La plupart des données utilisées ici relatives à ces trois problèmes seront donc dues au travail des auteurs qui ont étudié ou étudient encore la région de ces points de vue.

Bien sûr, toutes les modifications et interprétations différentes de ces données, relèvent de notre seule responsabilité.

---



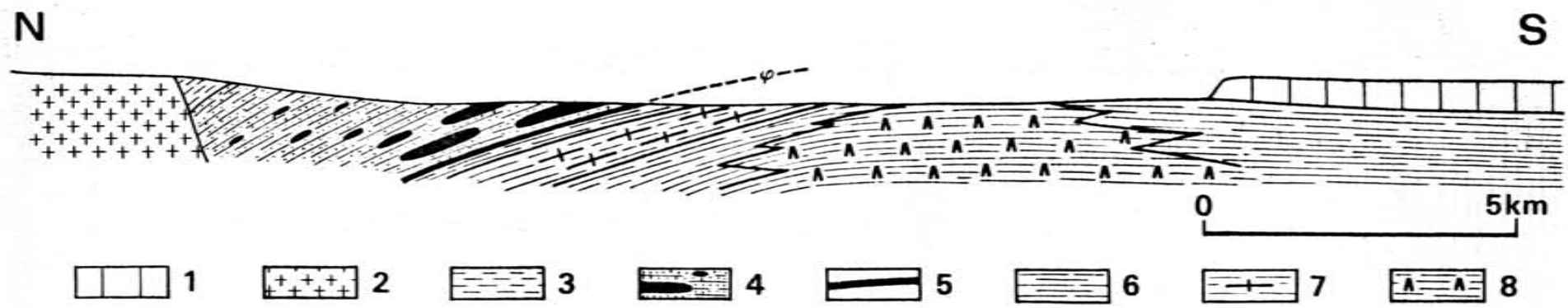


FIG. 2! : Coupe schématique de la région étudiée au méridien de Marvejols.

- 1 : Sédiments mésozoïques
- 2 : Granite de la Mangeride
- 3 : Micaschistes de Lachamp
- 4 : Complexe quartzo-feldspathique et groupe leptyno-amphibolique.

- 5 : Niveaux blastomylonitiques
- 6 : Série du Lot : Métasédiments
- 7 : Orthogneiss "stratofides"
- 8 : Métadiorites quartziques

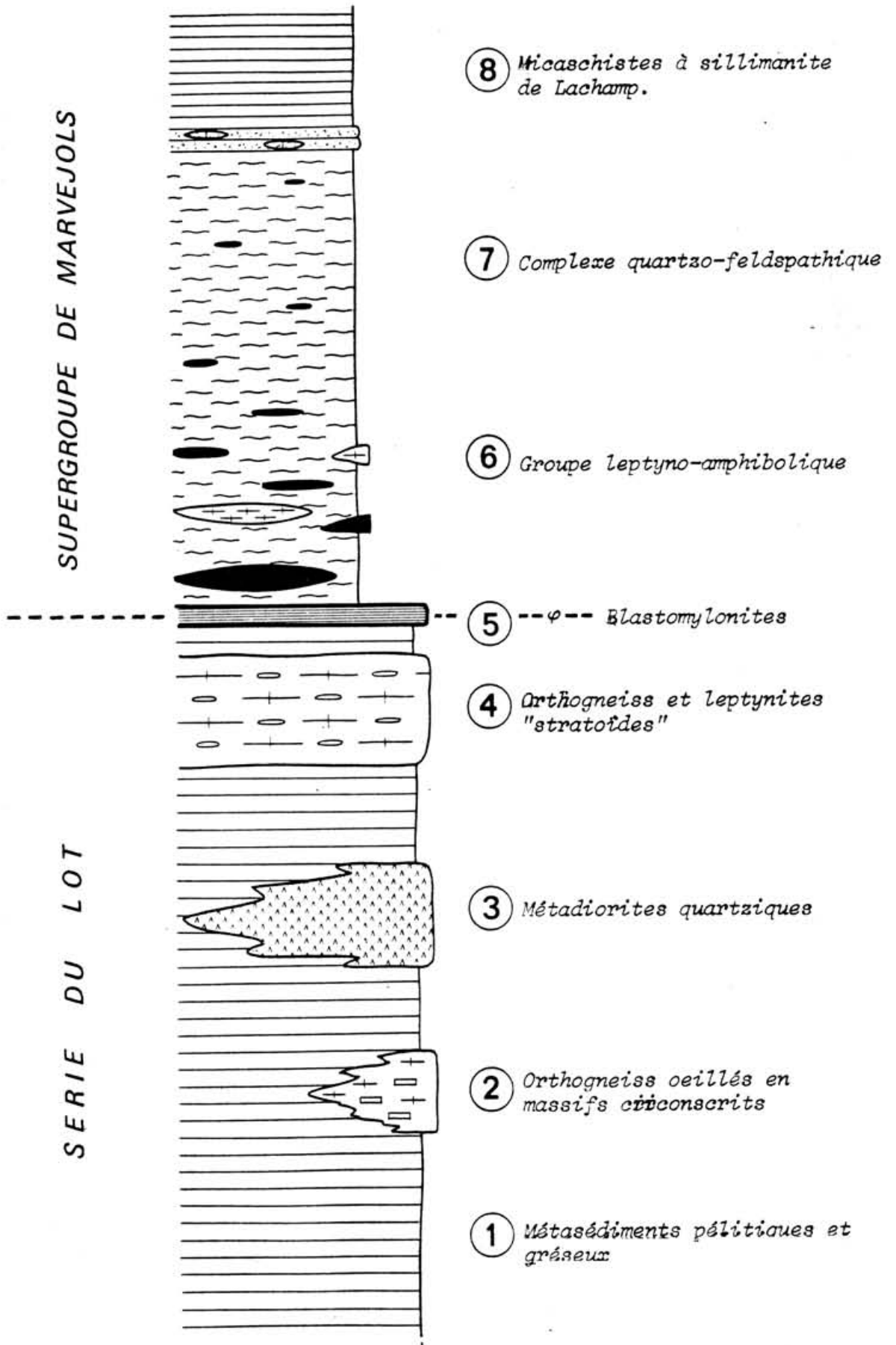


Fig. 3 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE APPARENTE DE LA REGION ETUDIEE.

CHAPITRE I : LE DOMAINE MICASCHISTEUX DE LA VALLEE DU LOT ("SERIE DU LOT")

1 - INTRODUCTION:

La majeure partie du territoire étudié est occupé par un "fond" de schistes et de micaschistes, qui constituent la partie inférieure de la colonne lithostratigraphique *apparente* de la région (Fig. 3 ).

A l'Ouest, au-delà du granite d'Entraygues, ce vaste ensemble se poursuit par les formations comparables de la Châtaigneraie (CHEZE, 1971; JOUBERT, 1978); alors qu'à l'Est, la couverture mésozoïque et la faille de la Bou-laine empêchent d'observer de façon continue le passage aux formations du Nord des Cévennes Méridionales, étudiées par PELLET (1972)\*.

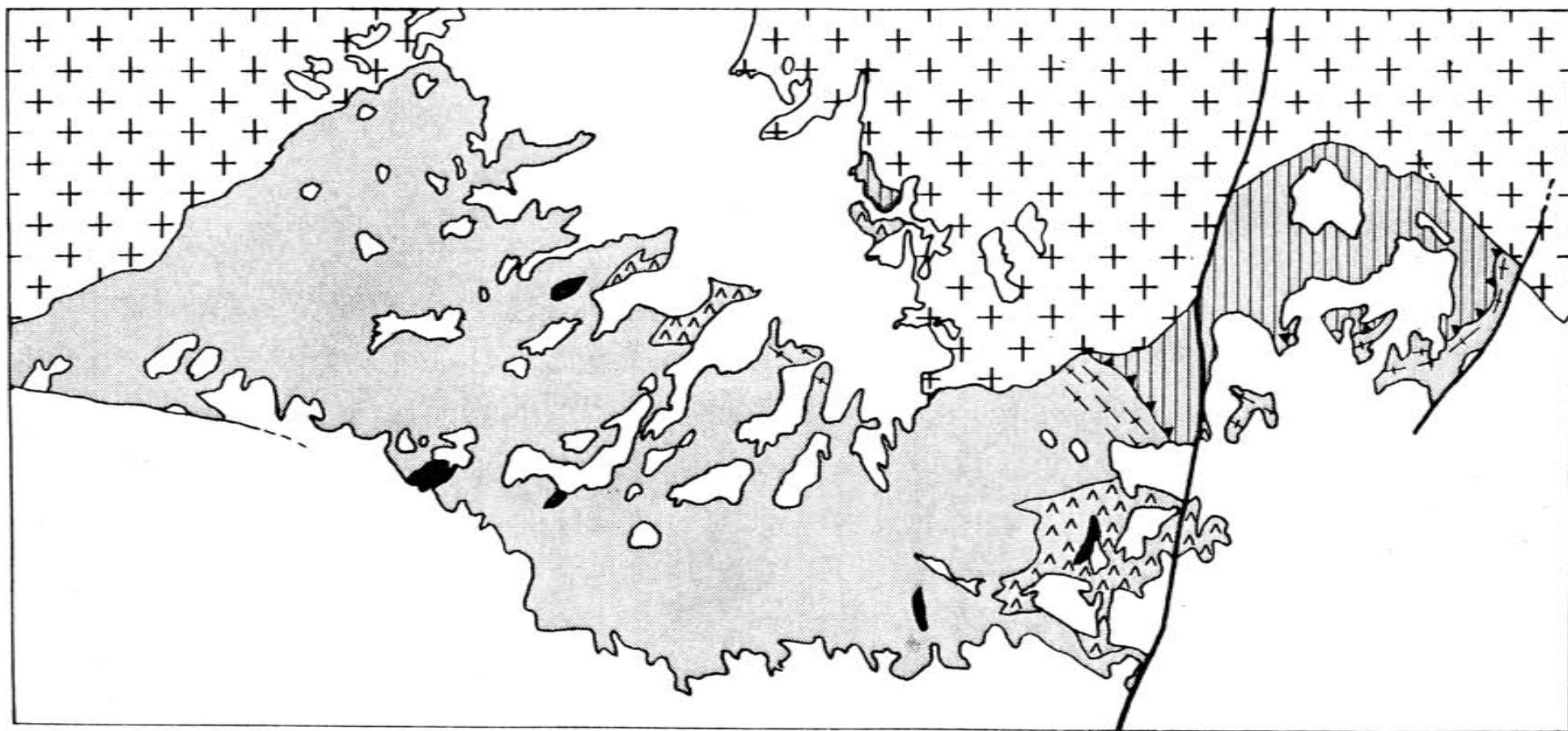
Le substratum relatif de ce domaine est encore inconnu. La limite supérieure, par contre, peut être bien définie, dans la région de Marvejols, où une zone mylonitique synmétamorphe bien individualisée constitue — nous le verrons dans la troisième partie de ce travail — une frontière structurale de premier ordre. Nous n'adoptons donc pas la coupure de B. BRIAND (1978): en effet, cet auteur, bien qu'envisageant l'existence d'un chevauchement "himalayen", inclut dans son ensemble chevauchant (la "Série de Marvejols") des termes (micaschistes, gneiss et leptynites) situés au-dessous de la discontinuité tectonique majeure.

En d'autres termes, l'ensemble que nous considérons ici correspond à la "série de St Géniez d'Olt" de BRIAND agrandie vers le haut, jusqu'au niveau mylonitique situé à la base du groupe leptyno-amphibolique.

---

\* Il est bien entendu que tout au long de cet exposé, la surface de référence sera la foliation (composite) majeure. Dans la mesure où cette foliation est parallèle aux limites des grands ensembles lithologiques, on peut penser qu'elle ne s'éloigne guère des surfaces stratigraphiques, du moins à grande échelle, et qu'on peut donc raisonner en termes de "séries".

Fig. 3' : Distribution des différentes formations orthogneissiques de la Série du Lot.



-33-

Série du Lot : grisé : métasédiments ; chevrons : métadiorites ; noir : gneiss ocellés en massifs circonscrits ;

x : gneiss et leptynites stratoides.

(Barré vertical : Supergroupe de Marvejols, indifférencié.

## 2 - CONSTITUTION LITHOLOGIQUE:

### 2.1 - Métasédiments:

La série, assez peu différenciée du point de vue sédimentologique, est constituée pour l'essentiel de métapélites alumineuses — précieuses pour l'étude des conditions de métamorphisme — et de passées de quartzites fortement micacés. Dans cet ensemble, des roches à tendance plus calcique (amphibolites, micaschistes carbonatés) ou sodique (schistes hyperalbitiques: Na évaporitique ou volcanogène ?) déterminent quelques passées locales (D. POULAIN, 1971; B. BRIAND, et M. GAY, 1978). Nulle part, on n'observe d'horizons importants d'orthoquartzites tels que ceux rencontrés dans les Cévennes Méridionales et l'Albigeois cristallin. De même, les niveaux de schistes graphiteux et les assises calcaro-dolomitiques, connus dans ces deux régions, sont ici absents.

### 2.2 - Formations gneissiques:

Assez monotone en ce qui concerne ses métasédiments, la série du Lot est par contre remarquable pour ses nombreuses "occurrences" gneissiques, que nous regrouperons en trois "familles" principales:

- gneiss à biotite et amphibole,
- gneiss oeillés en massifs circonscrits,
- leptynites et gneiss plus ou moins oeillés, en intercalations "stratoïdes" d'épaisseur (et peut être de nature) variable.

Ces formations gneissiques constituaient, bien sûr, un matériau *a priori* intéressant pour une étude géochronologique; cet aspect sera envisagé plus loin. Il convient cependant d'en donner, dès à présent, les principales caractéristiques.

#### 2.2.1 - Les gneiss à biotite et amphibole:

Ils constituent deux massifs distincts, de taille pluri-kilométrique.

L'un, connu depuis ROQUES (1941) est recoupé par la vallée du Lot entre Banassac et les Ajustons.

L'autre, signalé et cartographié par F. COLIN (1966) (massif des Picades)

affleure une dizaine de kilomètres au Nord de St Géniez d'Olt, entre les digitations de l'édifice volcanique de l'Aubrac. Ce massif se poursuit sous le basalte jusqu'au granite de la Margeride qui le prend vraisemblablement en écharpe, comme en témoigne un petit affleurement à la bordure orientale des coulées, près du lac de St Andéol.

Bien que le passage des gneiss aux micaschistes soit franc, il n'a pas été observé de contact clairement intrusif. En effet, à cause de la grande différence de compétence entre les deux roches en présence, le laminage est toujours intense, et la foliation et la surface de séparation des deux lithologies sont mises en accordance.

Aux abords des masses principales, ces gneiss à biotite et amphibole se présentent sous forme de nombreux petits corps décamétriques (apophyses et/ou satellites) maintenant boudinés dans les micaschistes, et qui parfois s'anastomosent pour isoler des septa de métasédiments.

Il n'a pu être décelé de métacornéennes bien évidentes, encore que les micaschistes proches des contacts montrent parfois une certaine induration.

La roche, gris bleuté, de grain moyen, est affectée par une foliation très nette, qui porte une forte linéation minérale et d'allongement.

Du point de vue minéralogique, ces gneiss sont composés de quartz, plagioclase (oligoclase-andésine), biotite, hornblende verte, sphène, apatite, zircon, minéraux opaques. A cette paragenèse primitive s'ajoutent en quantité subordonnée, épidote, trémolite-actinote, chlorite, calcite.

A l'exception de P. LAPADU-HARGUES (1943), pour qui ces roches "semblaient avoir pris naissance à partir d'une série sédimentaire surtout magnésienne et calcaïque à l'origine", tous les auteurs les ayant étudiées ont conclu à une nature orthodérivée (ROQUES, 1941; COLIN, 1966; PEYRETTI, 1971).

De fait, de nombreux arguments rendent une telle origine ignée évidente:

- très grande homogénéité d'ensemble,
- chimisme,
- passage franc à l'encaissant,
- localement, zones abritées à structure grenue préservée,
- présence d'enclaves basiques, souvent groupées en essaim,
- filons de nature aplitique anté-tectoniques.

On peut donc conclure que le massif du Lot et celui de la forêt des Picades représentent d'anciennes intrusions de diorite quartziques mises en



place sous une forme vraisemblablement laccolithique dans les sédiments de la série du Lot.

### 2.2.2 - Les gneiss ocellés en massifs circonscrits:

La partie méridionale de l'ensemble micaschisteux du Lot est jalonnée par plusieurs petits massifs lenticulaires de gneiss à gros mégacristaux, aux caractères généraux assez comparables.

Les affleurements reconnus sont les suivants, d'Ouest en Est:

- Sonilhac - Le Bousquet d'Olt,
- Barrage de Mandailles (ROQUES, *in* COLIN, 1966),
- Condamines,
- La Vaissière,
- Busses.

Il est probable que le massif de St Chély d'Aubrac appartient à la même famille. Sur le terrain, le faciès dominant de ces roches est celui d'un gneiss à grands cristaux quadrangulaires de feldspath potassique, souvent rosés, moulés par une schistosité très développée, soulignée par des rubans de quartz et des cloisons de biotite et de muscovite. Cette foliation porte une forte linéation définie par la disposition des amas micacés (streaking lineation) et par l'allongement de la matière, comme en témoigne le tronçonnement (sans rotation notable des fragments) des yeux feldspathiques visibles sur les sections parallèles à L.

Aux abords des massifs, il n'est pas rare d'observer, lorsque la qualité des affleurements le permet (Sonilhac, La Vaissière, Busse), des termes leptyniques dépourvus de mégacristaux, qui semblent assurer le passage des gneiss à l'encaissement micaschisteux.

La composition minéralogique des gneiss est la suivante: quartz, plagioclase (oligoclase), feldspath potassique, maclé Carlsbad, parfois très perthitique (perthites en rubans) (Sonilhac), biotite, muscovite, tourmaline, apatite, zircon.

Etant donné le faciès typiquement orthogneissique de ces roches et le contexte de terrain, il ne nous semble guère possible de partager l'hypothèse paradérivée, émise par PEYRETTI (1971) à propos de l'un de ces massifs (Busses).

Cet auteur concluait, en effet, à une origine "détritique, probablement arkosique", à partir du report de l'analyse chimique des éléments majeurs dans divers diagrammes de discrimination ortho-para (WEISBROD, DE LA ROCHE, DAVOINE). Or, ces gneiss ont très souvent été soumis à une

altération supergène sensible, permo-triasique et actuelle. Nous pensons donc qu'on ne peut pas accorder ici une valeur décisive à des critères géochimiques (d'ailleurs assez équivoques) et qu'il est plus opportun de se fier aux arguments de terrain.

Le passage à l'encaissant par l'intermédiaire de gneiss fins que l'on peut interpréter comme un faciès de bordure, la grande homogénéité d'ensemble, et les remarquables cristaux idiomorphes de feldspath potassique nous paraissent en faveur d'une origine magmatique.

Nous pensons donc que les massifs circonscrits de gneiss représentent d'anciens stocks de granite porphyroïde ou de microgranite, mis en place dans la série du Lot antérieurement à sa structuration.

### 2.2.3 - Les gneiss hétérogènes "stratoïdes" et leptynites associées:

Vers le sommet de la Série du Lot, s'individualise une assise quartzo-feldspathique remarquable par son extension latérale (env. 30 Km). D'épaisseur assez variable, cette formation est caractérisée par une grande hétérogénéité à l'échelle de l'affleurement hectométrique: on a en effet affaire à tous les intermédiaires entre des gneiss à deux micas, à gros grain, franchement ocellés, et des leptynites très finement grenues, dépourvues de biotite. Certaines leptynites hololeucocrates contiennent quelques cristaux centimétriques de feldspath potassique, ainsi que des nodules oblongs de quartz. Localement, des quartz bleutés ont été rencontrés (environ 2 Km au Sud de Marvejols, sur la RN9). En certains endroits, les gneiss ont un aspect orthodérivé très net; un contact franc, vraisemblablement intrusif, avec induration des micaschistes, est notamment visible à l'entrée Sud de Marvejols. Ailleurs, au contraire, des passées de quelques décimètres à quelque mètres d'épaisseur, sont intercalées dans des métasédiments (micaschistes alumineux, quartzites impurs).

On serait donc tenté d'envisager une origine volcano-plutonique acide pour cette formation.

On connaît, en effet, de nombreux exemples d'association étroite de volcanites ignimbritiques *s.l.* et d'intrusions acides hypoabyssales pénécotemporaines (Précambrien supérieur du Maroc, Cambrien inférieur de la Montagne Noire, Permien du Briançonnais ligure et de Corse, *etc...*).

Dans ce schéma, la grande extension latérale de cette formation recevrait une explication immédiate, les leptynites étant assimilées à d'anciens

rhyolitoïdes plus ou moins remaniés. Les gneiss (oeillés ou non), quant à eux, représenteraient des filons et de petits plutons de granite ou de microgranite intrusifs dans l'édifice rhyolitique épanché peu auparavant. Cette hypothèse est voisine de celle de PEYRETTI (1971) qui concluait à une origine rhyolitique. On verra cependant que les données géochronologiques, sans pouvoir exclure de façon définitive ce modèle, amènent plutôt à formuler une hypothèse toute différente (gneiss d'injection syntectoniques) qui sera évoquée plus loin (Chapitre Géochronologie).

#### 2.2.4 - Autres types de gneiss:

A l'Est de Marvejols, dans la vallée du Coulagnet, affleurent deux autres faciès gneissiques qui, bien que d'extension très réduite, méritent d'être mentionnés.

a) Les gneiss amygdalaires: c'est seulement aux abords immédiats du pont de Berlières que l'on peut observer ces roches très particulières, signalées pour la première fois par D. NORMAND (1963) qui les interprétait comme des métaconglomérats. Elles se présentent sous forme de lentilles aplaties, métriques à décamétriques, emballées dans les micaschistes. Ces gneiss se caractérisent par la présence d'éléments figurés clairs, ovoïdes, pluricentimétriques, faits d'un agrégat quartzo-feldspathique, et de nodules oblongs de quartz opalesscent, parfois bleuté; ces "yeux" sont englobés dans une matrice sombre, riche en biotite et quartz, qui renferme aussi des amas aplatis hyperbiotitiques. Par la plupart de leurs caractères, ces gneiss évoquent beaucoup le "faciès amygdalaire" de la Cézarenque (PELLET, 1964-1972; CHENEVOY, 1968; WEISBROD, 1968-1969). Les nodules polycristallins ont cependant ici des contours moins géométriques, et les mégacristaux (rares dans la Cézarenque) sont absents. De même, les quartz bleutés sont très peu fréquents. Ces différences peuvent être attribuées à l'intensité de la déformation et du métamorphisme, plus grande ici que dans les Cévennes; en effet, lors d'un métamorphisme croissant, les aiguilles de rutile à l'origine de la teinte bleutée sont exsolvées, et les quartz perdent progressivement leur couleur (CAPDEVILA, 1969). L'origine de ce type de gneiss a fait l'objet de multiples hypothèses (PELLET, 1972; CHENEVOY, 1968, WEISBROD, 1968; PARGA-PONDAL *et al.*, 1964; CAPDEVILA, 1969, *etc...*), dans des régions plus favorables.

D'une façon générale, des grauwackes feldspathiques dérivant de granites porphyroïdes et de laves acides, ou des formations volcano-sédimentaires s.l., semblent les matériaux originels les plus vraisemblables, sans exclure tout à fait qu'il puisse s'agir ici de roches microgranitiques à affinité lamprophyrique. Contrairement à ce que propose B. BRIAND (1972), nous pensons que ces gneiss amygdalaires (g. amygdalaires "du second type" de BRIAND) n'ont pas pour précurseurs les sills d'orthogneiss roses à bordure figée (affectés d'un boudinage spectaculaire) qui affleurent à proximité \*. BRIAND considérait, en effet, que ces deux types de gneiss avaient "même origine" et "dérivaient d'un gneiss oeillé", selon un schéma proposé par CHENEVOY: les gneiss amygdalaires s.s.représentant le terme "achevé" d'une "chaîne continue de transformation".

En fait, une telle parenté nous semble improbable au vu des critères macroscopiques et des données analytiques de BRIAND.

En effet, si l'examen des analyses confirme la relation étroite des boudins de gneiss roses avec les gneiss rubanés oeillés, il met en évidence de grosses différences ( $\text{SiO}_2$ , CaO,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Q}+\text{Ab}+\text{Or}$ ,  $\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg}$ ) entre ces formations et les gneiss amygdalaires proprement dits. On voit donc mal comment accepter la filiation proposée par BRIAND entre ces roches au demeurant très dissemblables sur le terrain.

#### b) Les leptynites à andalousite:

Ces roches ont été mises en évidence par BRIAND (1972), dans la vallée du Coulagnet (Baldassé) au voisinage, et, plus précisément, au toit de formations gneissiques stratoïdes auxquelles elles passent de façon ménagée. Il s'agit de roches hololeucocrates, affectées par une foliation et une linéation bien nettes, et dont la composition minéralogique (quartz, feldspath K, albite tardive, muscovite abondante, biotite accessoire) est remarquable par la présence d'andalousite relictuelle. BRIAND a montré l'analogie

---

\* Ces sills représentent probablement des satellites granitiques filoniens du massif de gneiss rubané-oeillé voisin.

<u>Gneiss amygdalaires s.s.</u> (moyenne de 2 analyses)	<u>Gneiss ocellés</u> <u>en boudins</u>	<u>Gneiss</u> <u>rubanés-ocellés</u>
SiO <sub>2</sub> ..... 69.13	..... 72.31	..... 77.56 SiO <sub>2</sub>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 14.80	..... 13.22	..... 12.40 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1.87	..... 0.56	..... 0.99 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
FeO ..... 2.14	..... 1.98	..... 0.36 FeO
MnO ..... 0.08	..... 0.07	..... 0.02 MnO
MgO ..... 1.52	..... 0.43	..... 0.05 MgO
CaO ..... 2.00	..... 1.06	..... 0.78 CaO
Na <sub>2</sub> O ..... 3.22	..... 3.46	..... 2.62 Na <sub>2</sub> O
K <sub>2</sub> O ..... 2.87	..... 5.40	..... 4.92 K <sub>2</sub> O
TiO <sub>2</sub> ..... 0.57	..... 0.43	..... 0.17 TiO <sub>2</sub>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0.07	..... 0.03	..... 0.10 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> ..... 1.09	..... 0.58	..... 0.62 H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> ..... 0.05	..... 0.08	..... 0.05 H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
Q+Ab+Or ..... 77.29	..... 89.35	..... 91.98 Q+Ab+Or
Ca+Fe+Mg ..... 7.52	..... 4.03	..... 2.18 Ca+Fe+Mg

géochimique étroite entre ces leptynites et les granites à andalousite du Mt Pilat, étudiés par RAVIER et CHENEVOY (1966). Considérant qu'une origine anatectique *in situ* était peu probable eu égard au contexte métamorphique, cet auteur a proposé de voir dans ces leptynites le "produit de queue de cristallisation" d'un système granitique intrusif. En accord avec les conclusions de B. BRIAND, nous pensons qu'il s'agit vraisemblablement de métaleucogranites associés aux gneiss "stratoïdes" décrits précédemment. Le contexte structural de ces roches, peu au-dessous du chevauchement du groupe leptyno-amphibolique, mérite d'être noté. On sait, en effet, que les leucogranites sont souvent associés à d'importantes zones de cisaillement crustal. Il n'est donc pas impossible que ces leptynites soient une manifestation magmatique syncinématique, directement liée au charriage du groupe leptyno-amphibolique.

### 3 - LES TRAITES STRUCTURAUX ESSENTIELS DE LA SERIE DU LOT:

#### 3.1 - Introduction:

Comme c'est le cas dans tous les domaines profonds, seule l'approche microtectonique permet d'aborder l'étude structurale de la Série du Lot; ce n'est que dans un second temps que l'on pourra essayer éventuellement de débrouiller l'architecture régionale du bâti étudié. En effet, le caractère généralement polyphasé de la structuration des zones de ce type ne peut être appréhendé qu'à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon, voire même de la lame mince.

#### 3.2 - Travaux antérieurs:

Seules les études récentes ont utilisé l'analyse microstructurale dans cette région (POULAIN, 1971; KORNPORST et POULAIN, 1972; PEYRETTI, 1971; BRIAND, 1972; BRIAND et GAY, 1978). Ces auteurs ont tous reconnu l'évolution polyphasée des "micaschistes à minéraux", mésozonaux.

Cependant, POULAIN (1971) et KORNPORBST et POULAIN (1972) ont cru pouvoir affirmer que les épischistes de la région de St Geniez d'Olt n'avaient pas été affectés par la première phase de déformation reconnue par eux dans les micaschistes. Cette constatation, ajoutée à des considérations — d'ailleurs discutables — sur le métamorphisme, les a conduit à élaborer un schéma polycyclique, selon lequel les épischistes seraient la couverture mono-orogénique discordante d'un socle polyorogénique rétro-morphosé, représenté par les micaschistes mésozonaux. En fait, BRIAND et GAY (1978) ont montré que l'analyse microstructurale de KORNPORBST et POULAIN est erronée, et que leur interprétation ne peut donc plus être retenue.

### 3.3 - Description:

Notre étude nous a conduit à distinguer trois générations de microstructures souples principales. Contrairement à l'ordre généralement adopté, nous décrivons ces microstructures des plus tardives au plus précoces, suivant en cela une démarche qui nous paraît plus naturelle. Il convient d'ailleurs de noter que le découpage en "phases" distinctes, quoique commode, n'a peut être pas toujours nécessairement une signification physique réelle, et qu'il peut s'agir parfois de stades individualisés artificiellement dans une évolution continue.

#### 3.3.1 - Les microstructures de la phase "n+1":

Toutes les roches de la série du Lot sont caractérisées par la présence d'un élément planaire majeur  $S_n$ , dont nous verrons dans ce chapitre la nature composite. Cette surface  $S_n$ , subhorizontale sauf dans la partie la plus occidentale du secteur (rebroussement par le granite d'Entraygues?), est souvent affectée par des crénulations et des plis de type flexural et en chevrons. Le plan axial de ces plis  $P_{n+1}$  est matérialisé, du moins dans les charnières, par une schistosité de crénulation assez peu évoluée dans les schistes et par une schistosité de (pli)-fracture dans les niveaux plus compétents, qui délimitent des microlithons d'épaisseur millimétrique. La schistosité de crénulation correspond parfois à

la limite d'une famille dominante de micro-kinks conjugués.

Les axes de microplis définissent une linéation de direction moyenne WSW-ENE, et ces microstructures sont en général faiblement déversées vers le Nord.

Notons que les déformations imputables à cette phase post-foliale ne sont pas réparties de façon uniforme, mais n'apparaissent qu'assez localement. Elles sont bien développées au Sud de St Geniez d'Olt, et il semble que leur intensité et leur fréquence aillent en diminuant du Sud vers le Nord.

### 3.3.2 - Les microstructures de la phase "n":

Le plissement tardif, décrit ci-dessus, affecte une surface dont la nature tectono-métamorphique est — contrairement aux vues de KORNPROBST et POULAIN — évidente dans l'épizone, comme dans la mésozone. Cette schistosité est en effet le plan axial de nombreux plis, et elle est soulignée par une importante blastèse syn-à tardi-cinématique. Les caractères microstructuraux de cette phase diffèrent sensiblement de ceux de la phase "n+1".

a - Les plis n, surtout visibles lorsqu'ils affectent des lentilles de quartz d'exsudation ou des niveaux compétents (passées quartzitiques, leptynites), sont plus ou moins serrés, souvent sub-isoclinaux et toujours couchés.

Quelle que soit la nature lithologique des roches affectées, les charnières ne sont pas très aiguës, mais plutôt "arrondies". La taille de ces plis est généralement décimétrique à métrique, mais on a aussi rencontré des structures presque hectométriques (région de St Chély d'Aubrac). La direction axiale moyenne est proche de E-W dans le secteur occidental et voisine de NW-SE dans le secteur oriental; le déversement apparent est variable, mais se fait de préférence vers le Nord ou le Nord-Est.

b - Schistosité: La surface axiale de ces plis correspond à l'élément planaire généralisé dans le secteur: cette phase de déformation est donc pénétrative de l'échelle régionale à l'échelle mésoscopique.

L'observation microscopique montre que cette schistosité s'avère être généralement une foliation banale, qui a été considérée comme la schisto-



tosité primaire par BRIAND et GAY (1978). Cependant, dans les lames minces taillées dans les zones de charnières de plis, c'est à une schistosité non pénétrative à l'échelle microscopique ("strain-slip cleavage", plus ou moins évolué) que l'on a affaire. On est donc en présence d'un phénomène de transposition d'une "surface S" antérieure, dont la nature pose un problème important qui sera abordé dans le paragraphe 3.3.3.

c - Les linéations: Les microstructures linéaires attribuables à cet épisode sont de quatre types:

- linéations d'axes de microplis,
- linéations d'intersection,
- linéations minérales,
- linéations d'allongement.

- Linéations d'axes de microplis: Elles sont déterminées par les charnières des plis de toutes dimensions.

- Linéations d'intersection: Elles résultent de l'intersection de la schistosité principale avec la (les) surface (s) antérieure(s). Dans la mésozone, seule une famille de linéations de ce type a pu être reconnue, qui est parallèle aux linéations d'axes de microplis de la même phase. Par contre, dans l'épizone, existe localement une famille supplémentaire, bien distincte (fort "pitch" vers le SW) des axes de microplis synschisteux visibles ("pitch" vers le NE).

Dans les zones de charnières de certains grands plis affectant les leptynites, la déformation peut aboutir à la réalisation locale de tectonites linéaires, dépourvues de schistosité apparente ("pencil gneiss"), à habitus aciculaire des grains de quartz.

- Linéations minérales: Dans les micaschistes à minéraux et les gneiss, la disposition des amas de biotite détermine une linéation parallèle aux axes de plis. Dans les métadiorites quartziques, la même direction est soulignée par l'arrangement préférentiel des cristaux de hornblende.

- Linéations d'allongement: Dans les gneiss ocellés, les sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation montrent parfois un tronçonnement des mégacristaux de feldspaths potassiques. La "streaking lineation" bien visible dans ces roches est donc parallèle à la direction d'allongement de la matière (Photo IV,1). A titre indicatif, signalons qu'un taux d'allongement compris entre 50 et 100% a été obtenu à partir de quelques rares mesures sur les feldspaths tronçonnés. Du fait de la différence de compétence entre les mégacristaux et leur matrice, il s'agit là d'une estimation minimale.

En première approximation, hormis une famille de linéations d'intersection dans les épischistes, la Série du Lot est caractérisée par le sub-parallélisme des différents types de linéations visibles sur la foliation majeure.

d - Les boudins: Au cours de la déformation synschisteuse, les niveaux plus compétents que leur encaissant (quartzite, orthogneiss) ont subi un boudinage, parfois spectaculaire (Berlières: axe N150, photo I,3). D'une façon générale, ces boudins montrent une forte dispersion, et nous n'avons pas pu les utiliser pour déduire une direction d'allongement. Il s'agit de toutes manières d'un phénomène complexe.

### 3.3.3 - La phase "n-1":

Contrairement à ce qu'ont admis KORNPROBST et POULAIN (1972) et BRIAND et GAY (1978), la phase de déformation tangentielle "n", bien exprimée, n'est pas la plus ancienne que l'on puisse reconnaître dans la Série du Lot\*. En effet, plusieurs arguments militent en faveur de l'existence d'un épisode antérieur de déformation synschisteuse:

1 - La schistosité régionale  $S_n$  n'est pas, dans les charnières, une foliation, mais un "strain-slip cleavage". Certains auteurs

---

\* Dans sa thèse (1971), D. POULAIN avait pourtant bien remarqué que, dans la mésozone, ses "plis  $P_1$  déformaient une surface antérieure S, sur la nature de laquelle il n'est généralement pas possible de se prononcer; étant donné la vigueur du plissement, aucune relique de stratification n'est visible". La rencontre d'éléments boudinés à assemblages minéralogiques interprétés comme anciens, avait conduit cet auteur à considérer comme "vraisemblable que S corresponde à une schistosité anté- $P_1$ ".

envisagent l'existence de telles schistosités à l'état primaire (AUTRAN *et al.*, 1974; LAUMONIER et GUITARD, 1978), mais il est communément admis que les schistosités de ce type ne se développent que dans les roches présentant déjà une forte anisotropie planaire (AYRTON et RAMSAY, 1974; COSGROVE, 1976; HOBBS *et al.*, 1976). On pourrait, *a priori*, attribuer à cette anisotropie une origine sédimentaire (pure, ou modifiée par la cristallisation mimétique de phyllosilicates, HOBBS *et al.*, p. 213). En fait, une telle hypothèse ne peut être retenue ici; en effet, la surface contenue dans les microlithons déterminés par le "strain-slip cleavage" est définie, non seulement par l'arrangement des micas, mais aussi par des cristaux de quartz fortement aplatis. Or, une fabrique de forme prononcée des grains de quartz ne peut s'expliquer que par une déformation plastique antérieure (MATTE, 1968; OLESEN, 1971) et, à notre sens, elle démontre la nature tectono-métamorphique de l'élément planaire antérieur à la phase "n".

2 - Cette foliation " $S_{n-1}$ " est "fossilisée" sous forme de schistosité interne plane par des blastes d'albite, eux-mêmes moulés par le strain-slip cleavage  $S_n$  (photos Pl. V & VI).

3 - Dans l'épizone, on note l'existence locale sur les plans de schistosité n, d'une linéation d'intersection à fort "pitch" vers le SW, sans rapport avec les plis synschisteux n décrits précédemment, et qui paraît antérieure à eux (Fig. 4).

4 - La présence de (rares) plis n dans les métadiorites suppose l'existence préalable d'une anisotropie planaire, pour laquelle une origine magmatique semble, en l'occurrence, peu probable.

On peut donc affirmer que la Série du Lot dans son ensemble (épizone et mésozone) a subi une phase synfoliale antérieure à celles reconnues sans ambiguïté jusqu'à présent. Aucune observation ne permet actuellement de soupçonner l'existence d'une autre phase de déformation encore plus précoce: on peut donc considérer que la seule surface antérieure à la foliation  $S_{n-1}$  mise en évidence ci-dessus, est le litage sédimentaire.

Souvent, la déformation de la phase n semble s'être limitée à un simple jeu cisailant de la  $S_n$ ; on peut donc penser que tout comme  $S_n$ , la foliation n-1 avait une attitude subhorizontale.

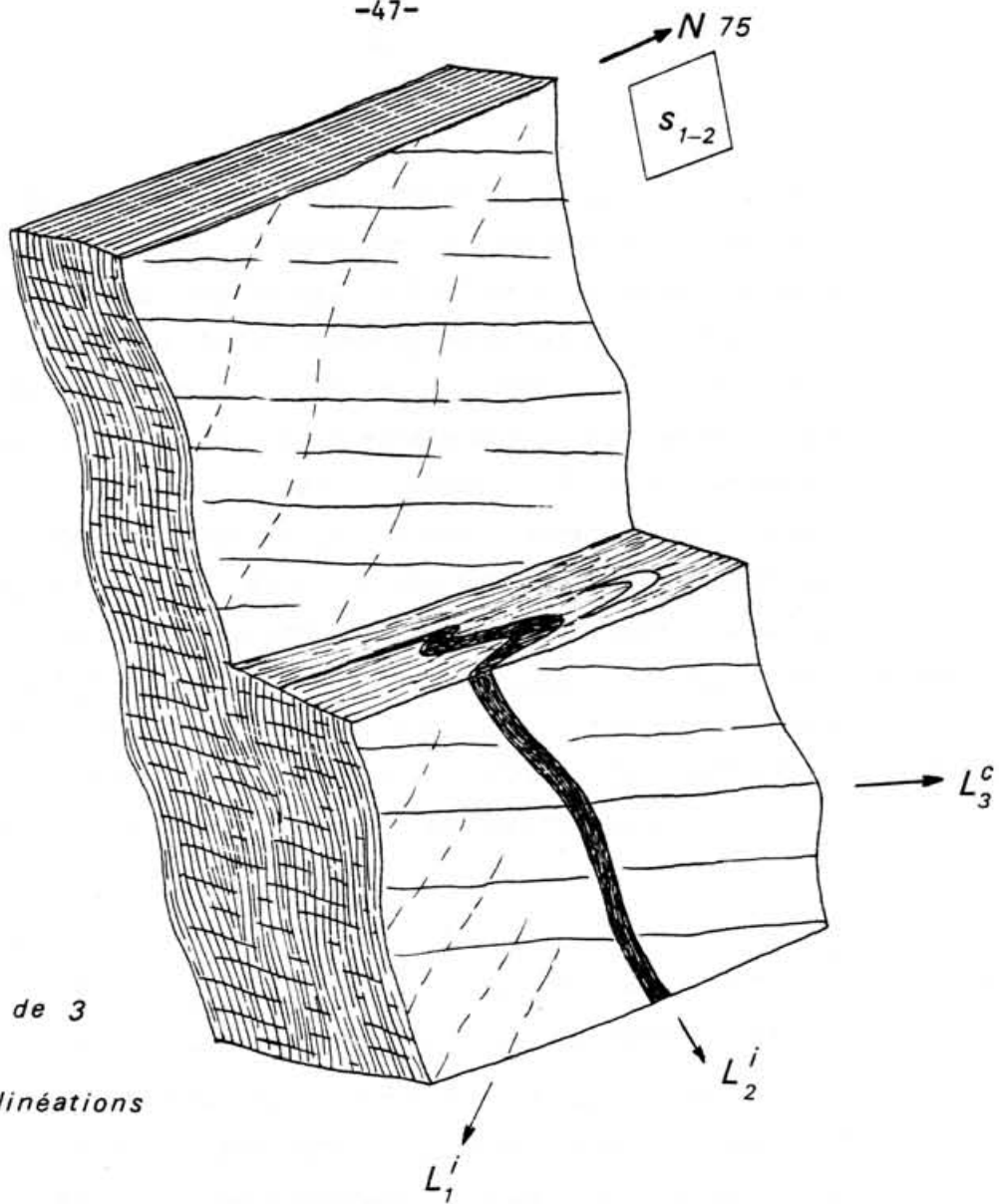


Fig. 4  
Superposition de 3  
générations de linéations  
(Estaing)

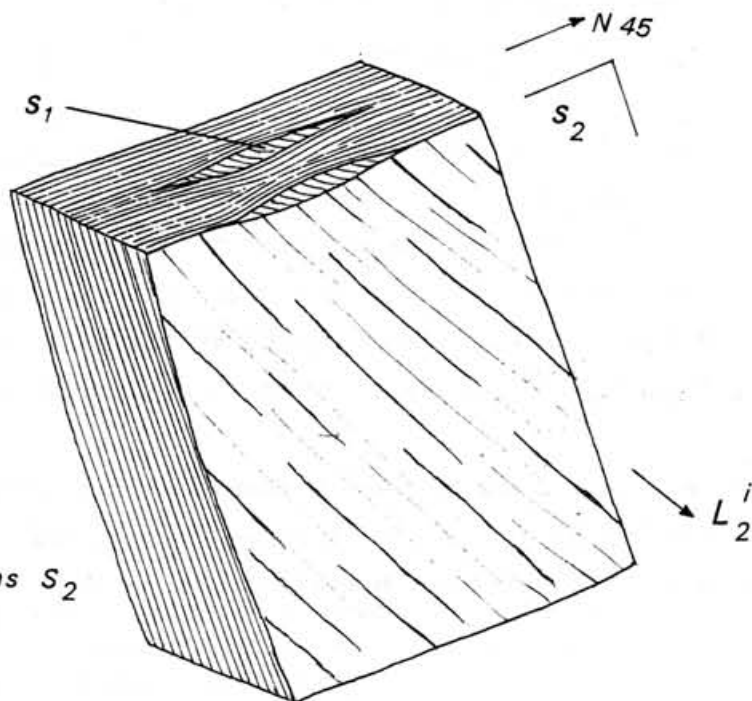


Fig. 5  
Microlithons relictuels  
à S<sub>1</sub> interne boudinés dans S<sub>2</sub>  
(Auriech)

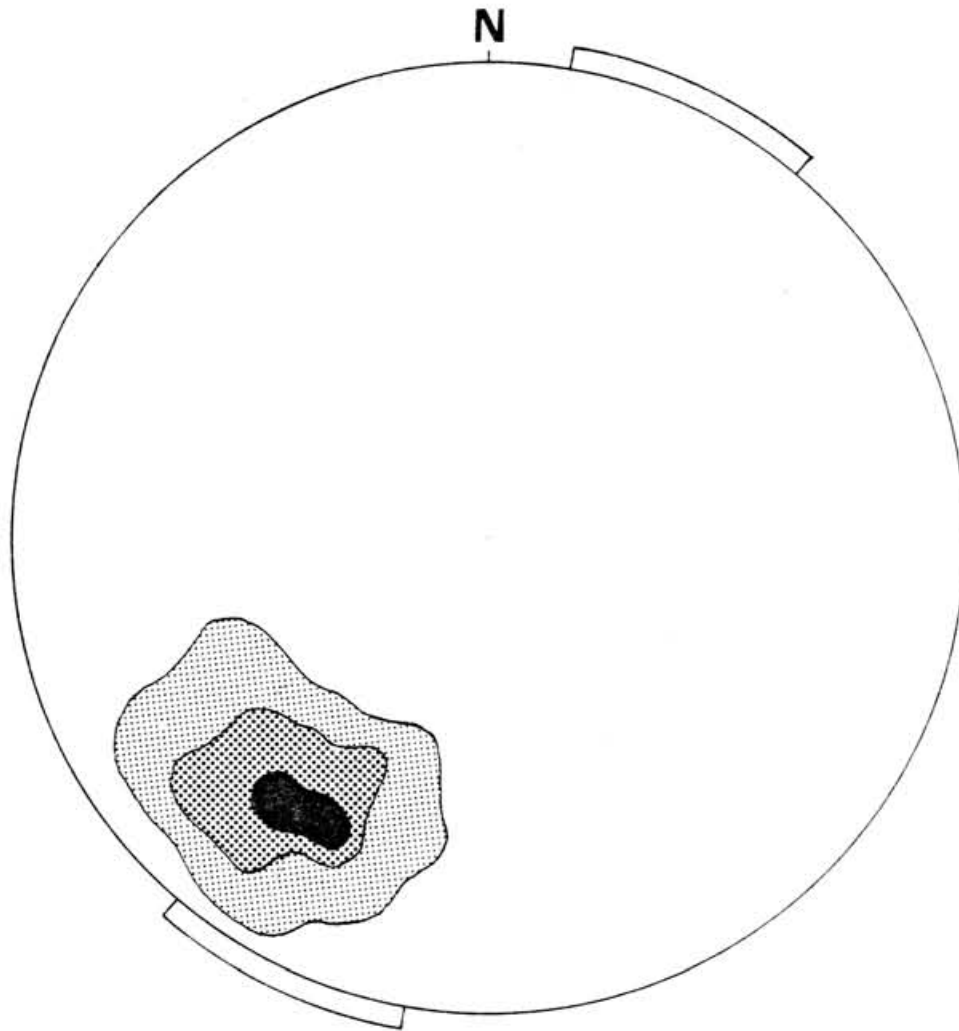


FIG. 6 : Linéations d'intersection 1 - Série du Lot  
22 mesures ; contours : 20 % , 14 % et 5 %  
par % de surface ; maximum : 25 %.

Les deux secteurs en bordure du diagramme  
indiquent les directions de la linéation  
après rabattement autour de la direction  
moyenne du plan de schistosité, N 70.

### 3.4 - Synthèse:

En conclusion, la structuration du domaine schisteux de la vallée du Lot paraît s'être réalisée au cours de trois phases de déformation souple, synschisteuse et synmétamorphique :

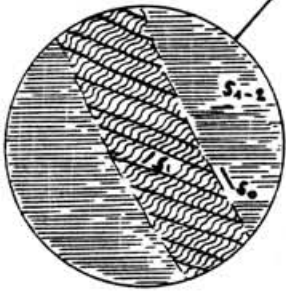
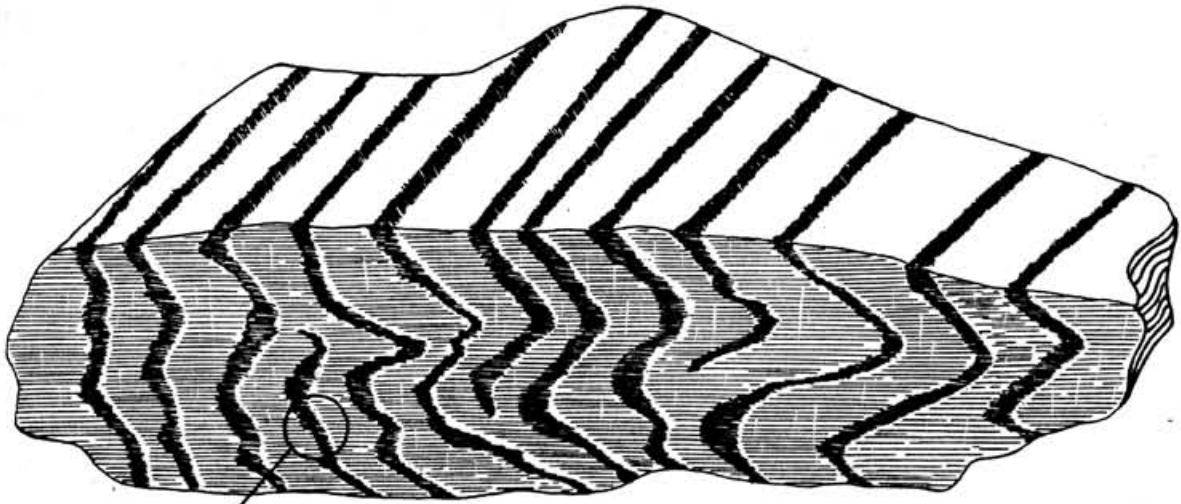
- La phase 1 se traduit par la genèse d'une foliation, probablement horizontale à l'origine. Bien que certains plis puissent appartenir à cet épisode, aucun n'a pu lui être rapporté avec certitude. Par contre, des linéations d'intersection, de direction proche de Nord-Nord-Est (après rabattement) appartiennent probablement à cette phase. Ces linéations sont rares, ce qui suggère que les plis auxquels elles étaient associées devaient être particulièrement aigus et isoclinaux. De plus, elles n'ont été rencontrées que dans l'épizone; leur absence dans les domaines mésozonaux ayant très vraisemblablement pour cause un effacement par la forte recristallisation lors du paroxysme métamorphique, contemporain à tardif par rapport à la phase 2.

Cette phase 1 a réalisé la transposition du litage sédimentaire, avec pour résultat une foliation  $S_0-1$  probablement étendue à tout le niveau structural maintenant accessible à l'observation.

- La phase 2 se manifeste par le rejeu et le replissement tangentiels de la foliation dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières, cette phase est marquée par le développement d'une schistosité secondaire, du type "strain-slip cleavage". Dans les flancs des plis, la fabrique planaire a triple valeur, puisque les trois surfaces  $S_0$ ,  $S_1$  et  $S_2$  sont parallélisées: il s'agit donc d'une foliation composite " $S_0-1-2$ ".

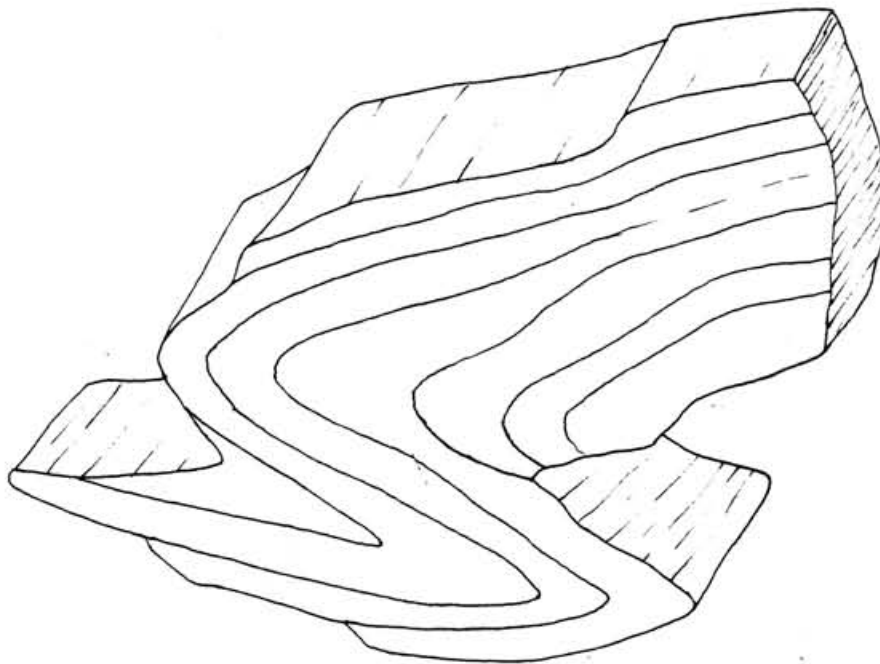
R: Il est facile de concevoir que la superposition de n phases de plis couchés synschisteux aura pour conséquence la réalisation de telles foliations composites horizontales  $S_0-1\dots n$ , et qu'il sera très vite extrêmement difficile de débrouiller l'évolution structurale, en particulier dans les domaines où une forte recristallisation métamorphique survient à un stade avancé du développement tectonique, et oblitère la plupart des indices microstructuraux de l'existence des phases (souvent majeures) précoces.

L'omniprésence, en particulier dans la mésozone, d'une linéation minérale et/ou d'allongement sub-parallèle aux axes de plis de cette phase 2 (direction moyenne WNW-ESE) atteste de l'importance et de la généralité de cet



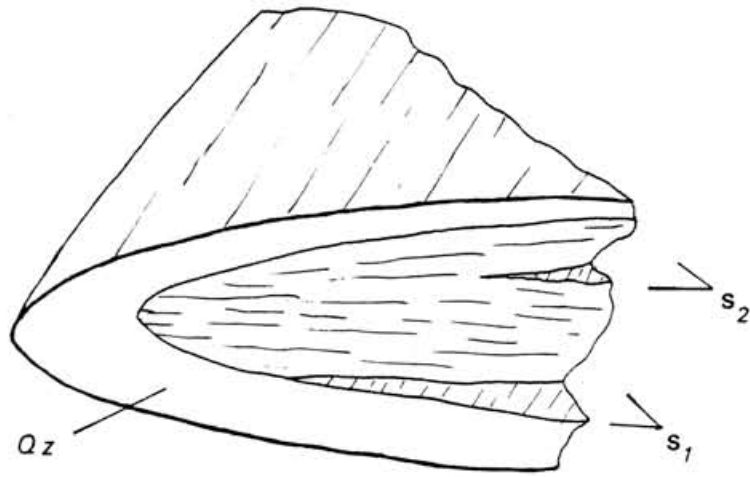
Relations  $S_0-S_1-S_2$

Fig. 7



Pli 2

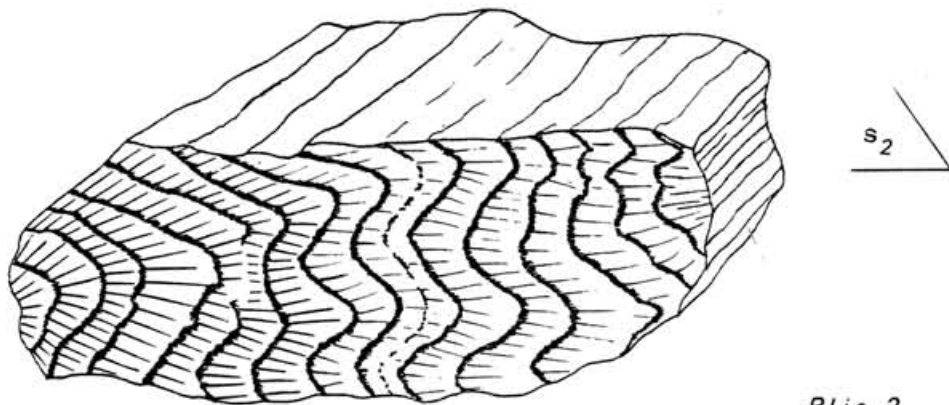
(Bonauberg)



*Charnière 2*

*(Marvejols)*

Fig : 8



*Plis 2*

*(Bonance)*



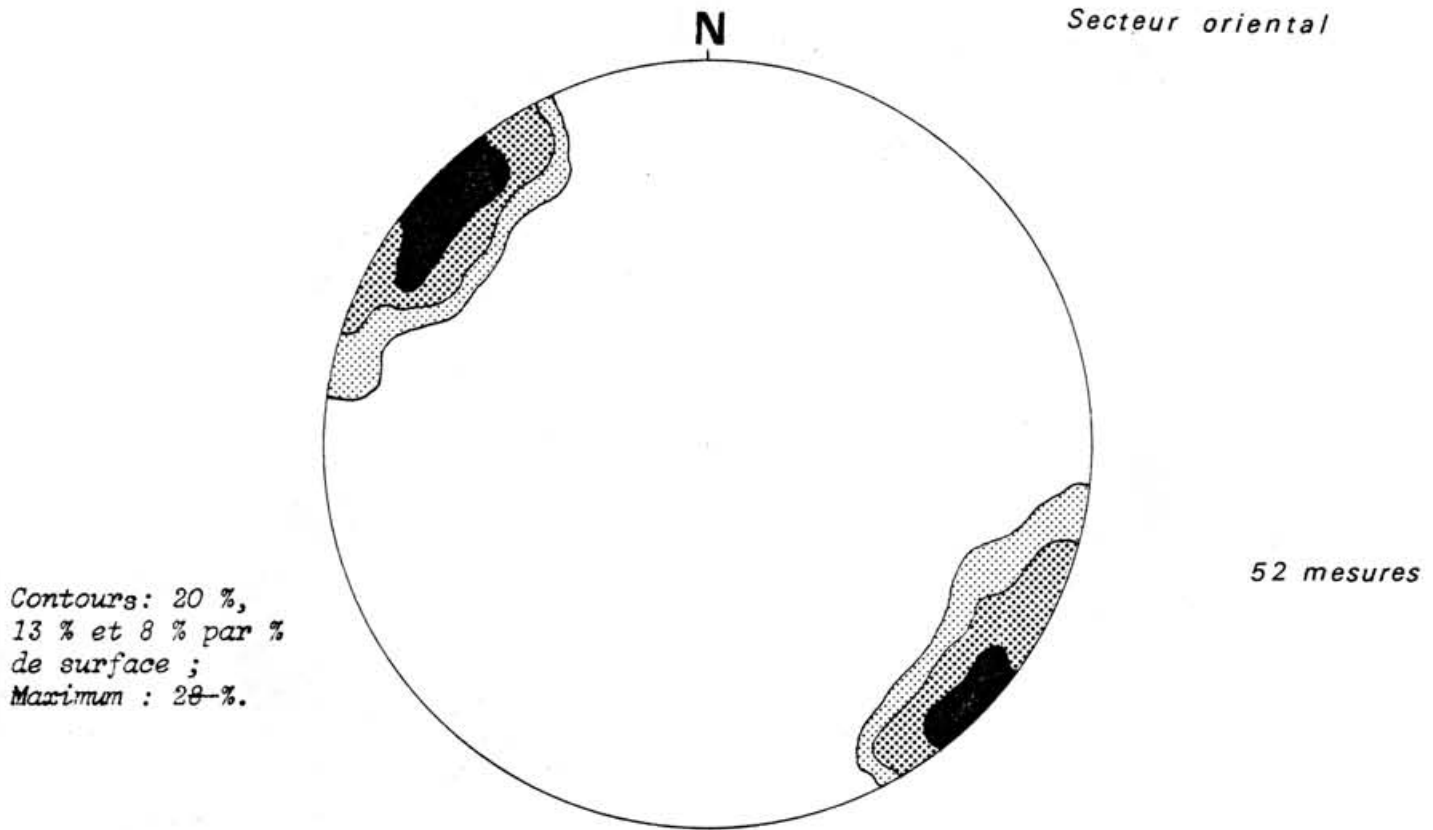


FIG. 9 : Plis et linéations d'intersection de phase 2.

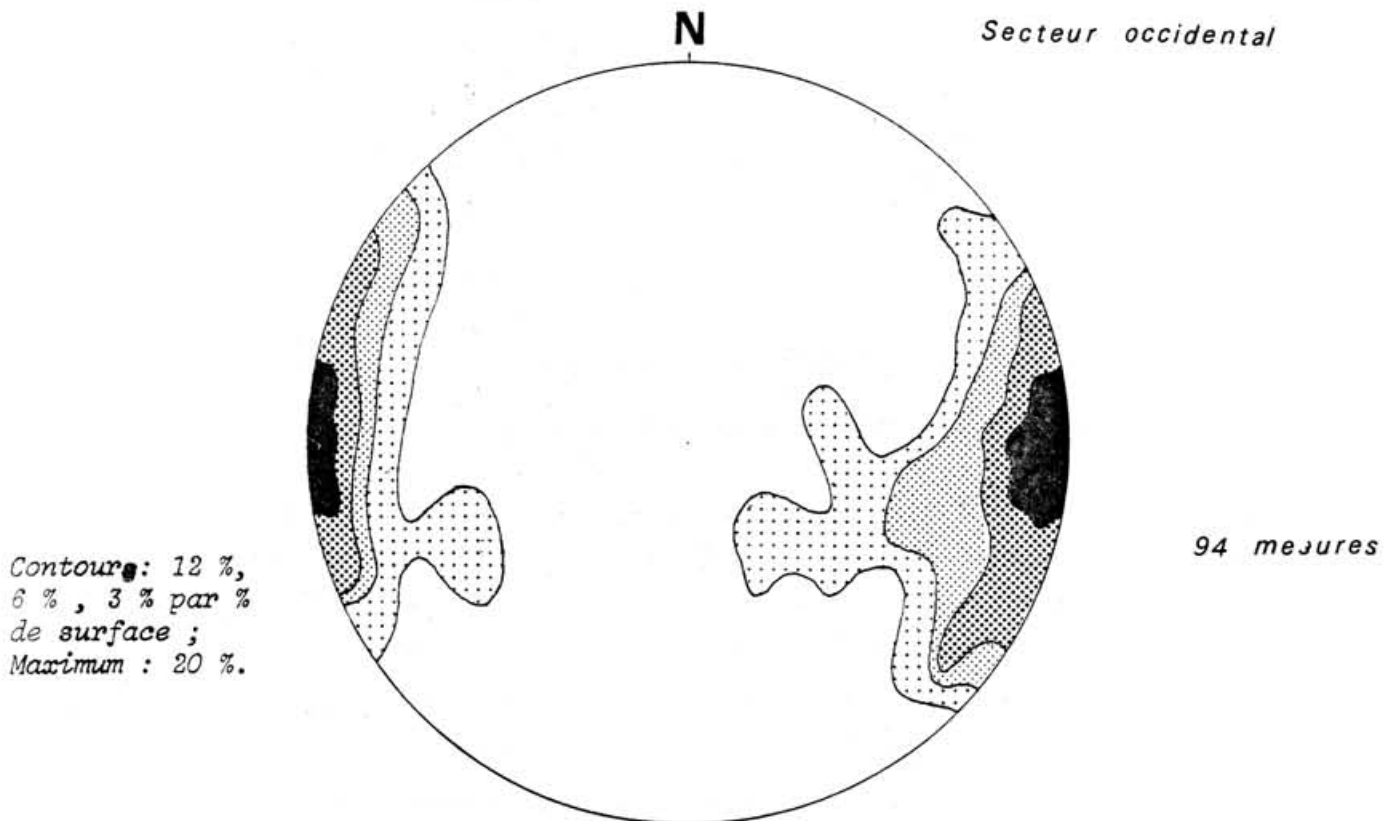


FIG.10 : Plis et linéations d'intersection de phase 2.

N

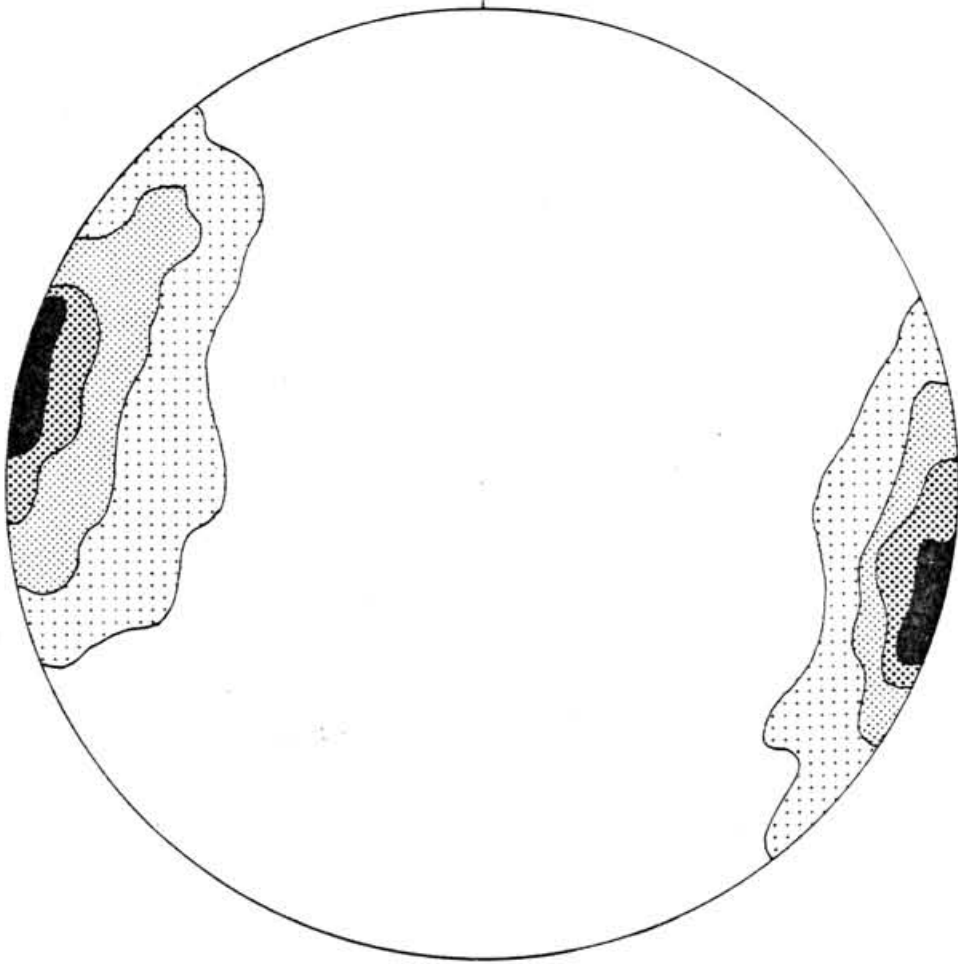


FIG. 11 : Linéations minérales et d'allongement.

177 mesures Contours: 20 %, 10 %, 5 %  
2 % par % de surface.

Maximum : 25 %.

épisode de déformation dans la série du Lot.

- La phase 3 s'oppose aux deux événements tectoniques qui l'ont précédée; en effet, bien qu'il s'agisse encore d'un épisode de déformation souple et synschisteuse, ses caractères essentiels sont ceux d'une tectonique de moins grande profondeur, relevant typiquement des stades tardifs de l'évolution orogénique.

Les plis, généralement en chevrons, sont plus ouverts et ont des plans axiaux redressés; ils ne sont accompagnés que de façon locale par une schistosité, parfois assez fruste, de (pli)-fracture. La présence de réseaux de micro-kink-bands conjugués traduit un contexte de serrage plus ou moins symétrique.

De plus, cette phase n'affecte pas de façon égale l'ensemble de la Série: contrairement aux deux phases tangentielles, elle n'est pas pénétrative à l'échelle régionale, mais n'est bien représentée qu'en certains secteurs, notamment en bordure des Causses.

### 3.5 - Conséquences:

Le fait majeur qui ressort de cette analyse nous paraît être l'existence de deux phases tangentielles synschisteuses superposées, la première de direction mal connue, probablement proche de NNE, la seconde orientée WNW à NW.

Le domaine épizonal a subi les mêmes phases de déformation que les mica-schistes du faciès amphibolite. On ne peut donc pas accorder au contact de ces deux ensembles une signification stratigraphique (discordance); il s'agit, plus probablement, d'une simple limite zonéographique.

D'un point de vue local, la présence de deux phases intenses non homoaxiales, mais à schistosités confondues, peut fournir une explication partielle à la dispersion des axes de boudins. En effet non seulement les boudins résultent des effets des deux phases, mais encore, les boudins de la phase 1 ont pu être affectés par la déformation contemporaine de la phase 2. De même, on ne peut envisager le problème de la signification des linéations d'allongement rencontrées dans les gneiss qu'en tenant compte de l'existen-

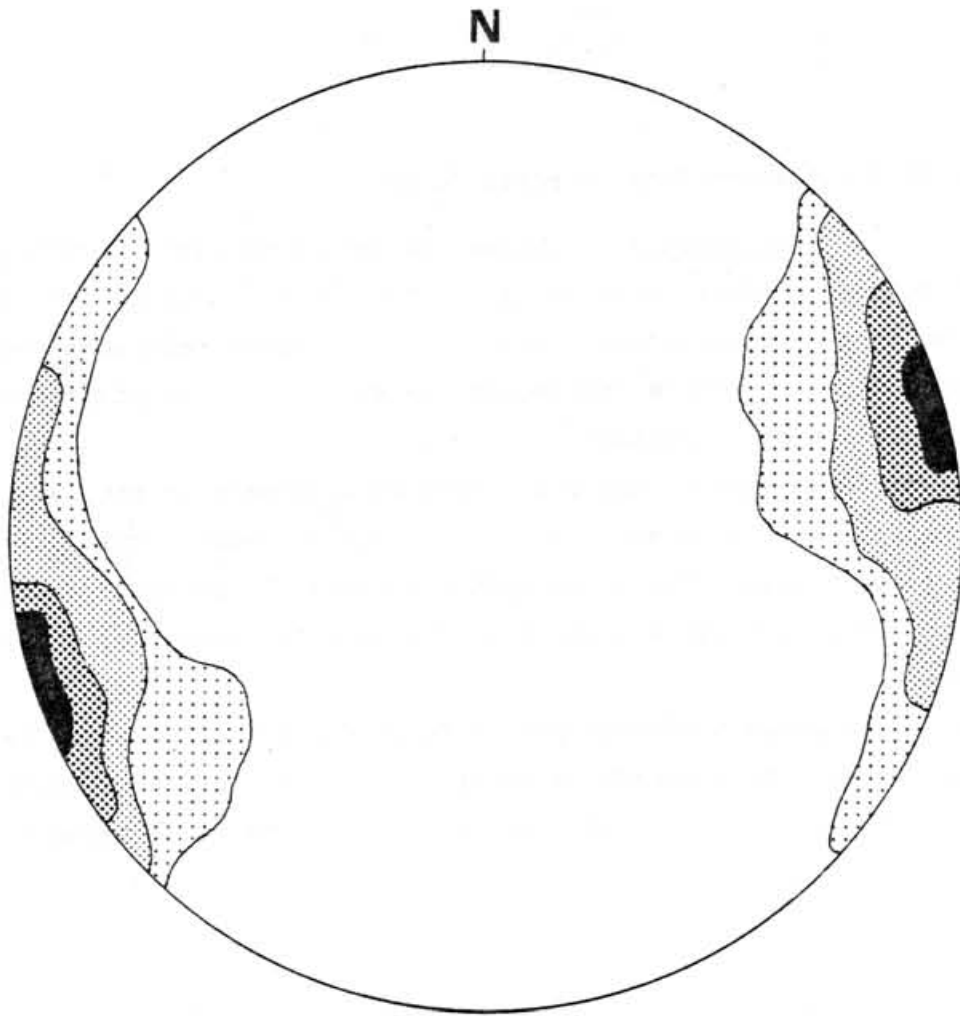


FIG. 12 : Plis et crénelations de phase 3.  
97 mesures : Contours : 15 %, 10 %  
4 % et 2 % par % de surface.  
Maximum : 20 %.

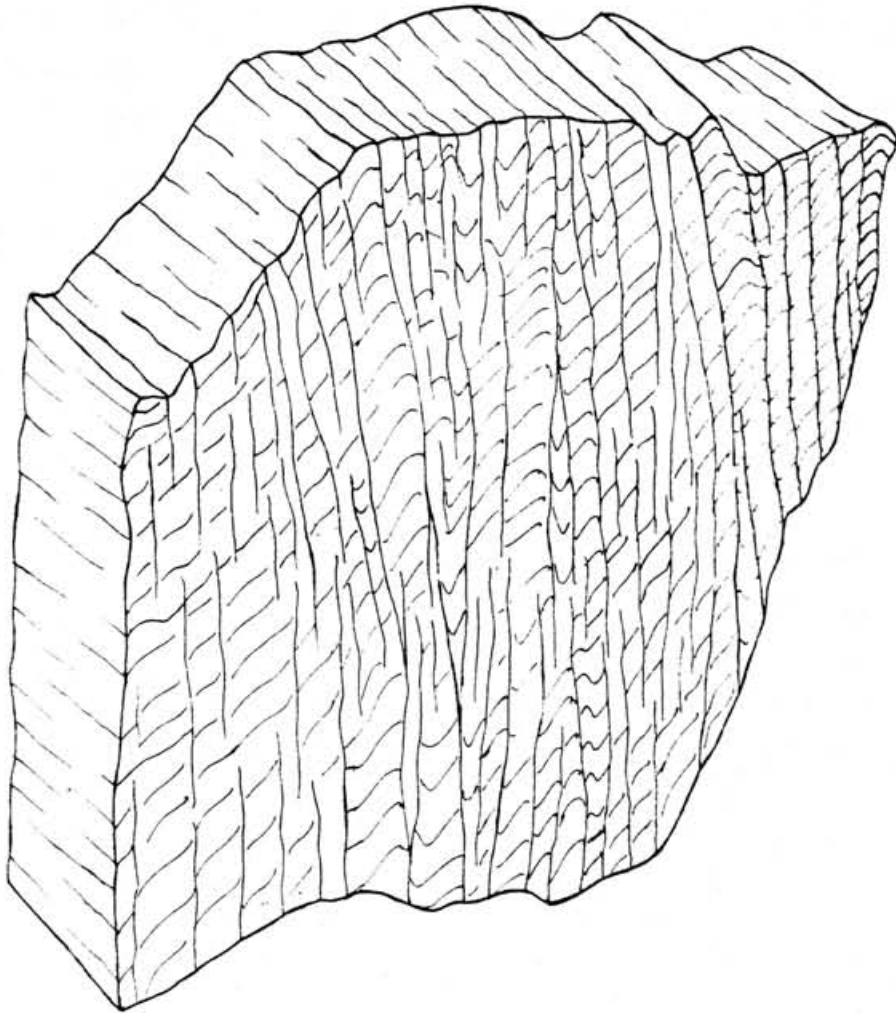


Fig : 13 *Schistosité de fracture*

*de phase 3*

*(St Geniez d'Olt)*

$D_1$	$D_2$	$D_3$
Déformation ubiquiste	Déformation ubiquiste	Déformation locale
<p><math>S_1</math> : Schistosité de flux ou foliation probablement subhorizontale à l'origine.</p>	<p><math>S_{1-2}</math> : Rejeu de <math>S_1</math> et genèse d'une schistosité <math>S_2</math> de type "strain-slip cleavage" transposant souvent <math>S_{0-1}</math>. Attitude subhorizontale.</p>	<p><math>S_3</math> : Schistosité de crénulation ou de (pli)-fracture, à fort pendage vers le Sud.</p>
<p><math>P_1</math> : Pas observés de façon sûre; probablement isoclinaux; déversement inconnu.</p>	<p><math>P_2</math> : Plis couchés, plus ou moins serrés, à charnières plus ou moins arrondies; direction moyenne E-W (Secteur Ouest) à WNW-ESE (Secteur Est); déversement apparent préférentiel vers le Nord.</p>	<p><math>P_3</math> : Plis en chevrons, crénulations, kinks conjugués; direction WSW-ENE. Faible déversement vers le Nord.</p>
<p><math>L_1</math> : Linéation d'intersection <math>S_0/S_1</math> direction moyenne NNE après rabattement.</p>	<p><math>L_2</math> : L d'intersection, L minérale et L d'allongement subconfondues, direction E-W à WNW-ESE.</p>	<p><math>L_3</math> : Crénulations.</p>

TABEAU 1 Tableau récapitulatif des microstructures de la Série du lot

ce de ces deux phases à schistosités plates: en effet, la présence d'une fabrique de forme préalable lors de la phase 2 a pu modifier notablement les caractères de l'ellipsoïde de déformation finie et l'amener dans le domaine de la constriction apparente (*cf.* RAMSAY et WOOD, 1973), et l'allongement apparent résultant peut donc ne pas refléter forcément l'allongement vrai (MATTE, comm. orale).

Enfin, dans la mesure où la superposition des deux schistosités n'est visible que très localement, on peut prévoir qu'il sera délicat de distinguer les roches affectées par les deux phases majeures (granites anté-tectoniques orthogneissifiés, par exemple) de celles qui ont subi la seule deuxième phase (telles que des granites précoces synchronématiques *s.l.*, mis en place à l'interphase 1-2).

D'un point de vue général, on peut conclure que la Série du Lot a une évolution structurale comparable à celle des régions plus méridionales du Rouergue (MATTE et NICOLLET, 1976), des Cévennes (ARTHAUD *et al.*, 1969; ARTHAUD et MATTE, 1974) et de l'Albigeois (GAHREMANLOU, 1973; DELPONT, 1974) ainsi qu'à celle de son prolongement occidental au-delà du granite d'Entraygues (BURG et MATTE, 1977).





#### 4 - LES PRINCIPAUX CARACTERES DU METAMORPHISME REGIONAL DE LA SERIE DU LOT:

##### 4.1 - Considérations générales et travaux antérieurs:

Du fait de l'optique principalement pétrologique des études précédentes, c'est au sujet du métamorphisme de la série du Lot que l'on dispose du plus grand nombre de renseignements. De ces données, complétées par des observations personnelles, nous essaierons de dégager les caractères essentiels de l'évolution métamorphique de cet ensemble.

Depuis M. ROQUES (1941), on distingue des "micaschistes inférieurs", mésozonaux, et des "micaschistes supérieurs" (épischistes). Le problème de la signification et des relations de ces deux zones a été abordé par D. POULAIN (1971) dans la région de St Geniez. Dans ce secteur, KORNPORBST et POULAIN, (1972) ont conclu que les épischistes et les "micaschistes à minéraux" n'avaient pas été métamorphisés lors du même événement orogénique: sur un socle ancien anté-hercynien, métamorphisé dans le faciès amphibolite (et dérivant peut être d'un bâti granulitique antérieur) se serait déposée une couverture discordante; plus tard, un épisode hercynien(?) de recristallisation dans les conditions du faciès schistes verts aurait assuré:

- le métamorphisme prograde de la série de la couverture,
- la rétro-morphose de certains domaines du socle mésozonal.

Plus à l'Est, à l'écart des affleurements d'épischistes PEYRETTI (1971) et BRIAND (1972,1973) ont eux aussi reconnu l'existence d'une diaphthorèse locale, manifestée par des paragenèses "atypiques" à albite-chlorite-muscovite. Récemment, BRIAND et GAY (1978) ont rejeté l'hypothèse polycyclique. Pour eux, aucune continuité stratigraphique majeure ne sépare le domaine épizonal du domaine mésozonal; ces deux ensembles apparaissent comme des niveaux d'une série homogène, ayant subi un même métamorphisme d'intensité variable.

4.2 - Distribution des zones de métamorphisme. Evolution dans l'espace:

L'étude de BRIAND et GAY (1978) et nos observations microtectoniques (§3) ont montré que les épischistes et les micaschistes à minéraux avaient subi la même évolution structurale, et qu'il n'y a donc pas lieu de considérer leur limite comme une discordance. Aussi, rien ne s'oppose à considérer la série du Lot dans son ensemble comme un exemple de métamorphisme régional progressif.

On peut par conséquent essayer d'aller au-delà de la simple distinction faciès schistes verts - faciès amphibolite, en délimitant un certain nombre de zones de métamorphisme croissant, à partir des assemblages minéralogiques présents dans les roches de la séquence pélitique.

Un tel travail a été réalisé par BRIAND (1972) dans la région de Marvejols. LEYRELOUP et coll. ont entrepris le même type d'étude à une échelle plus grande, et c'est sur leurs résultats préliminaires que sont basées les considérations qui suivent.

Cinq zones semblent pouvoir être distinguées, en fonction de l'apparition d'un minéral index caractéristiques (Fig 14) :

- la zone à chlorite-muscovite,
- la zone de la biotite,
- la zone du grenat,
- la zone de la staurotide et de l'andalousite,
- la zone de la sillimanite (?).

Le caractère accidentel des apparitions du disthène, dans cette série pourtant très alumineuse, n'a pas permis la définition d'une zone du disthène s.s.. Ce problème sera évoqué plus loin.

Le parallélisme grossier de la trace cartographique des limites de ces zones avec celle de la foliation permet raisonnablement de penser que les surfaces isogrades ne s'écartent pas notablement du plan de la foliation régionale.

La distribution de ces zones (encore définies de façon très approximative) montre un accroissement des conditions de métamorphisme du Sud-Ouest vers le Nord-Est, avec une grande extension de la zone à staurotide.

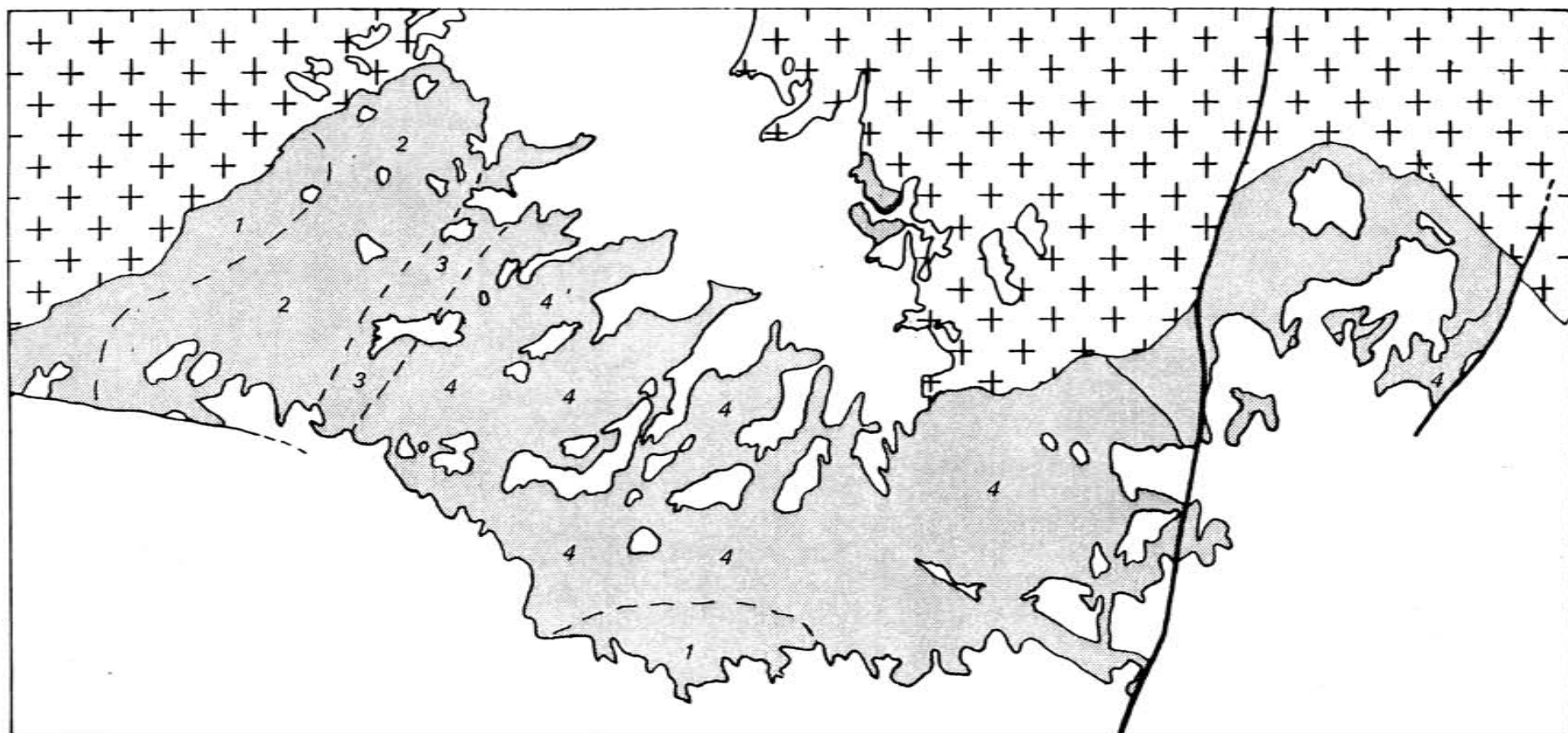


FIG. 14 : Carte schématique provisoire des zones d'isométamorphisme.

1 - chlorite-muscovite ; 2 - biotite ; 3 - grenat ; 4 - staurotide-andalousite.

Remarque : Dans la région de St Genez, le passage brut des schistes épizonaux aux micaschistes de faciès amphibolite implique la présence d'accidents tardifs.

#### 4.3 - Relations avec les phases de déformation. Evolution du métamorphisme dans le temps:

Le "climat" métamorphique a non seulement varié selon les endroits mais il a aussi évolué, en un même lieu, au cours du développement métamorphique. L'étude pétrostructurale permet, grâce à l'utilisation des critères classiques des relations blastèse-déformation (JONHSON, 1963; ZWART, 1960; SPRY, 1969, etc...), de préciser cette évolution par rapport aux différentes phases de déformation reconnues en lames minces. Il convient cependant de manier avec prudence cette méthode d'analyse, car les figures observées sont souvent d'interprétation équivoque (voir par exemple VERNON, 1978).

De plus, l'utilisation des phases tectoniques\* comme repères chronologiques ne doit pas cacher que ces "épisodes" structuraux ont pu avoir un développement diachronique à l'échelle régionale : un minéral, syntectonique ici, a pu croître post-tectoniquement ailleurs. Les conclusions tirées de cette étude ne peuvent donc avoir qu'une portée assez ponctuelle.

On peut cependant dresser un tableau synthétique très schématique, illustrant les principales périodes de croissance des espèces minérales essentielles, dans les roches de la séquence pélitique (Tableau 2).

L'examen de ce tableau appelle les commentaires suivants:

Le mica blanc et la chlorite ont cristallisé tout au long de l'évolution structurale. Ces deux phyllosilicates définissent en effet la foliation 1-2 (seuls, ou accompagnés par la biotite), mais on peut aussi observer des individus très tardifs (arcs polygonaux sur charnières de plis de phase 3, ou chlorites rétro-morphiques, par exemple);

L'albite est précoce par rapport à la phase 2. En effet, hormis quelques blastes à inclusions sigmoïdes, synchrones de la phase 2, ses cristaux sont moulés par  $S_2$  (avec, parfois, "pressure solution" probable) et ils contiennent une  $S_z$  discordante par rapport à  $S_e$ . Le plus souvent, cette  $S_z$  est plane, et elle présente les caractères d'une foliation (grains de quartz aplatis); cependant, dans quelques cas, les blastes ont "fossilisé" des plis plus ou moins serrés, affectant des traînées graphiteuses (?) qui pourraient représenter  $S_0$ .

---

\* Au sens utilisé par Arthaud (1970): appartiennent à une même "phase" les structures apparues au même stade de l'évolution tectonique.

		<i>Phase 1</i>		<i>Phase 2</i>		<i>Phase 3</i>	
EPISCHISTES	Chlorite						
	Mica blanc						
	Albite						
	Biotite						
MESOZONE	Chlorite						
	Mica blanc						
	Plagio						
	Albite						
	Biotite						
	Grenat						
	Staurotide						
	Andalousite						
	Disthène						
	Sillimanite						
	Cordiérite						

Tableau 2 : Périodes de croissance présumées des principales espèces minérales de la Série du Lot, par rapport aux phases de déformation souple (d'après les données de POULAIN (1971), BRIAND et GAY (1978) et des observations personnelles).



On peut donc penser que l'albite est syn- à tardi - cinématique par rapport à la première phase de déformation synschisteuse.

Il semble en être de même pour de grosses biotites (et/ou oxychlorites ferrifères ?, LEYRELOUP, comm. orale), qui déterminent de très belles cristallisations en zones abritées de quartz. Cependant, lorsque  $S_1$  et  $S_2$  peuvent être distinguées, le développement de la biotite est essentiellement guidé par  $S_2$ . On peut d'ailleurs observer parfois de gros blastes hélicitiques, contenant  $S_1$  en inclusion (photos pl. VI-VIII).

Le grenat est le plus souvent moulé par la foliation  $S_{1-2}$ ; il peut alors avoir déterminé des zones abritées que matérialisent de belles "queues" de quartz, parfois replissées par la phase 3. Dans certains cas, il contient une schistosité interne discordante par rapport à la schistosité externe. On peut donc considérer qu'il a cristallisé essentiellement lors de l'interphase 1-2.

Cependant, il existe aussi de petits grenats postérieurs à la phase 2; ces individus, ainsi que de beaux exemples de surcroissance, témoignent d'un stade de blastèse tardif du grenat.

La staurotide est nettement postérieure au grenat I, qu'elle moule ou contient parfois en inclusion, et dont elle englobe les "pressure shadows". Elle apparaît pour partie contemporaine de la phase 2 ( $S_2$  plissée, mais se raccordant à  $S_e$ ); cependant, la plupart des blastes de staurotide sont tardifs par rapport à cette phase, comme le montre leur superposition statique sur la foliation ( $S_e$  non perturbée à la périphérie des blastes, et parallèle à  $S_2$ ). Dans tous les cas, la staurotide est antérieure aux crénulations de phase 3, vis-à-vis desquelles elle joue le rôle d'objet "dur".

L'andalousite semble, quant à elle, pour partie contemporaine de la staurotide (cristaux accolés, déjà signalés par POULAIN et BRIAND et GAY), et pour partie tardive, puisque certaines plages scellent des crénulations de phase 3 plus ou moins développées. En outre, il existe de l'andalousite de contact dans l'auréole du granite d'Entraygues.

Le disthène est manifestement antérieur à la phase 3 (certaines tablettes montrant des microkinks perpendiculaires à la foliation 1-2), et relativement précoce par rapport à la phase 2; en effet, il est générale-

ment moulé par la foliation, et parfois fracturé et tronçonné. Il est donc au moins antérieur aux (derniers) rejeux tangentiels de  $S_{1-2}$  ce qui serait compatible avec l'existence d'intercroissances disthène-staurotide signalées par POULAIN (1971) et BRIAND et GAY (1978).

La cristallisation de la sillimanite n'est pas facile à "caler" chronologiquement. Pour notre part, nous n'avons pas observé ce minéral; des placages blanchâtres nacrés, fibreux, très semblables macroscopiquement à de la fibrolite existent au sommet de la série du Lot; cependant un diffractogramme de rayons X\* a montré que ces placages étaient constitués de muscovite, chlorite et kaolinite, et ne contenaient pas (ou plus?) de sillimanite (ni de pyrophyllite).

D'après POULAIN (1971) et BRIAND et GAY (1978), une partie de la sillimanite serait "antérieure aux structures les plus anciennes", ce qui pose un problème ardu, que nous n'avons pas résolu. Une autre génération, tardive par rapport à l'andalousite synchrone de la staurotide, peut s'interpréter aisément en termes d'évolution prograde liée à l'augmentation de la température.

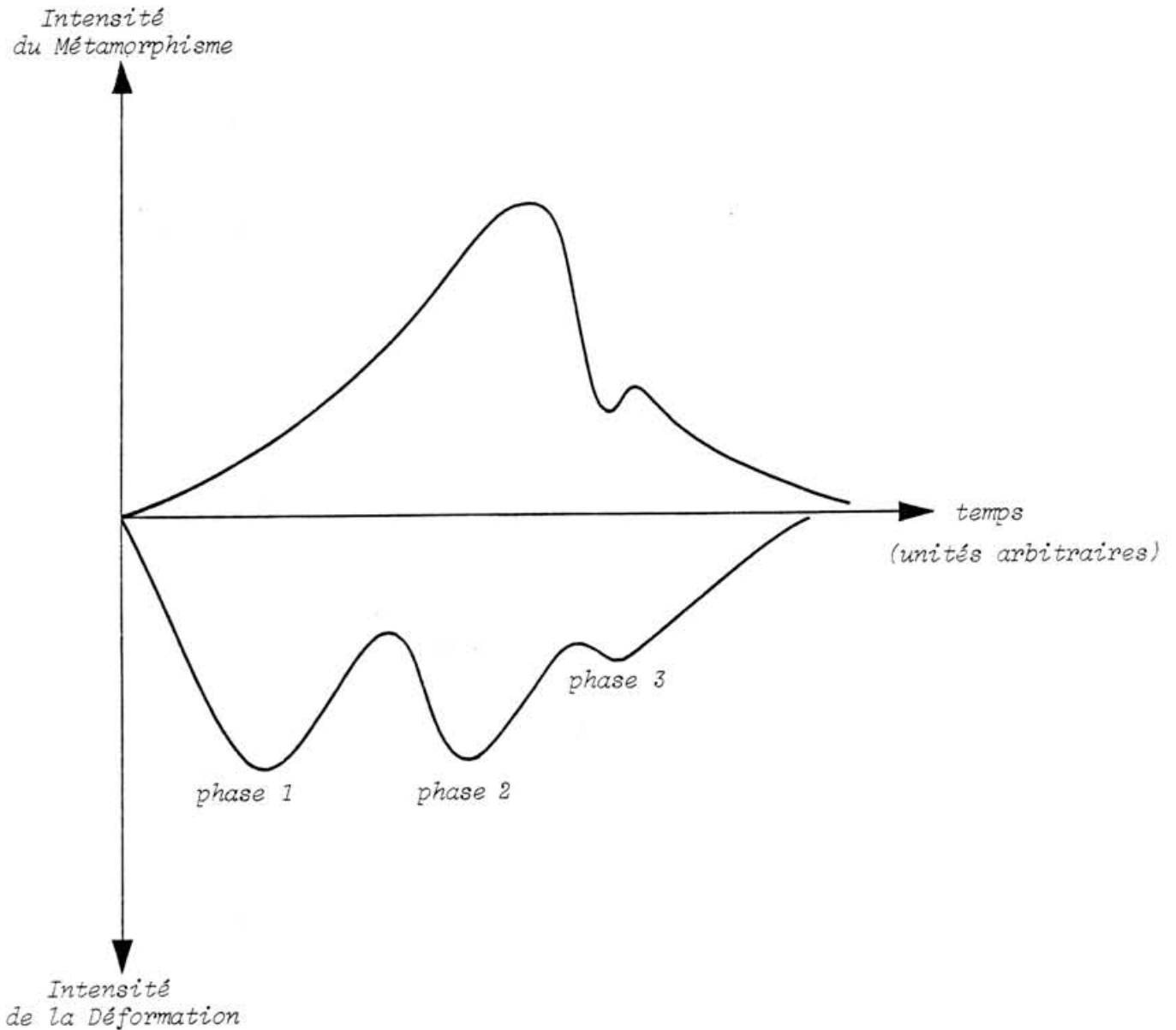
Enfin, on notera que POULAIN (1971) et BRIAND et GAY (1978) signalent la cristallisation tardive, "sans aucun doute postérieure à celle de la staurotide" (POULAIN) et à celle de l'andalousite (BRIAND et GAY), de cordiérite, que nous avons aussi rencontrée.

Sur un plan général, on constate que la culmination métamorphique est tardi-cinématique par rapport à la deuxième phase de déformation souple.

---

\* Je remercie Mr MERCADIER et M. PERISSOL, grâce à qui cette analyse a été réalisée.





4.4 - Remarque au sujet des "assemblages relictuels granulitiques"

de KORNPORBST et POULAIN:

Dans sa thèse, D. POULAIN, mentionne l'existence très sporadique d'amphibolites à grenat et Cpx. Frappée par le mode d'affleurement "en boules" et par l'association paragenétique grenat-Cpx, supposée antérieure à la cristallisation mésozonale, cet auteur suggère que ces roches "ont pu cristalliser dans le faciès granulitique de HP" (cf. de WAARD, 1967). De même, KORNPORBST et POULAIN (1972) considèrent qu'il s'agit de "reliques d'une série hautement métamorphique" appartenant à un socle préexistant, et posent la question de savoir si l'ensemble de la série micaschisteuse

actuelle dérive, par rétro-morphose et hydratation, d'éléments granulitiques profonds, ou si les micaschistes ont été couverture de ce socle éventuel avant la tectogenèse.

En fait, ces deux hypothèses nous paraissent peu vraisemblables:

1° on a vu que l'étude microtectonique infirmait toute différence sensible d'évolution structurale pour les épischistes et les micaschistes, et qu'elle interdisait donc de placer une discordance majeure entre eux.

2° de même, il n'est pas nécessaire de rapporter à un vieil épisode granulitique les assemblages Cpx-Gr car ceux-ci apparaissent en l'occurrence, dans des roches appartenant à la séquence carbonatée ("skarns", s.l.).

Ainsi, BRIAND et GAY (1978) notent que le grenat, très calcique (35.5 à 45.5% de grossulaire-andradite), s'éloigne sensiblement de la composition pyrope-almandin requise pour que le couple Cpx-Gr traduise des conditions de formation réellement granulitiques. De plus, ces auteurs considèrent comme "douteuse" la contemporanéité du grenat et du Cpx. Il est donc probable que la paragenèse en question n'est pas en déséquilibre avec son encaissant mésozonal, et qu'on ne doit pas envisager une origine rétro-morphique pour les micaschistes à minéraux de la Série du Lot.

#### 4.5 - Type du métamorphisme:

La caractérisation des métamorphismes selon leurs types P/T telle qu'elle a été définie par MIYASHIRO (1961, 1973) présente un grand intérêt géodynamique, et elle a été largement utilisée (HIETANEN, 1967; ZWART, 1967; DEN TEX, 1968; RICHARDSON, 1970; etc...).

Dans le Massif central, il est classiquement admis (CHENEVOY et RAVIER, 1972) que le métamorphisme de "l'ensemble ruthéno-limousin" est de type "barrovien" (Série de faciès de rapport P/T intermédiaire), et les travaux de PEYRETTI (1971), BRIAND (1972) et BRIAND et GAY (1978) n'ont pas modifié ce schéma en ce qui concerne la Série du Lot.

Quelques remarques s'imposent cependant dans le cas de la région étudiée:

Le métamorphisme a été attribué à la série de faciès de moyenne pression en considérant l'ensemble des métamorphites, y compris les formations à dominante gneissique, riches en disthène et sillimanite (BRIAND, 1972), qui surmontent dans la région de Marvejols la Série du Lot proprement dite. Or, comme nous le montrerons (Chap. III), une discontinuité structurale fondamentale à l'échelle régionale sépare ces deux termes. Il convient donc de distinguer *a priori* le métamorphisme de chacune des deux séries. On se rend compte alors que la présence de disthène dans le "domaine micaschisteux de la vallée du Lot" n'est pas très répandue et que ce minéral ne permet pas, semble-t-il, de définir une zone d'isométamorphisme, comme l'avait d'ailleurs déjà noté POULAIN (1971) dans la région de St Geniez.

De plus il n'existe pas, ici, de zone à disthène seul, dans laquelle la staurotide ne serait plus stable, contrairement au cas du métamorphisme barrovien classique.

Si l'on rapproche ce fait de la relative fréquence de l'andalousite (pénécontemporaine de la staurotide), on peut avancer que le métamorphisme des micaschistes de la Série du Lot serait plus proche du type "intermédiaire de basse pression" que du type barrovien proprement dit. Le type de métamorphisme serait donc très voisin de celui étudié dans le segment hercynien de Galice orientale par R. CAPDEVILA (1968, 1969).

Les considérations qui précèdent ne s'appliquent pas à l'intégralité de la Série du Lot. En effet, dans le secteur situé à l'Ouest de Chirac (PEYRETTI, 1971) et dans la vallée du Coulagnet (BRIAND, 1972), une mince zone à staurotide et disthène bien développé existe immédiatement au-dessous de la base du groupe leptyno-amphibolique. L'andalousite n'a pas été signalée dans ce secteur.

On peut donc supposer qu'à cet endroit, la forme stable de  $Al_2SiO_5$  était la disthène, c'est à dire que le gradient métamorphique était légèrement plus faible que dans le reste de la série (une différence minime étant suffisante ...)

Cette situation rappelle également la Galice nord-orientale, où les suites de subfaciès de plus haute pression —à disthène— sont localisées à des

zones étroites, "au contact de régions géologiquement très différentes" (CAPDEVILA, 1968, p. 1927), se raccordant par un empilement de plis couchés (MATTE, 1968).

La différence de type métamorphique se situant au niveau du rapport P/T, on peut évidemment envisager des anomalies thermiques ou/et des anomalies concernant P. Deux hypothèses tenant compte du contexte structural très particulier de cette bande à disthène, juste au-dessous d'un important charriage (cf. Chap. III) nous paraissent théoriquement envisageables; l'une privilégie le rôle de la température, l'autre celui de la pression lithostatique:

1) Tous les modèles de régime thermique élaborés pour les zones de charriage profond (BIRD, *et al.* 1975; LE FORT, 1975, 1976; GRAHAM, et ENGLAND, 1976; TOKSÖZ et BIRD, 1977; *etc...*) ont mis l'accent sur l'existence d'un stade transitoire marqué par une importante dépression des isogéothermes sous le plan de cisaillement (fig. 15). Cette invagination rendrait compte de la zonation métamorphique inverse de l'unité sous-charriée. Ce modèle permet aussi de prévoir des variations spatiales notables du type moyen de métamorphisme: en effet, les isothermes dessinent une sorte de "pli semblable"; leur espacement — c'est à dire le gradient géothermique — varie donc rapidement (segments A et B de la figure 15). Ainsi, on constate que les parties distales de la zone chevauchée auront des isogéothermes plus espacés, donc un type métamorphique de plus haute pression que les parties frontales.

Dans notre cas, retenir cette hypothèse impliquerait que la trace topographique (limite d'érosion actuelle) du charriage observée dans la région de Marvejols est située assez en retrait de son front réel, ce qui serait en bon accord avec l'interprétation en termes de klippe du Massif de la Besenois, près de Decazeville (BURG et MATTE, 1978a).

2) Dans la mesure où des surpressions tectoniques non négligeables sont exclues dans de tels matériaux pélitiques très hydratés (RUTLAND, 1965; BRACE *et al.*, 1970), on pourrait aussi proposer de considérer l'augmentation de charge lithostatique causée par le chevauchement de l'ensemble groupe leptyno-amphibolique + série quartzo-feldspathique, comme responsable de la cristallisation locale du disthène (cf. CAPDEVILA,

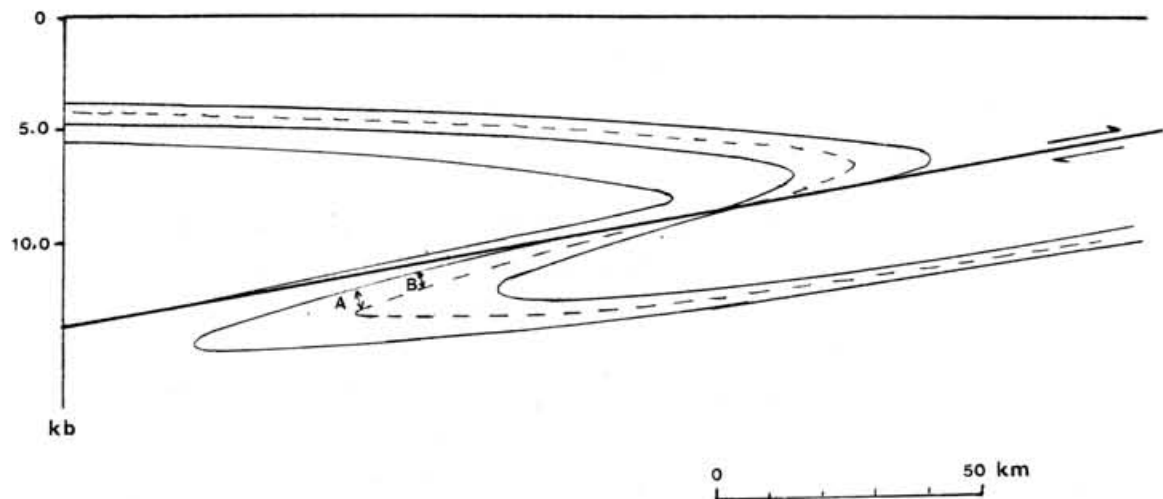


FIG. 15 : Représentation schématique du régime thermique dans un contexte de charriage (d'après LE FORT, 1976).

On constate que l'écartement des isogéothermes, donc le gradient  $P/\eta$ , varie de façon rapide au voisinage du contact anormal. En A, le métamorphisme appartient à une série de faciès de plus haute pression qu'en B.

1969). Contrairement à l'hypothèse (1), on serait alors amené à supposer qu'on observe actuellement un domaine proche de la zone frontale du charriage .

Dans les deux cas, le gradient métamorphique de la série du Lot n'aurait pas été partout rigoureusement identique, mais aurait présenté quelques variations locales contrôlées essentiellement par la disposition des différentes unités structurales.

Le degré et le type du métamorphisme se sont aussi modifiés au cours du temps: le métamorphisme est donc plurifacial (de ROEVER et NIJHUIS, 1964).

En se basant sur la chronologie relative des cristallisations établie par rapport aux phases microtectoniques, on peut dégager le schéma d'évolution suivant:

- premier stade : Métamorphisme prograde dans les faciès schistes verts et amphibolite, de type "intermédiaire de basse pression" où "pression intermédiaire", selon les endroits, culminant vers la fin de la phase 2.

- deuxième stade : Métamorphisme tardif rétrograde, "catalysé" par la phase 3? "atypique", mais appartenant vraisemblablement à une série de faciès de rapport P/T faible.

On aboutirait donc à un schéma d'évolution très classique, marquée par une baisse du rapport P/T, probablement imputable à la plus grande inertie du paramètre T.

#### 4.6 - Discussion du problème de la zonéographie inverse:

Dès la fin du siècle dernier, M. BOULE avait noté que, dans le prolongement occidental de notre région, à l'Ouest du granite d'Entraygues, "les terrains cristallophylliens étaient disposés dans un ordre inverse de celui qu'on leur attribue généralement". Plus tard, cette disposition fut précisée par A. DEMAY (coupe classique de l'anticlinal du pont de Grand-Vabre), et M. ROQUES montra qu'il en était de même à l'Est du granite

d'Entraygues, les formations épizonales constituant là aussi la base de la série. Plus à l'Est, enfin, les "micaschistes à minéraux" sont à leur tour recouverts par des formations gneissiques plus métamorphiques; cependant, on verra qu'il s'agit là d'un autre "pays", d'une autre unité qu'il convient de considérer à part. Nous n'envisagerons donc ici que le cas du domaine micaschisteux du Lot, où l'inversion zonéographique semble un fait "brut" acquis.

Plusieurs solutions au problème des séries métamorphiques inverses sont *a priori* envisageables (cf. GROLIER, 1965).

1° Inversion seulement apparente, du fait de l'obliquité des isogrades sur la foliation,

2° Plis couchés d'isogrades: les séries inverses sont des séries renversées postérieurement au métamorphisme,

3° Polymétamorphisme avec effets différentiels de rétro-morphose,

4° Superposition d'unités plus métamorphiques sur des séries moins métamorphiques par l'intermédiaire de contacts anormaux post-métamorphiques,

5° Existence d'un gradient géothermique décroissant au-dessous d'un corps chaud (intrusions magmatiques en feuillet, cf. HALLER, 1962, ou nappe: modèle de "fer à repasser"; LE FORT, 1975, 1976).

6° Propagation latérale différentielle du flux de chaleur (du fait d'anisotropies de conductivité thermique, par exemple) ayant pour résultat des inversions locales de gradient géothermique.

L'examen de ces différentes possibilités permet de préciser le problème dans notre région:

1° les limites des différentes zones suivent d'assez près la trace de la foliation sur la surface topographique. Nous avons vu qu'on peut donc admettre un sub-parallélisme des surfaces isogrades et de la foliation  $S_{1-2}$ . Aussi, l'inversion n'est pas seulement apparente.

2° les anciens auteurs (BOULE, DEMAY, ROQUES, LAPADU-HARGUES) ont invoqué la notion de renversement tectonique, en considérant que les domaines à zonéographie "anormale" correspondaient aux flancs inverses de grands plis couchés. Cependant, BRIAND (1978) et BRIAND et GAY (1978) ont justement noté que la tectonique tangentielle était pour l'essentiel antérieure au pic du métamorphisme (*cf.* tableau 2 ), et que, par conséquent, il était peu probable qu'elle ait causé un renversement des isogrades. Or, le style et l'importance des phases de déformation postérieures sont incompatibles avec la genèse de grands plis couchés.

L'hypothèse du renversement tectonique d'une série métamorphique normale initiale semble donc pouvoir être écartée, même si le déversement apparent vers le Nord des plis  $P_2$  traduisait l'existence d'un flanc inverse d'une mégastructure d'ampleur régionale, qu'aucun autre indice ne permet de soupçonner actuellement.

De même BRIAND (1978) exclut la possibilité d'une pseudo-inversion due à des effets différentiels de rétromorphose.

En conséquence, BRIAND (1978) et BRIAND et GAY (1978) concluent que l'inversion zonéographique doit ici être considérée comme primaire et syn-métamorphique; en d'autres termes, ces auteurs admettent que le métamorphisme est né avec le caractère "anormal" que l'on observe actuellement, ce qui suppose l'existence d'un gradient géothermique inverse.

Or, de nombreuses études récentes ont "vulgarisé" la notion de métamorphisme inverse lié à des chevauchements importants, et c'est au modèle "himalayen" déjà préconisé, pour d'autres raisons, par MATTAUER (1974) et MATTAUER et ETCHECOPAR (1976) que BRIAND (1978) et BRIAND et GAY (1978) ont fait appel pour expliquer leurs observations.

De fait, les modèles de métamorphisme inverse liés à de grands chevauchements — qu'ils soient ou non de type himalayen — sont très séduisants, et rien n'interdit de penser que la zonéographie anormale de la série du Lot est effectivement une conséquence directe du charriage du groupe leptyno-amphibolique. Mais il pourrait ne s'agir là que d'une des causes de l'inversion thermique: en effet, les données U/Pb amènent à considérer les gneiss et leptynites stratoïdes qui couronnent la série du Lot comme des injections (probablement en relation avec le charriage) de granites synchronématiques



à ca. 350 M.A (cf. Chap. II,5). Il est alors permis de supposer que la présence à ce niveau d'un feuillet chaud a pu favoriser l'apparition et le maintien d'un gradient géothermique inverse dans les métasédiments sous-jacents.

Enfin, remarquons que d'éventuels contacts anormaux, plats, post-métamorphes, seraient bien délicats à déceler au sein de la série du Lot, compte tenu de la lithologie schisteuse et de la mauvaise qualité des affleurements. Des rejeux tardifs "froids", probablement importants, ont pu être mis en évidence au niveau du chevauchement de Marvejols (voir Chap. III). Il est donc possible qu'une tectonique tangentielle cassante tardive ait affecté les schistes du Lot, et que la superposition de plusieurs unités ait abouti à une inversion zonéographique, selon un schéma voisin de celui proposé dans les Calédonides scandinaves (GUSTAVSON, 1966, *in* Olesen, 1971; ZWART, 1974). Bien sûr, ces hypothèses restent très spéculatives, mais elles montrent qu'une alternative au "modèle himalayan" s.s est — du moins *a priori* — envisageable pour expliquer le métamorphisme inverse.

#### 4.7 - Conclusion:

En résumé, et de façon schématique et interprétative, nous retiendrons que le métamorphisme de la Série du Lot semble caractérisé par :

- une évolution polyphasée plurifaciale mais monocyclique d'âge hercynien (voir chap. II,5),
- une intensité variable, de conditions épizonales au SW à des conditions mésozonales vers le NE,
- un type moyen proche de "intermédiaire de basse pression" sauf dans une zone située immédiatement sous le contact (tectonique) avec le groupe leptyno-amphibolique, où le métamorphisme est barrovien;
- un climax survenant à la fin des deux phases de déformation tangentielle, et avant une phase tardive de serrage modéré, accompagnée localement d'effets rétro-morphiques dans le faciès schistes verts,
- une zonéographie inverse, peut-être imputable à un effet de "fer à repasser" lié pour une part au charriage syn-métamorphe des séries

sus-jacentes, et pour une autre part à l'injection syncinématique d'un feuillet magmatique à l'origine des gneiss granitiques stratoïdes qui couronnent la série du Lot.

## 5 - DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES:

Les micaschistes de la Série du Lot renferment plusieurs massifs de gneiss présumés orthodérivés, dont l'étude géochronologique paraissait intéressante. Il s'agissait d'essayer de déterminer l'âge des principales générations magmatiques et, par là, de fixer quelques limites pour la période de dépôt des métasédiments encaissants. La seule méthode U/Pb n'étant pas particulièrement adaptée à l'analyse détaillée des événements métamorphiques, nous n'avons pas abordé cet aspect, pourtant essentiel.

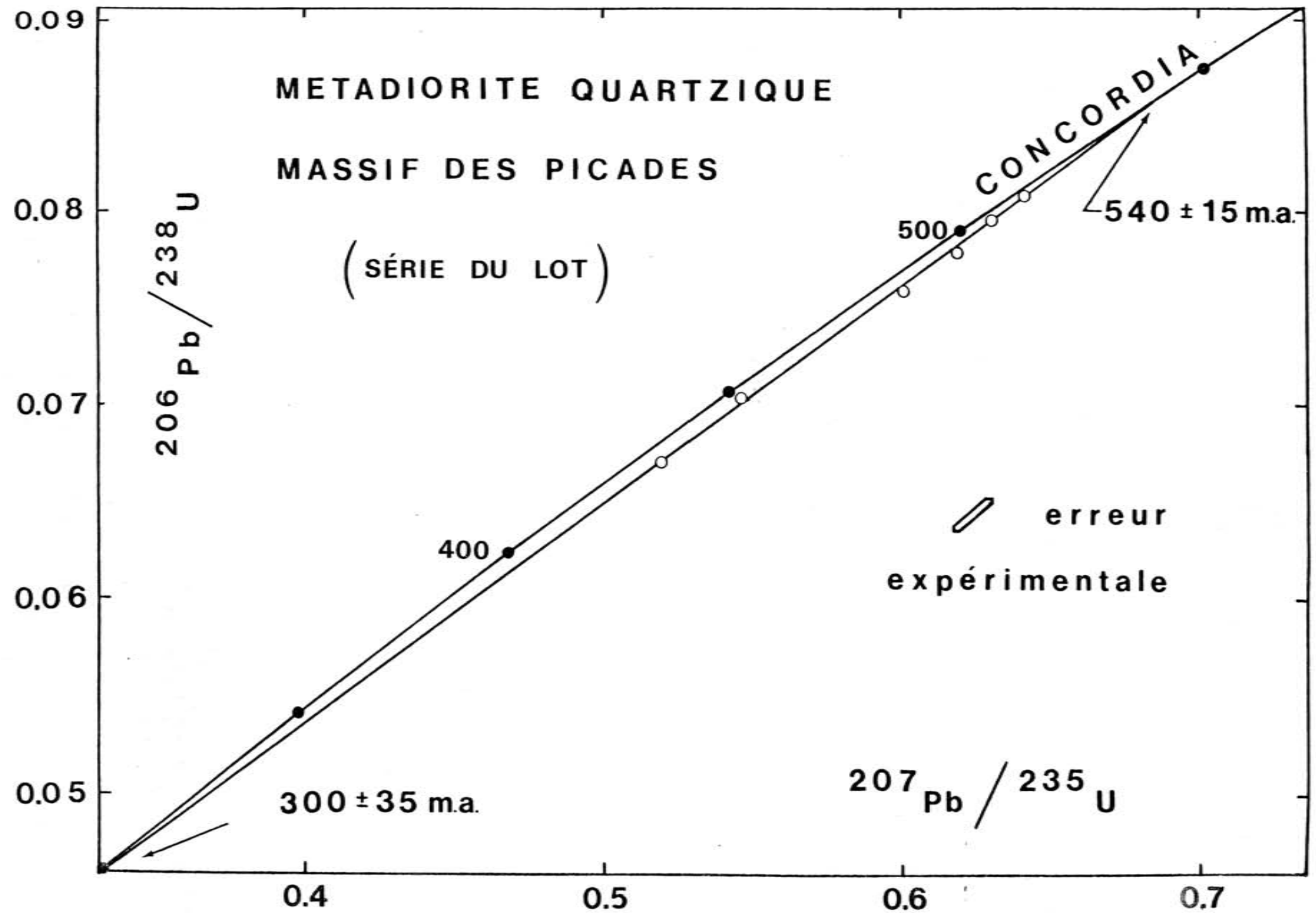
Les roches étudiées sont les suivantes:

- métadiorites quartziques du massif des Picades (PIN et LANCELOT, 1978).
- orthogneiss ocellés en massifs circonscrits: massifs de Sonilhac, La Vaissière, St Chély d'Aubrac.
- gneiss orthodérivés, en intercalation "stratoïde", échantillonnés à Marvejols.

### 5.1 - Les métadiorites quartziques:

La roche étudiée est manifestement d'origine magmatique (enclaves, filons aplitiques, etc..., cf. p. 35). A la paragenèse primaire: quartz, oligoclase-andésine, biotite, hornblende verte, sphène, apatite, zircons, minéraux opaques, s'ajoutent trémolite-actinote, épidote et chlorite.

Résultats : Les zircons sont bien cristallisés, limpides et de teinte rose à orangée. Six fractions granulométriques et magnétiques ont été analysées.



Les points représentatifs, reportés dans le diagramme ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ), sont peu discordants, et définissent un alignement dont l'intercept supérieur avec la courbe Concordia correspond à un âge de  $540 \pm 15$  M.A., et l'intercept inférieur à  $300 \pm 35$  M.A.

Comme c'est classique pour les populations cogénétiques (SILVER, 1962, 1963), les fractions non magnétiques sont dans l'ensemble moins discordantes que les fractions magnétiques. Le bon alignement et la disposition des points, relativement peu discordants près de l'intercept supérieur, excluent toute possibilité d'héritage significatif, et montrent que l'âge de 540 M.A. doit être interprété comme l'âge de cristallisation des zircons à partir du magma dioritique.

L'intercept inférieur est mal défini en raison du groupement des points dans la partie élevée de l'alignement expérimental. On peut l'interpréter sans difficulté à l'aide d'un modèle simple de perte mono-épisode, lors de l'évènement thermo-tectonique hercynien. Cependant, une étude  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur les hornblendes, les actinotes et les biotites aurait probablement apporté des précisions intéressantes sur l'histoire métamorphique de ces roches.

Conséquences: les gneiss à biotite et amphibole, élément caractéristique de la Série du Lot, résultent du métamorphisme et de l'orthogneissification hercyniens de roches plutoniques quartzo-dioritiques, mises en place sous forme vraisemblablement laccolithique au Cambrien inférieur.

Ces métagranitoïdes sont donc sans relation avec les diorites quartziques syncinématiques du Limousin — d'ailleurs plus basiques — datées sur zircons à ca. 360 M.A.\* (CANTAGREL *et al.*, 1978), auxquelles il était, en première analyse, tentant de les comparer.

On est donc en présence d'un nouveau témoin de l'activité magmatique importante qui semble avoir caractérisé la période cambrienne dans tout le Massif central (BOYER, 1974; HAMET, 1975; BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1977), et dont il serait intéressant de rechercher la signification géodynamique. Quoi qu'il en soit, cette datation montre qu'une partie au moins de la Série du Lot est antérieure à 540 M.A., c'est-à-dire probablement infra-cambrienne ou plus ancienne.

---

\* âge confirmé par un sphène concordant du Massif de St Barbant (PIN et MAILHE, non publié).

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : <74µ, NM <sup>0</sup>	3.18	276	21.3	2212	0.06398	0.14523	0.07588	0.60112	0.05746
2 : 100-150µ, NM <sup>0</sup>	2.98	271	22.3	1550	0.06687	0.14765	0.08081	0.64128	0.05746
3 : 100-150µ, M0 <sup>0</sup> -2	3.40	301	24.3	2123	0.06443	0.14311	0.07952	0.63030	0.05749
4 : <74µ, M2 <sup>0</sup> -5 <sup>0</sup>	1.99	950	67.7	1068	0.06986	0.15361	0.07035	0.54619	0.05631
5 : 74-100µ, M2 <sup>0</sup> -5 <sup>0</sup>	2.38	763	51.7	1325	0.06764	0.14593	0.06703	0.51966	0.05672
6 : 100-150µ, M2 <sup>0</sup> -5 <sup>0</sup>	2.74	323	25.5	1514	0.06723	0.14440	0.07782	0.61888	0.05768

Métadiorites quartziques des Picades (Aveyron) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun =  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.78$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.47$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.49$



## 5.2 - Les gneiss oeuillés en massifs circonscrits:

On a vu (p. 37) que les critères de terrain relatifs à ces gneiss militent en faveur d'une origine ignée, intrusive. En analysant les zircons de ces gneiss, on pouvait donc espérer, d'une part, confirmer ou infirmer l'homogénéité de cette famille, et d'autre part, fixer un second jalon chronologique dans la série du Lot.

Résultats: Les zircons extraits de ces gneiss ont un habitus général "granitique", mais on note aussi quelques grains plus arrondis et même quelques cristaux tabulaires évoquant ceux décrits par PUPIN et TURCO (1976). Ces zircons sont de teinte beige orangée, et ne se distinguent pas par une turbidité particulière, ni par une grande richesse en inclusions visibles à la loupe binoculaire.

### a) Gneiss de St Chély d'Aubrac:

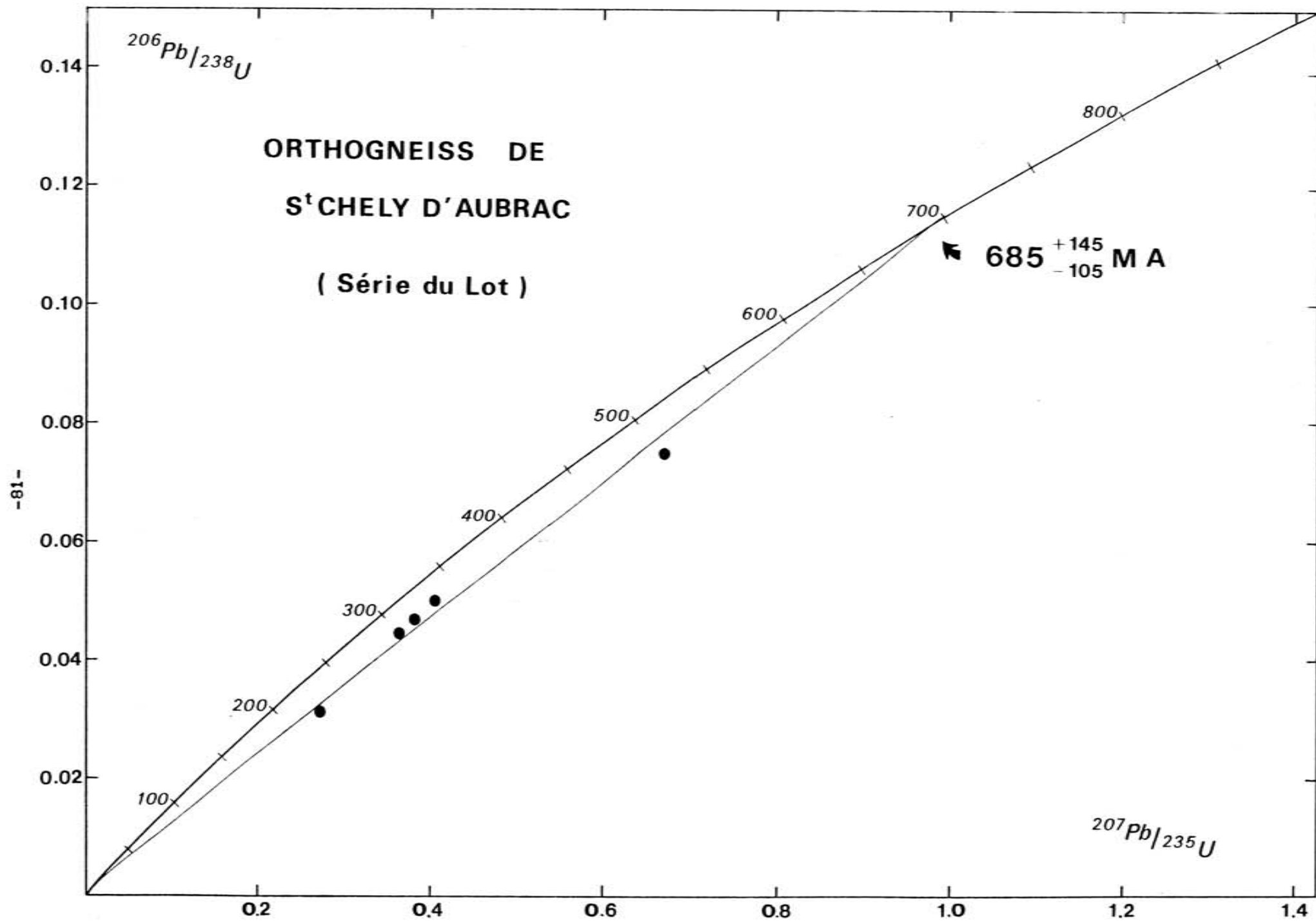
Cinq fractions ont été étudiées. Le Pb analysé est fort peu radiogénique; compte tenu de la teneur en Pb relativement élevée de ces zircons, on ne peut mettre en cause une contamination systématique lors des manipulations chimiques (blanc moyen < 2 ng). Par ailleurs, ces zircons ont subi avant l'attaque la même procédure de lavage que les autres zircons analysés au cours de ce travail. Il semble donc que l'on puisse considérer qu'une quantité appréciable de Pb commun était présente *dans* les zircons, malgré l'élimination, lors du tri, des grains qui contenaient des inclusions visibles à la loupe binoculaire.

L'élaboration d'une méthode d'analyse peu polluante (KROGH, 1973) a d'ailleurs permis de démontrer l'existence, dans certains cas, heureusement assez peu nombreux, de Pb commun dans les zircons\* (cf. par exemple, GULSON et KROGH, 1977; MATTINSON, 1977; PIDGEON, 1978).

La conséquence directe de ce caractère peu radiogénique sera une imprécision importante des âges U/Pb et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , dont il faudra tenir compte. Les points expérimentaux, reportés dans le diagramme Concordia, ne définissent pas d'arrangement aisément interprétable.: les quatre points inférieurs

---

\* En général, la teneur en Pb commun est d'autant plus élevée que les zircons sont plus magnétiques. Pour des raisons d'ordre cristallogéniques (cf. Annexe I), on admet que ce Pb est contenu, pour l'essentiel, dans les inclusions des zircons.





Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, T	1.55	565	26.2	329.9	0.10312	0.19474	0.04995	0.40457	0.05874
2 : 80-100µ, T	0.84	910	40.4	304.1	0.10709	0.20403	0.04693	0.38157	0.05896
3 : 100-125µ, M6°	1.78	1318	39.0	307.1	0.11179	0.20244	0.03124	0.27217	0.06319
4 : 100-150µ, M3°-6°	1.48	1029	43.7	338.7	0.10248	0.19190	0.04458	0.36450	0.05930
5 : 100-125µ, NM2°	1.55	675	49.2	656.2	0.08705	0.15024	0.07480	0.66961	0.06492

Orthogneiss de St Chély d'Aubrac (Aveyron) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18.2$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.7$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 38,0$



s'alignent convenablement sur une droite recoupant la Concordia à 475 M.A. mais ayant une ordonnée à l'origine très inférieure à zéro. On peut d'autant moins accorder de signification chronologique à cette droite que le cinquième point est situé beaucoup plus haut et en dehors de l'alignement (âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 780$  M.A.).

En l'absence d'autres informations, cette disposition est difficilement interprétable, et ne peut pas faire l'objet d'utilisation géochronologique.

b) Gneiss de Sonilhac:

Le massif de Sonilhac est situé immédiatement au-dessous de la surface de transgression permienne, et le gneiss oillé est assez rubéfié. Les zircons présentent en gros les mêmes caractères que ceux de St Chély d'Aubrac.

Ici aussi, les résultats analytiques sont grevés par la présence d'une forte teneur (de 6 à 20 ppm) de plomb non radiogénique.

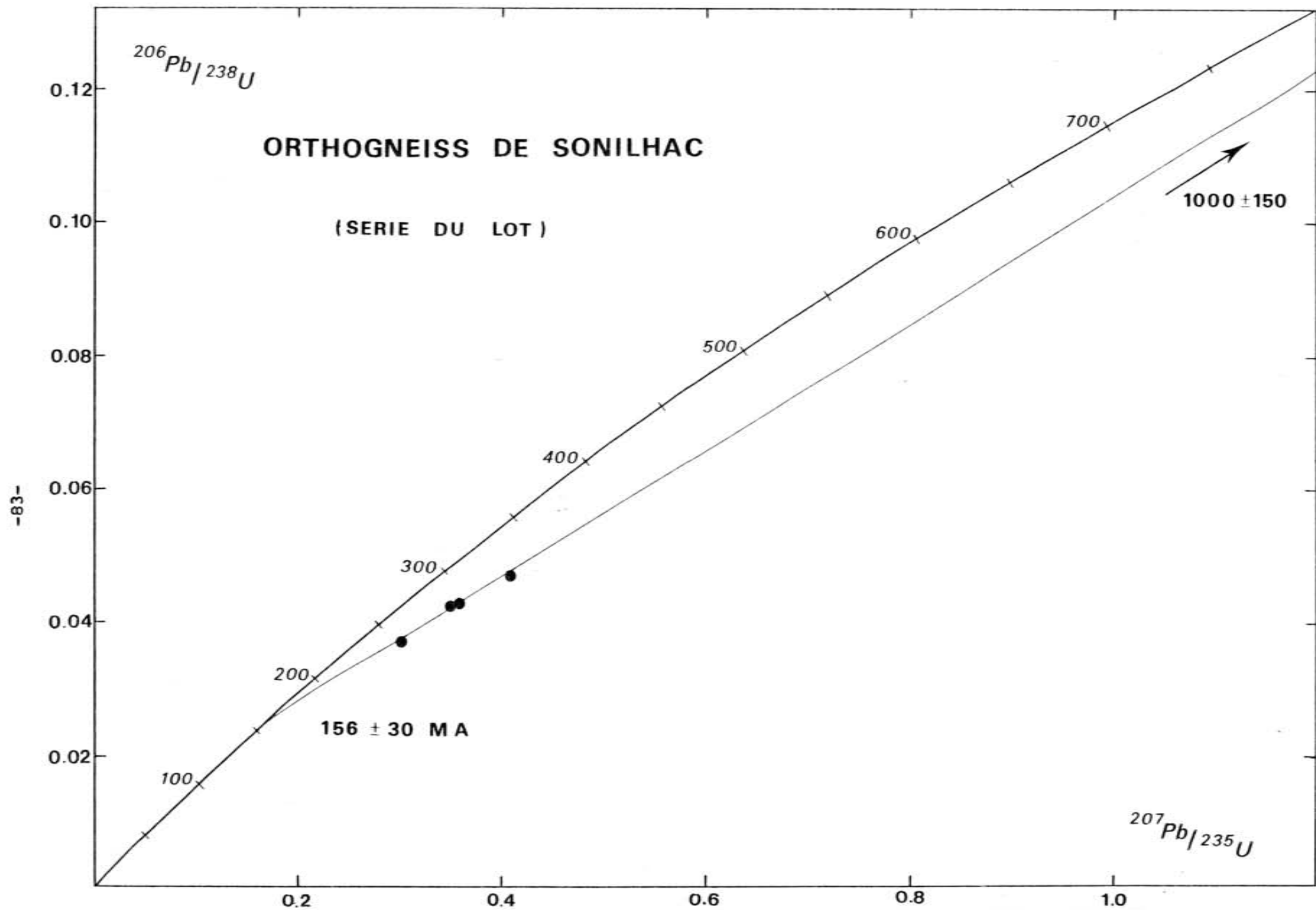
Les quatre points expérimentaux, reportés dans le diagramme  $(r_8, r_5)$ , fournissent un alignement médiocre d'intercept supérieur proche de 1000 M.A.  $(1002 \begin{smallmatrix} +156 \\ -138 \end{smallmatrix})$  et d'intercept inférieur à  $156 \begin{smallmatrix} +32 \\ -23 \end{smallmatrix}$  M.A.

La faible qualité de l'alignement et la richesse en Pb commun n'autorisent pas à considérer avec confiance l'"âge" à 1000 M.A. Le fort degré de discordance des points amène en tout cas à douter fortement qu'il s'agisse d'un âge de mise en place...

c) Gneiss de La Vaissière:

L'orthogneiss de La Vaissière, près de St Laurent d'Olt, est très semblable à celui de Sonilhac (gneiss très oillé, fortement déformé,...) mais il a l'intérêt d'être beaucoup plus frais, du moins en ce qui concerne l'échantillon étudié.

Les zircons sont, à première vue, identiques à ceux des deux massifs précédents. Sept fractions ont été analysées. Contrairement aux deux cas envisagés ci-dessus, le Pb est ici bien radiogénique.

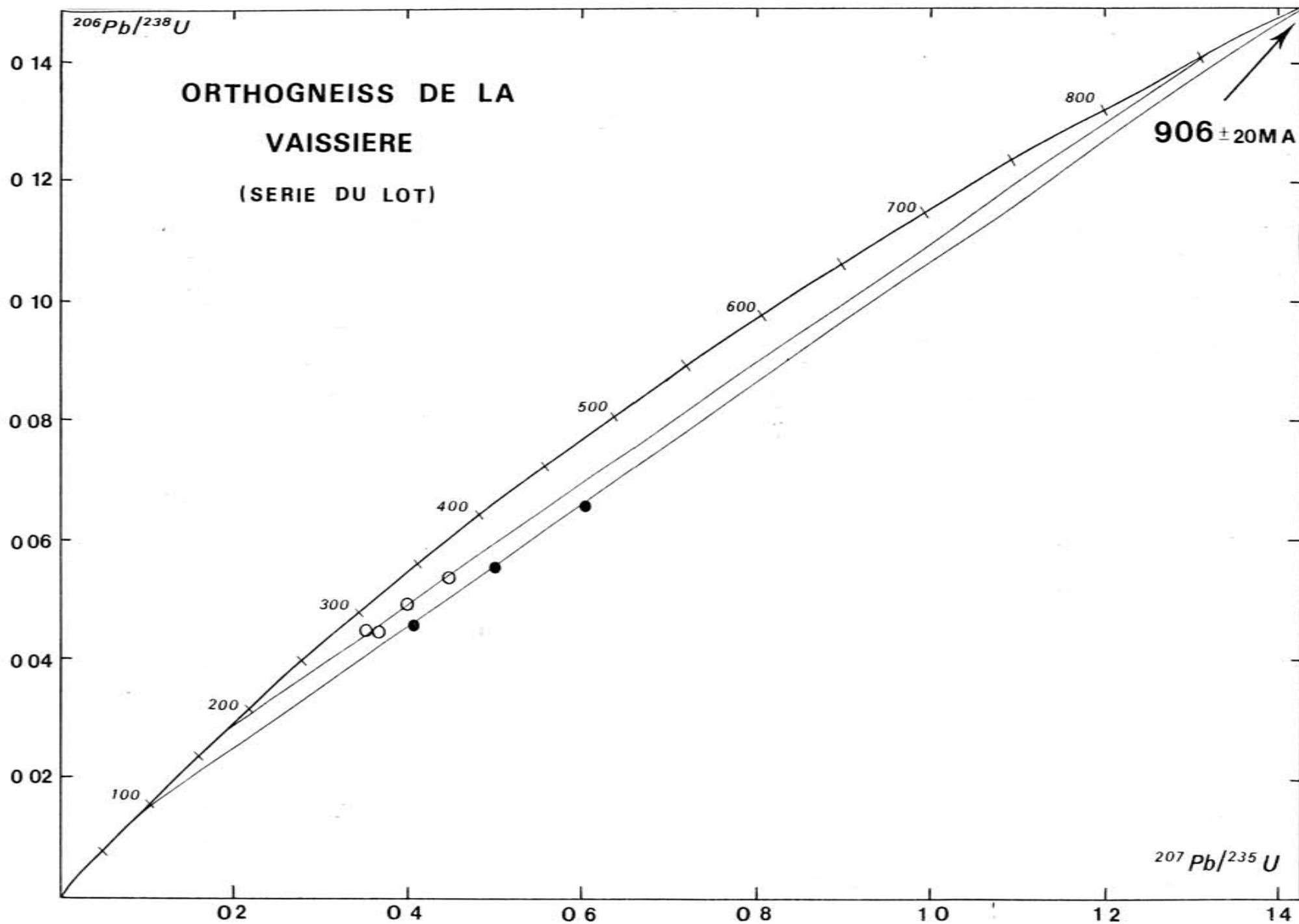


Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : < 74µ, NM2°	1.67	882	35.8	319.2	0.10489	0.17021	0.04242	0.34883	0.05964
2 : < 74µ, M2°	1.13	1735	62.3	211.4	0.12744	0.23735	0.03704	0.30158	0.05897
3 : > 74µ, NM1°	0.94	798	36.7	411.0	0.09794	0.16336	0.04700	0.40824	0.06300
4 : > 74µ, M1°-3°	2.72	906	37.5	302.4	0.08330	0.18680	0.04273	0.35675	0.06054

Orthogneiss de Sonilhac (Aveyron) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$





Les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus faibles des fractions 1 et 2 semblent avoir une cause expérimentale: en effet, ces deux fractions sont les seules à avoir été traitées à la liqueur de Clérici qui, on le sait, est riche en métaux lourds. Il est donc probable que, malgré plusieurs lavages répétés dans un bain à ultra-sons, des traces de liqueur, donc de Pb, sont restées à la surface, ou dans les fractures des zircons.

On pouvait espérer qu'en l'absence de problèmes relatifs à la correction du Pb non radiogénique, les points expérimentaux définiraient un arrangement interprétable de façon simple. Hélas, il n'en est rien. Comme dans les deux cas évoqués auparavant, si ce n'est davantage, les points sont relativement dispersés, alors que les âges apparents  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  s'échelonnent entre 500 et 835 M.A. Dans le détail, on peut noter que les trois points "non magnétiques", considérés isolément, pourraient former un alignement ayant pour intercepts  $906 \begin{smallmatrix} +21 \\ -20 \end{smallmatrix}$  M.A. et  $77 \pm 12$  M.A., alors que la droite de régression calculée à partir des quatre points "magnétiques" recoupe la Concordia à  $856 \begin{smallmatrix} +270 \\ -200 \end{smallmatrix}$  M.A. et  $170 \begin{smallmatrix} +95 \\ -51 \end{smallmatrix}$  M.A.

Il serait bien hasardeux d'attribuer, sans autre donnée, une signification chronologique à ces intercepts. On se bornera à noter que l'obtention, sur les zircons extraits d'un même bloc, de plusieurs alignements (assez vagues), suggère fortement le caractère non cogénétique de la population de zircons.

#### d) Discussion:

D'une façon générale, on constate que l'imprécision liée à la correction du plomb non radiogénique n'est pas la seule cause de l'absence d'arrangement linéaire bien défini pour ces trois orthogneiss. Il apparaît aussi clairement que la tentative de datation U/Pb sur zircons des gneiss en massifs circonscrits se solde par un échec: aucun âge significatif ne peut être proposé.

Essayons donc de voir quelles pourraient être les causes de ce comportement inhabituel (du moins au vu des données publiées...) du système U/Pb des zircons.



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 <sup>x</sup> : 63-80µ, NM0°	1.63	894	39.7	1957	0.07231	0.08832	0.04555	0.40803	0.06496
2 <sup>x</sup> : 80-100µ, NM0°	1.53	904	57.8	1194	0.07890	0.09749	0.06553	0.60448	0.06690
3 <sup>x</sup> : 63-80µ, M0°-1°	1.95	1143	58.9	6208	0.06309	0.06611	0.05348	0.44767	0.06076
4: 80-100µ, M0°-1°	1.80	1231	52.4	6353	0.06232	0.06239	0.04438	0.36736	0.06004
5: 100-125µ, NM0°	1.96	933	50.3	7720	0.06761	0.07303	0.05526	0.50094	0.06575
6: 100-125µ, M0°-1°	2.61	1251	59,0	5040	0,06190	0.06452	0.04912	0.39978	0.050.3
7: 80-100µ, M3°	1.04	1416	59.8	1929	0.06492	0.06347	0.04459	0.35282	0.05739

Orthogneiss de la Vaissière (Aveyron) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$

(x) Fractions séparées à la liqueur de Clerici ; corrigées avec la composition isotopique du blanc :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18.05$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.55$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 38.0$



Dans la mesure où les zircons de l'orthogneiss de La Vaissière (Pb très radiogénique) ne donnent pas des résultats différents de ceux des massifs de Sonilhac et de St Chély d'Aubrac, on ne peut pas considérer l'imprécision due à la correction du Pb non radiogénique comme la principale cause de l'absence d'alignement: on doit donc envisager des explications liées à l'*histoire même* des zircons.

En fait, l'existence de relations linéaires dans le diagramme ( $r_8, r_5$ ) est soumise à des impératifs rigoureux qui ont quelques chances de ne pas être toujours réalisés dans les domaines cristallophylliens. Si l'on écarte la solution triviale du mélange binaire de deux populations homogènes\*, il est nécessaire, pour avoir affaire à un alignement expérimental:

- que la population de départ soit *cogénétique*;
- que les zircons ne se soient pas comportés en système ouvert de façon quelconque. Ainsi, l'alignement subsistera si la perte peut être décrite en termes de modèle simple (perte mono-épisode ou continue).  
Lors de pertes répétées (modèles complexes) des droites expérimentales ne persisteront que si des facteurs de proportionnalité relient entre elles les intensités des pertes successives. Cette condition peut être remplie lorsque les propriétés intrinsèques du zircon, qui déterminent en partie sa susceptibilité, restent identiques lors des crises.  
Il est peu probable qu'il en soit ainsi lorsque des phénomènes de *néocrystallisation* \*\* se superposent aux pertes; en effet, le zircon résultant est alors une entité nouvelle et son comportement ultérieur ne dépendra pas seulement de son histoire antérieure. Il n'y aura donc pas de relation simple entre les pertes successives, et il en résultera souvent une dispersion des points représentatifs dans le diagramme ( $r_8, r_5$ )

---

\* qui ne donne des âges significatifs que si les termes du mélange étaient concordants, ou si le terme inférieur était concordant et si le terme ancien était situé, à l'époque du mélange, sur une droite passant par l'origine du diagramme ( $r_8, r_5$ ).

\*\* Lors d'une anatexie; ou lors du métamorphisme de sédiments, dont les zircons ne sont pas "en équilibre" avec leur milieu.

Dans le cas présent, nous supposons que:

- des pertes quelconques\* se sont succédées; et que
- la population initiale n'était pas cogénétique. La présence de zircons hérités est en effet, une éventualité possible dans ce type de granitoïde (cf. discussion p.151). On verra que lorsque la composante héritée est très ancienne par rapport à l'âge de mise en place, son influence est nettement reconnaissable et qu'on peut évaluer son âge approximatif, la mise en place étant indiquée par l'intercept *inférieur*.

Ici, cette composante n'est vraisemblablement pas assez importante ou, ce qui revient au même, assez ancienne pour avoir modifié radicalement l'arrangement des points dans le diagramme Concordia. Aussi, on ne peut la soupçonner que de façon indirecte, notamment "grâce" à la mauvaise qualité des alignements.

Ainsi, considérés globalement, les zircons des trois massifs d'orthogneiss oeillés donnent des résultats comparables: points très discordants, mal alignés, "tendance" vers un intercept supérieur à 800-1000 M.A., intercept inférieur voisin de 100 M.A.

Du fait du fort degré de discordance, et de l'absence de bon alignement, une composante héritée (discrète) nous paraît une hypothèse plausible: elle expliquerait que lors des événements ayant affecté les granitoïdes après leur mise en place, les pertes en Pb se soient faites de façon quelconque, avec pour résultat la dispersion des points dans le diagramme  $(r_8, r_5)$ .

Dans ce cas, les "intercepts" briovériens n'auraient *aucune signification*. Dans le cas contraire (peu probable), un âge ancien 800 < T < 1000 M.A. serait envisageable.

Dans l'état actuel, nos données ne permettent pas de proposer raisonnablement quelque âge de mise en place que ce soit.

---

\* c'est-à-dire sans relation de proportionnalité entre les différentes pertes.

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	74.10	75.50	76.68	71.30-76.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.35	12.81	13.09	12.60-15.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.37	0.96	0.59- 3.19
FeO	2.04	1.06	0.81	0.19- 1.24
MnO	0.36	0.03	0.05	tr - 0.04
MgO	0.51	0.36	0.14	0.0 - 0.80
CaO	0.85	0.57	0.73	0.25- 0.80
Na <sub>2</sub> O	2.70	4.13	2.34	2.50- 4.10
K <sub>2</sub> O	5.26	3.00	3.96	3.90- 5.50
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.17	0.17	tr - 0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.004	n.d
H <sub>2</sub> O (100°C)	0.07	0.07	0.10	tr - 0.04
H <sub>2</sub> O (1000°C)	0.68	1.07	0.76	0.47- 1.88
TOTAL	99.59	99.22	99.83	

- (1) orthogneiss de La Vaissière } Analyses S. POURTALES, C.G.G.  
 (2) orthogneiss de St Chély d'Aubrac }  
 (3) orthogneiss de Busses (PEYRETTI, 1971)  
 (4) orthogneiss de Tauves (TEMPIER, 1978)

TABLEAU 3.

Remarque: Les analyses U/Pb n'ayant pas donné de résultat probant, on est réduit à établir des comparaisons avec des formations voisines. De ce point de vue, on est frappé par l'analogie qui existe entre nos orthogneiss et les orthogneiss ocellés alcalins "de type Tauves" (Haute Dordogne) décrits récemment par TEMPIER (1977, 1978) et dont les exemples les plus proches existent dans la région de St Flour (Cantal). Ces roches sont similaires à nos gneiss du point de vue pétrographique et présentent de grandes ressemblances géochimiques (Tableau 3).

L'orthogneiss de Tauves, étudié par la méthode Rb/Sr sur roches totales, a donné une excellente isochrone à  $429 \pm 5$  M.A. ( $\lambda^{87}_{\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ ) (BERNARD-GRIFFITHS et TEMPIER, 1977) interprété comme l'âge de mise en place; le rapport initial des isotopes 87 et 86 du strontium, 0.7098, montrant l'existence "d'une histoire crustale antérieure".

On doit donc retenir qu'il n'est pas impossible que les orthogneiss ocellés de la Série du Lot aient un âge voisin.

Il convient cependant de noter au passage que les isochrones Rb/Sr obtenues sur les roches acides à tendance alcaline, à rapport Rb/Sr élevé, et pauvres en phases calciques susceptibles d'accepter le  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique, doivent être interprétées avec une prudence particulière. En effet, de nombreux exemples bien documentés montrent que, fréquemment, on date des redistributions ultérieures à la mise en place, lors d'évènements de très bas degré, quasi-indiscernables pétrographiquement (CAHEN *et al.*, 1971); (VAN SCHMUSS et BICKFORD, 1976, invoquent cependant la démixion des feldspaths alcalins: or, les perthites sont très développées dans ce type de gneiss). Cette tendance à l'instabilité des systèmes Rb/Sr est particulièrement nette pour les roches à *grain fin* (métavolcanites) (PRIEM *et al.*, 1973; BERNARD-GRIFFITHS, 1975; PAGE, 1978; PIDGEON, 1978; ...), mais on connaît aussi de nombreux exemples d'un comportement semblable dans des roches plutoniques à gros grain (PIDGEON et JONHSON, 1974; PANKHURST et PIDGEON, 1976; VAN SCHMUSS *et al.*, 1975; ZARTMAN et MARVIN, 1971; *etc...*). Aussi, les âges obtenus par isochrone Rb/Sr sur les roches acides riches en alcalins peuvent parfois être considérablement plus jeunes que l'âge réel de mise en place.

e) Conclusion

Nous retiendrons que l'étude U/Pb sur zircons des orthogneiss en massifs circonscrits ne permet pas de définir la période de mise en place, mais indique seulement la présence de zircons (hérités?) d'âge apparent allant jusqu'à  $\approx 1000$  M.A. La remarquable similitude de ces gneiss avec le massif de Tauves, daté à  $429 \pm 15$  M.A. par Rb/Sr, R.T., pourrait suggérer un âge voisin (Silurien). A ce sujet, nous garderons présent à l'esprit que la datation de ce genre de granites par Rb/Sr peut aussi se heurter parfois à des difficultés sérieuses.

Il apparaît donc que l'étude radiométrique de ces granitoïdes, *a priori* très facile (teneur élevée en Rb, zircons nombreux et riches en U), compte en fait parmi les problèmes les plus délicats de la géochronologie.

5.3 - Les gneiss stratoïdes:

On a vu (p. 37) que la partie sommitale de la Série du Lot est caractérisée par une assise étendue de gneiss et de leptynites de nature orthodérivée. Compte tenu du temps dont nous disposons, nous n'avons pas pu effectuer plusieurs analyses de cette formation à grande extension latérale, qui auraient permis d'en vérifier l'unité. Par conséquent, seuls les gneiss modérément ocellés qui affleurent immédiatement au Sud de Marvejols ont été étudiés.

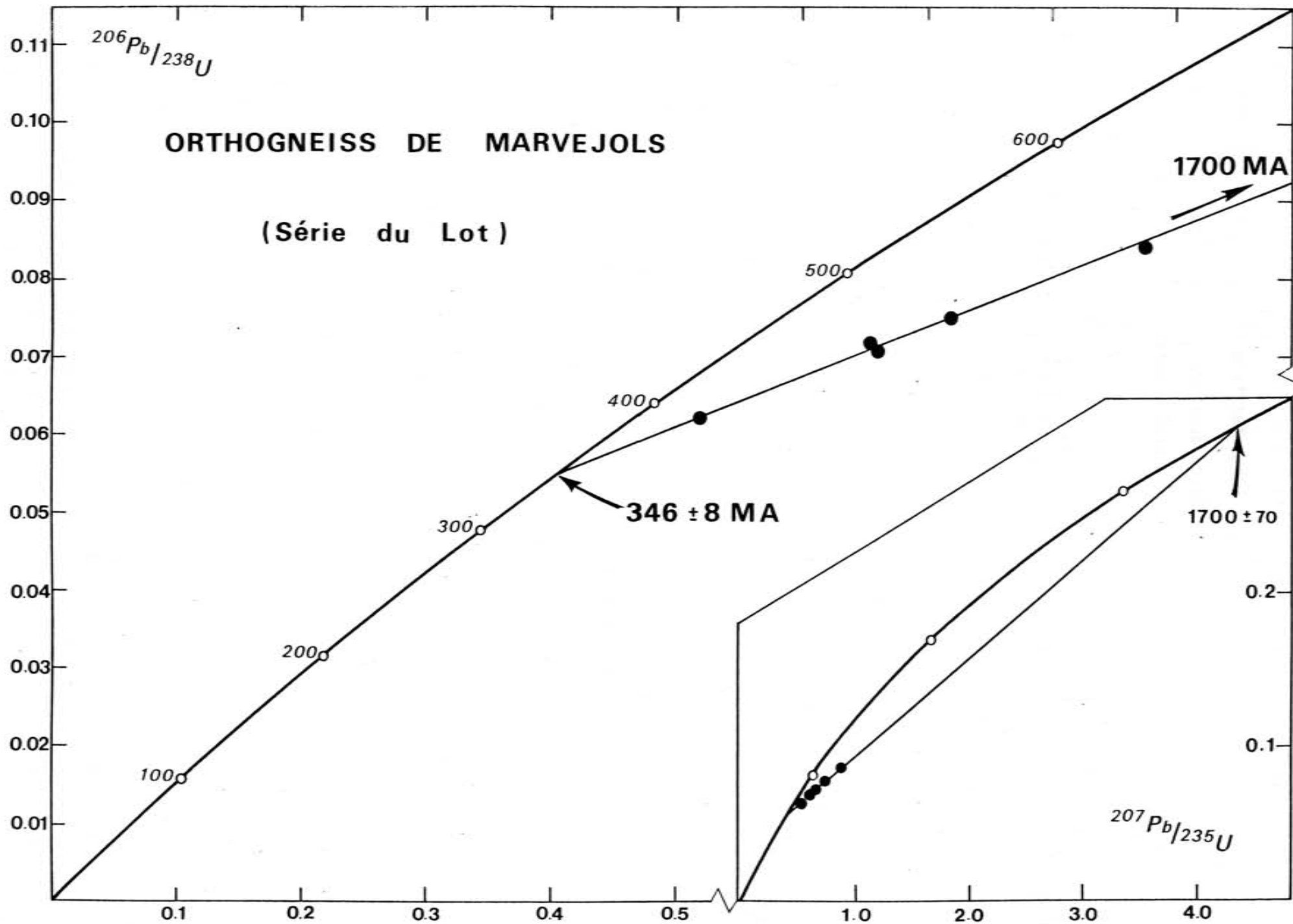
a) Résultats: Les zircons, bien cristallisés, sont semblables à ceux rencontrés dans les granitoïdes d'origine mésocrustale (REILLE, comm. orale); on peut cependant remarquer, outre les cristaux euhédraux, quelques grains équidimensionnels. Nous avons analysé cinq fractions granulométriques et magnétiques. Le plomb extrait n'est que modérément radiogénique; comme c'est très souvent le cas, les fractions les plus riches en U sont aussi celles dont la teneur en Pb commun est la plus élevée (inclusions? défauts du réseau?). Les points représentatifs, très discordants, s'alignent sur une droite recoupant la courbe Concordia à  $346 \pm 8$  M.A. et dont la projection supérieure correspond à un âge voisin de 1700 M.A.

(1703  $\begin{smallmatrix} +72 \\ -69 \end{smallmatrix}$  M.A.). Cette disposition des points reflète typiquement la présence d'une composante ancienne dans la population de zircons analysée. *A priori*, on pourrait penser avoir affaire à un très vieux granite mis en place il y a 1700 M.A. et dont les zircons auraient perdu la plus grande partie de leur Pb radiogénique, il y a 350 M.A. En fait, une telle approche n'est guère réaliste et il est préférable (*cf.* PANKHURST et PIDGEON, 1976, par exemple), de raisonner en termes de mélange entre une population néoformée lors de la cristallisation du magma, vers 350 M.A., et une composante héritée mineure, d'âge apparent 1700 M.A., issue de la région source du bain anatectique.

b) Conséquences:

Nous interprétons donc les gneiss stratoïdes de Marvejols comme des granites hercyniens précoces, mis en place au début des déformations tangentiellles et déformés de façon pénétrative par celles-ci. Dans ce modèle, ces granitoïdes dériveraient de l'anatexie plus profonde de méta-sédiments, sans remise à zéro (resetting) totale des zircons détritiques. Leur injection vers des niveaux plus élevés de l'orogène se serait faite à la faveur du charriage du groupe leptyno-amphibolique (voir chapitre III). En effet, la situation de l'assise gneissique est remarquablement constante, quelques dizaines de mètres sous la zone mylonitique qui matérialise le chevauchement. En outre, l'ensemble des gneiss et leptynites stratoïdes renferme localement des passées de leptynites hololeucocrates, à andalousite relictuelle (*cf.* p. 39), qui représentent vraisemblablement d'anciens leuco-granites, qui sont des roches fréquemment associées à des zones de cisaillement crustal (*cf.* par exemple, ANDRIEUX *et al.*, 1976). A nos yeux, les gneiss de Marvejols sont donc d'anciens granites d'anatexie extravasés, dont la mise en place syncinématique à ce niveau de la série est probablement liée de façon étroite à la présence du charriage — majeur à l'échelle régionale — du supergroupe de Marvejols sur la Série du Lot. On verra plus loin que l'étude U/Pb permet d'envisager une origine assez voisine pour le granite du Pinet et nous pensons d'une manière générale qu'il est très possible qu'un bon nombre de formations considérées comme des granitoïdes anté-tectoniques orthogneissifiés, soient en fait des témoins d'une activité magmatique éo- et syncinématique de





l'orogénèse hercynienne. On aboutirait ainsi à une sorte de compromis entre, d'une part les anciens concepts de "*migmatites stratoïdes*" (JUNG et ROQUES) (débarrassé de ses connotations métasomatiques) ou de "*gneiss d'injection*" (DEMAY), et, d'autre part, la notion d'*orthogneiss*, popularisée en France à la suite des belles démonstrations de GUITARD (1963 a,b, c, 1965) dans les Pyrénées orientales.

#### 5.4 - Conclusions:

L'âge de mise en place à  $540 \pm 15$  M.A. des métadiorites quartziques montre qu'une partie\* de la Série du Lot est antérieure au Cambrien moyen. Les résultats obtenus sur les petits massifs circonscrits de gneiss oeillés, peu utilisables à des fins chronologiques, ne permettent pas d'exclure la possibilité d'un âge encore plus ancien (jusqu'à Briovérien inférieur?). L'âge à  $346 \pm 8$  M.A. déterminé pour les gneiss stratoïdes qui couronnent la série traduit l'existence d'un épisode magmatique contemporain des phénomènes tectono-métamorphiques hercyniens, qu'il est tentant d'associer au charriage du supergroupe de Marvejols. Enfin, l'intrusion du granite de la Margeride, à  $314 \pm 4$  M.A.\*\* (U/Pb monazite), fixe une limite pour l'achèvement de la structuration de la Série du Lot.

---

\* des acritarches d'affinité paléozoïque inférieur sont signalés par BRIAND et GAY (1978) dans les formations épizonales.

\*\*  $323 \pm 12$  M.A. (Rb/Sr, R.T.; COUTURIE *et al.*, 1979).

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, NM2°	2.26	644	48.0	1304	0.08058	0.11627	0.07491	0.71938	0.06965
2: 63-80µ, M3°-5°	1.76	964	58.9	375.8	0.09897	0.17917	0.06204	0.51827	0.06059
3: 80-100µ, NM2°	1.35	604	51.0	1532	0.08458	0.11341	0.08420	0.87530	0.07533
4: 80-100µ, M2°-4°	1.22	820	58.3	251.2	0.12335	0.23201	0.07159	0.65477	0.06633
5: 100-150µ, NM3°	0.35	787	54.8	439.2	0.10045	0.16052	0.07059	0.66099	0.06791

Orthogneiss de Marvejols (Série du Lot) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun:  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$   
 $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$

PLANCHE I

---

Photos 1 et 2 : Essaims d'enclaves basiques microgrenues dans les  
métadiorites quartziques - Les Picades (Aveyron)

Photos 3 : Sills d'orthogneiss oillé boudinés dans la schistosité  
Berlières (Lozère).

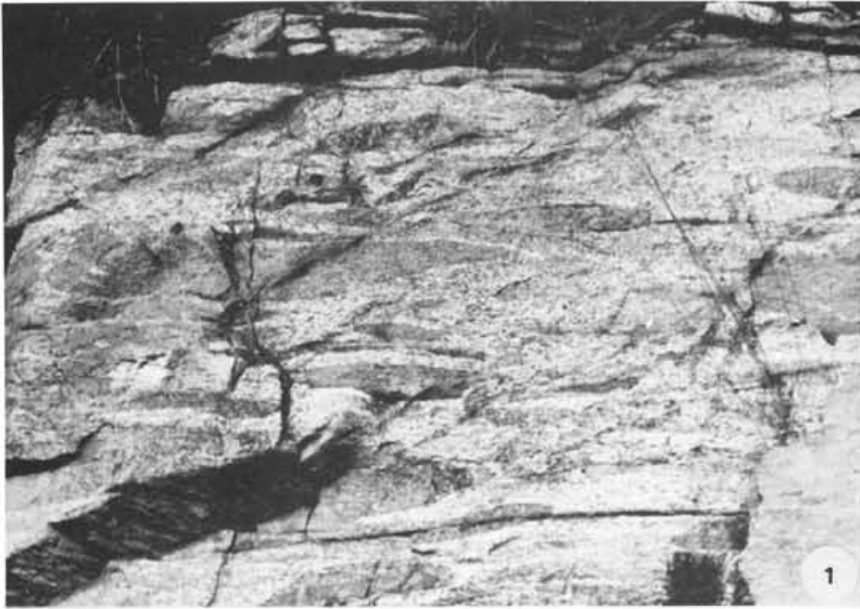


PLANCHE II

---

Photo 1 : Micropli de phase 2 - Axe E-W, déversement sud.  
Berlières (Lozère)

Photo 2 : Charnière de phase 2 - Axe WNW-ESE  
Marvejols (Lozère).

Photo 3 : Pli de phase 2 - Axe E-W, déversement apparent Nord.

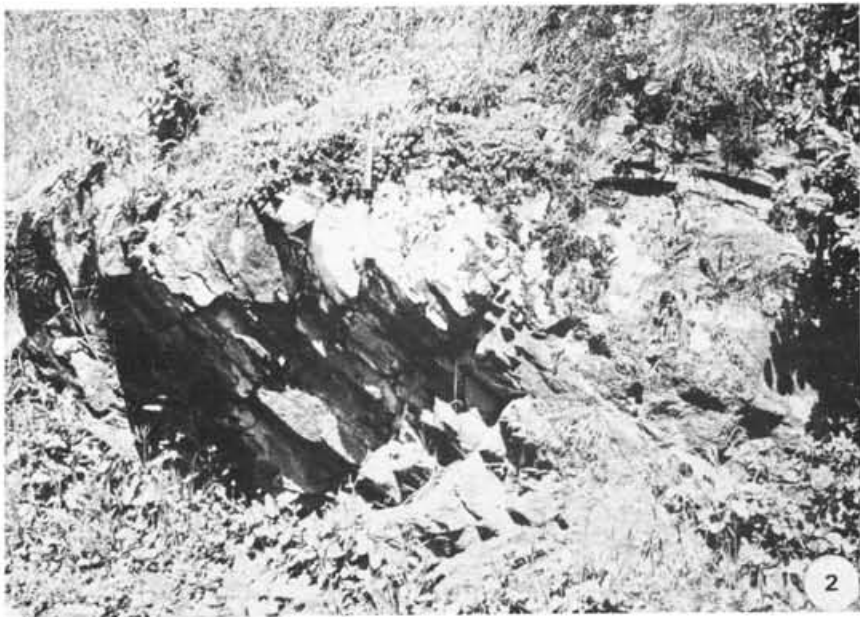


PLANCHE III

---

Photo 1 : Plis en chevrons de phase 3 - Axe E-W ;  
déversement apparent Nord -  
Les Mansonnies (Aveyron)

Photo 2 : Meneaux WSW-ENE de phase 2 - Environs de  
St Côme d'Olt (Aveyron)

Photo 3 : Pli de phase 2 - Environs de St Geniez d'Olt  
(Aveyron)





PLANCHE IV

---

Photos 1 et 2 : Orthogneiss oillé de Sonilhac (Aveyron)

En 1, noter le tronçonnement des mégacristaux, sans rotation des fragments - Section XZ.

Photo 3 : Crénelations de phase 3 -

Les Mansonnies (Aveyron)

Photo 4 : Schistosité de crénelation de phase 3 -

Cuzuel (Aveyron).

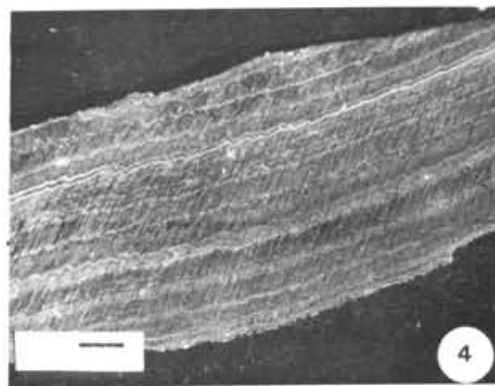
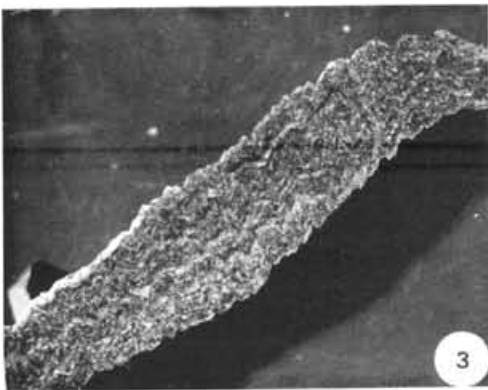
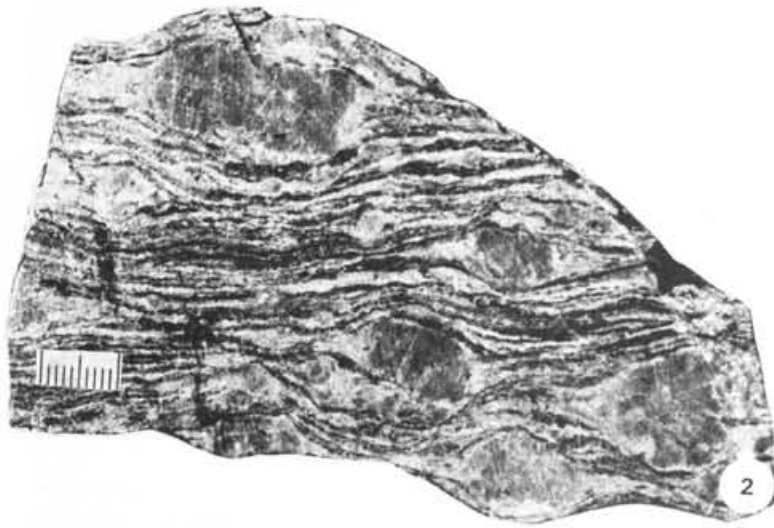
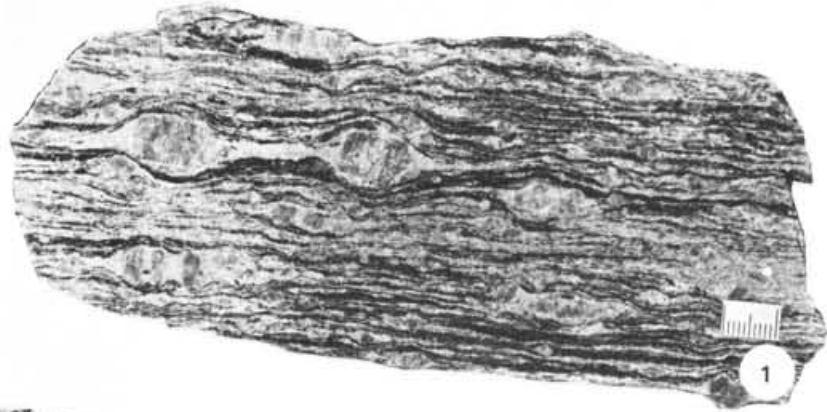


PLANCHE V

---

Photo 1 : Aspect micrographique de la schistosité 2 de type "strain-slip cleavage" - L.N.

Photo 2 : Foliation 1-2 - Noter la fabrique de forme prononcée des grains de quartz.

Photos 3 et 4 : Détail d'une charnière de pli 2 ; début de transposition - L.N.

Photos 5 et 6 : Relations réciproques S0 - S1 - S2 ; S1 et S2 confondues dans le niveau micacé (sombre), peuvent être distinguées dans le niveau albitique ; S2 définit des microlithons à S1 interne - L.N.

Photo 7 : Détail montrant les relations S1 - S2 ; blaste d'albite anté - S2 fossilisant S1 - L.N.

Photo 8 : Crénulations de phase 3 - L.N.

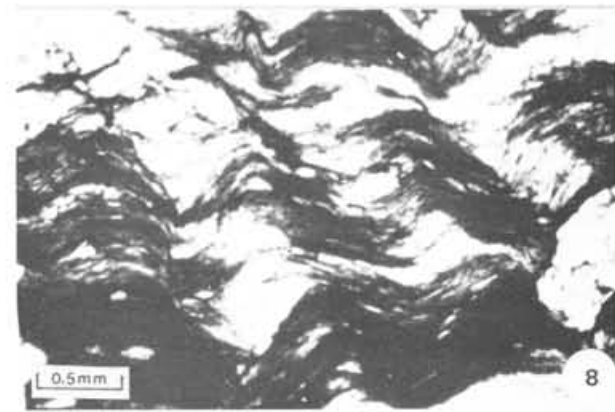
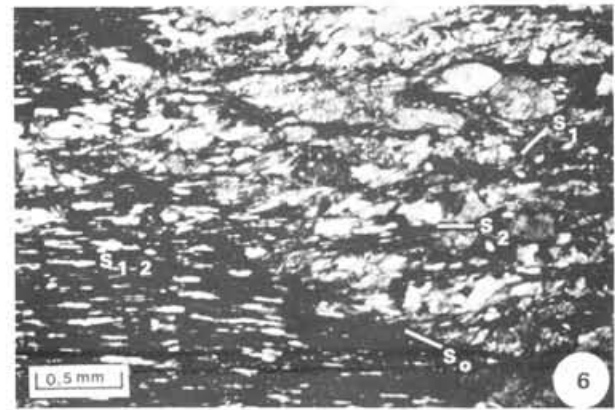
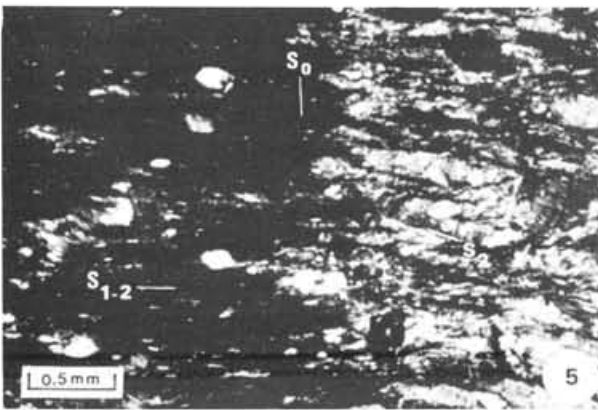
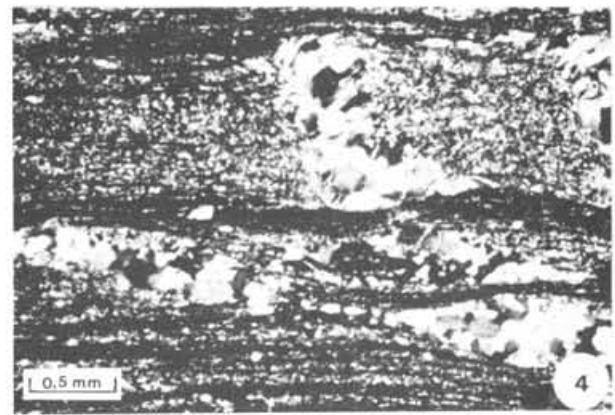
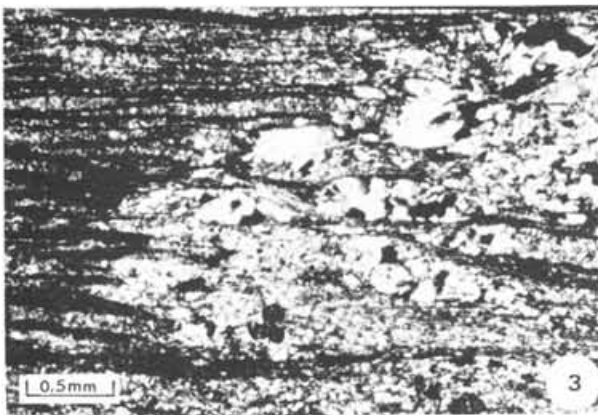
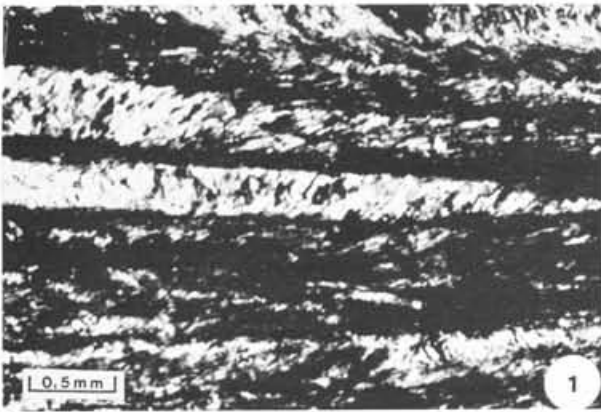


PLANCHE VI

---

Photos 1 et 2 : Blastés d'albite anté - S2, contenant des inclusions plissées. Noter les surcroissances d'albite limpide libre d'inclusions, dans les zones abritées. L.N.

Photo 3 : Idem - La surface interne plissée est une schistosité L.N.

Photo 4 : Blaste d'albite à Si tronquée par Se (pression solution ?) à albite limpide dans la zone abritée - L.N.

Photo 5 : Blaste d'albite moulé par S2 - Si = S1 - L.N.

Photo 6 : Idem - Inclusions de quartz aplati - L.N.

Photo 7 : Gros blaste de biotite (ou oxychlorite ferrifère) moulé par Se, avec cristallisations fibreuses de quartz dans la zone abritée et entre les clivages du blaste anté - S2-L.N.

Photo 8 : Extrémité fracturée d'une grosse tablette de disthène ; L.N.

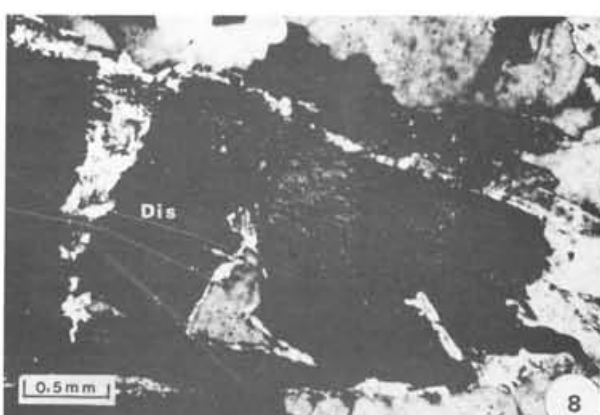
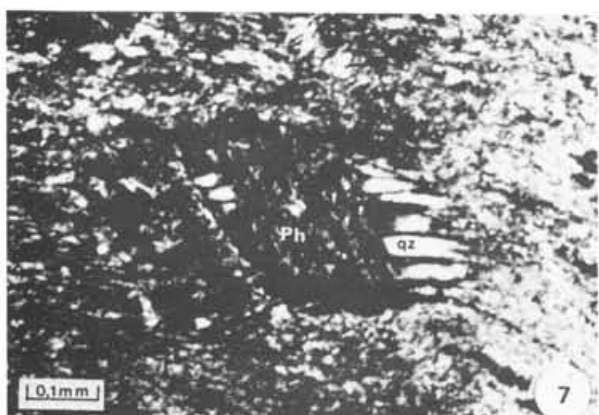
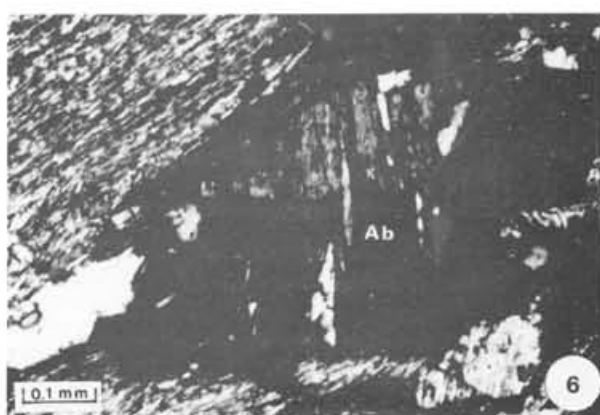
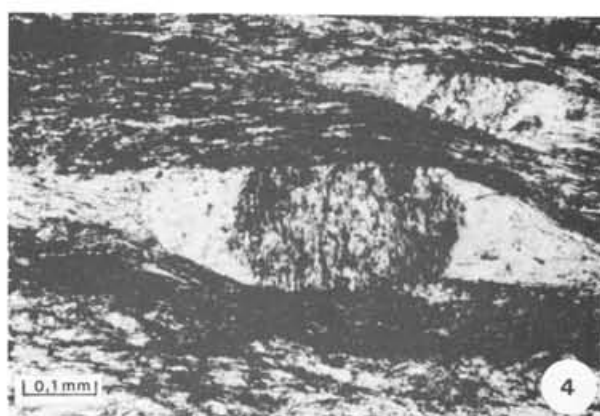
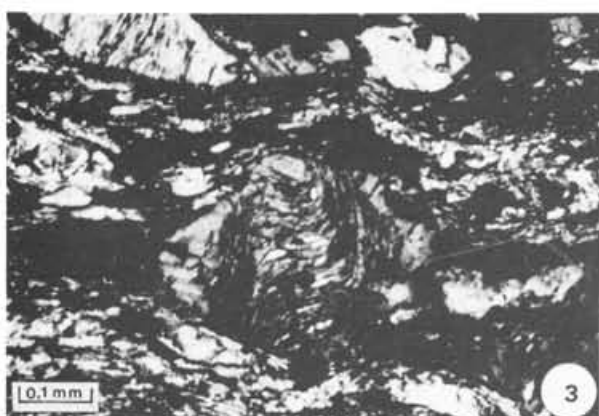
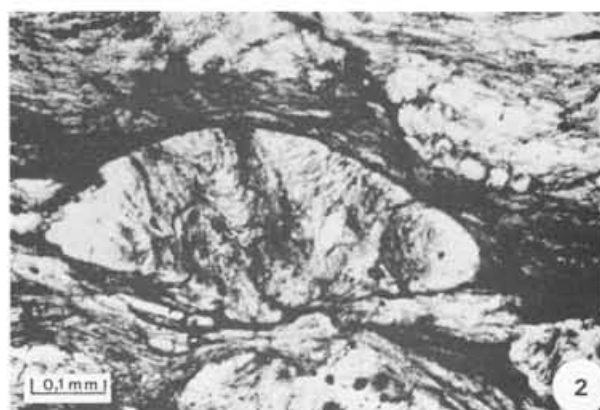
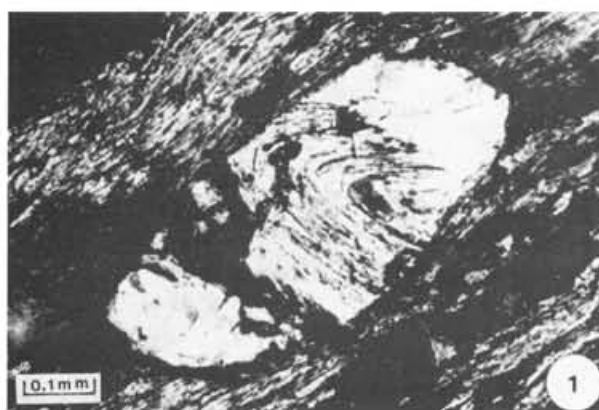


PLANCHE VII

---

Photo 1 : Blaste d'andalousite syn-phase 3 : il scelle des crénulations de phase 3 à peine ébauchées ; L.P.

Photo 2 : Biotite blastique, à plat dans la schistosité 2, et contenant la S1 sous forme d'inclusions de quartz ; L.N.

Photo 3 : Blaste de Staurotide syncinématique de la phase 2 ; Si et Se se raccordent de façon continue - L.P.

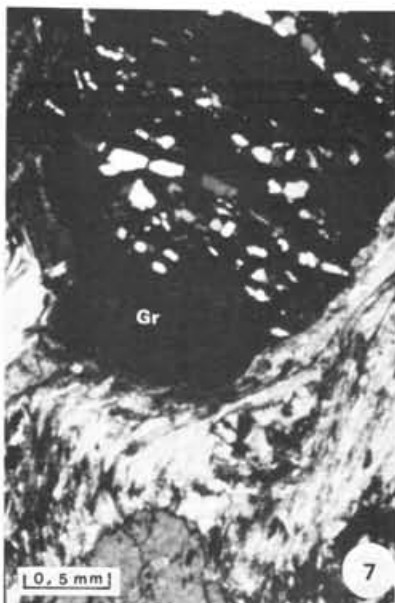
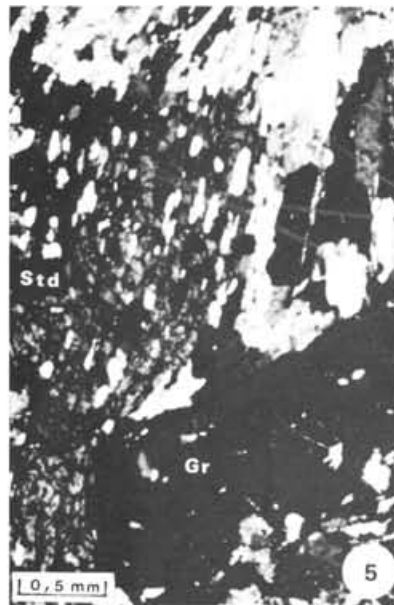
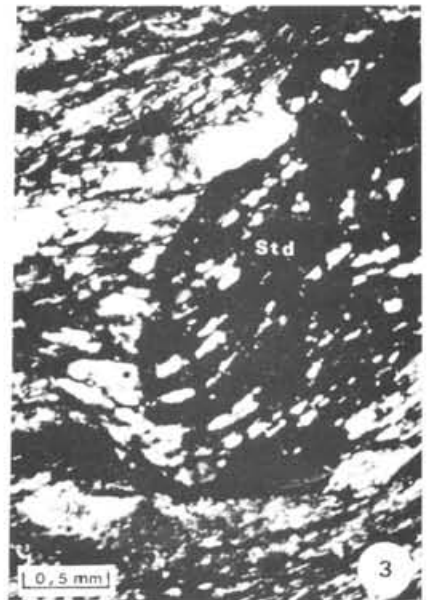
Photo 4 : Grenat (pseudomorphosé en phyllosilicates) moulé par S2 (pressure shadows), et staurotide post-S2 - L.P.

Photo 5 et 6 : Relation S2 - Grenat - Staurotide L.P.

Photo 7 : Grenat anté-S2 (moulé par elle) avec, dans la zone abritée, surcroissance de grenat libre d'inclusions ; L.P.

Photos 8 et 9 : Grenat anté-S2 à belles "pressure Shadows" de quartz replissées par la phase 3 - L.P.







CHAPITRE II : LE SUPERGROUPE DE MARVEJOLS

1 - LOCALISATION:

Le "domaine micaschisteux de la vallée du Lot" décrit dans le chapitre précédent est surmonté par d'épaisses formations à dominante gneissique, que nous avons réunies en un "supergroupe" de Marvejols. Du fait de leur position structurale au sommet de la série, ces terrains sont surtout localisés au compartiment effondré que limitent la faille de la Boulaine à l'Est, l'"accident de Marvejols-Aumont-Aubrac" (LAPADU-HARGUES, 1947) à l'Ouest, et un "rentrant" du granite de la Margeride au Nord.

Des termes identiques se retrouvent, pris en écharpe par le granite, sur les hauteurs situées au Nord-Ouest de Chirac. Enfin, un affleurement réduit, mais typique, existe sur le plateau de l'Aubrac, "coincé" entre le granite et les coulées de basalte, aux abords du lac de St Andéol; c'est l'exemple le plus occidental de ce type de série dans notre région.

2 - CONSTITUTION LITHOLOGIQUE:

La série montre son développement maximum le long du méridien de Marvejols; on y distingue d'emblée trois ensembles, de bas en haut:

- le groupe leptyno-amphibolitique
- le groupe quartzo-feldspathique, (Val d'Enfer),
- les micaschistes de Lachamp.

## 2.1 - Le groupe leptyno-amphibolitique:

Dès 1906, G. FABRE signalait l'existence d'importants horizons d'amphibolites sur la première édition de la carte de Mende. Plus tard, M. ROQUES (1941) et P. LAPADU-HARGUES décrivent comme migmatites la plupart des roches affleurant au Nord de Marvejols. Enfin, PEYRETTI (1971) et BRIAND (1972,1973) ont utilisé la terminologie de "groupe leptyno-amphibolitique" introduite par FORESTIER (1961-1963) pour des formations comparables en Haut-Allier. Comme son nom l'indique, le groupe renferme des leptynites et des métabasites orthodérivées en intercalations lenticulaires, qui n'occupent qu'un volume assez restreint (<30%) au sein d'une matrice de (rares) micaschistes et de gneiss plagioclasiques d'origine sédimentaire, remarquables par leur cristallinité importante.

2.1.a : Les roches basiques retiennent l'attention pour leur variété et pour les renseignements que l'on peut tirer de leur étude, tant en ce qui concerne la nature originelle des matériaux que leur évolution métamorphique.

En effet, dans un encaissant d'amphibolites communes, plus ou moins feldspathiques, on rencontre des septa de roches de haut degré métamorphique, éclogites et pyrigarnites, plus ou moins touchées par des effets rétro-morphiques.

Nous avons également découvert un massif de métagabbro coronitique, d'affinité troctolitique (?) à belles structures magmatiques préservées, et une lentille de métapéridotite à olivine et Cpx relictuels (ancienne wehrlite?) affectée par une serpentinisation massive (structure maillée typique).

Les amphibolites communes montrent une grande diversité (BRIAND, 1972): leur texture, leur teneur en feldspath, en quartz et en grenat sont très variables; elles passent parfois de façon progressive à des gneiss amphibolitiques. On rencontre également des amphibolites rubanées, riches en grenat.

2.1b - Les leptynites, constituent des fuseaux tectoniques métriques à décamétriques; il s'agit de gneiss rubanés gris clair, à patine rosée. Hormis leur individualité par rapport à l'encaissant, les arguments de terrain relatifs à l'origine de ces roches font défaut, et c'est essentiellement sur la base de leur chimisme alcalin qu'on peut les considérer comme orthodérivées. Une variété particulière de quartzo-leptynite à grenat

caractérisée par un chimisme hypo-potassique et des paragéneses de HP (NICOLLET et LEYRELOUP, 1978) existe en quantité extrêmement réduite au sein des amphibolites et des éclogitoïdes.

2.1.c - Origine: le groupe leptyno-amphibolitique est constitué *pro parte* de roches magmatiques basiques intrusives (gabbros, péridotites). Néanmoins, une partie des amphibolites et des gneiss rubanés, plus ou moins amphiboliques, peut être interprétée comme des termes effusifs, mêlés en toutes proportions à des produits terrigènes. Certes, seuls les métagabbros ont une origine évidente, plutonique (ou hypo-abyssique), et on peut penser qu'une part non négligeable des metabasites dérive de protolithes également intrusifs. Cependant, l'existence de volumes importants d'amphibolites rubanées passant sans aucune discontinuité aux paragneiss qui constituent le "fond" de la série, suggère que le magmatisme n'était pas seulement intrusif, mais possédait également une composante extrusive (laves, tufs, ...) (cf. PIBOULE et DUTHOU, 1976; PIBOULE et PONTIER, 1977; NICOLLET, 1978).

On pourrait, *a priori*, envisager une origine composite de la série: les roches intrusives seraient alors plus récentes que leur encaissant, et sans relation avec lui; l'intime association des métaplutonites basiques et des gneiss amphiboliques serait le résultat d'une convergence fortuite, ce qui nous paraît peu vraisemblable. La raréfaction et la diminution de taille progressive des boudins basiques, ainsi que le caractère de moins en moins amphibolique des gneiss encaissants, assurent une transition ménagée au groupe quartzo-feldspathique sus-jacent: cette évolution continue s'interprète bien dans le cadre d'une hypothèse plutono-volcano-sédimentaire.

On remarquera d'ailleurs qu'en d'autres endroits du Massif Central des séries identiques renferment des passées de roches carbonatées dont l'origine sédimentaire est assurée (Haut-Allier: FORESTIER *et al.*, 1973; LASNIER, 1977; Sioule: GROLIER, 1965; Lézérou: NICOLLET, 1978; *etc...*).

En résumé, il nous apparaît que le groupe leptyno-amphibolitique représente, au moins en partie, une série supracrustale, caractérisée par un épisode plutono-volcanique basique et acide, contemporain d'une sédimentation active.

## 2.2 - Le groupe quartzo-feldspathique:

Comme on vient de le mentionner, le groupe leptyno-amphibolique passe vers le haut de façon progressive à une épaisse série quartzo-feldspathique dont les gorges de la Crueize (Val d'Enfer) et la vallée de la Colagne offrent deux bonnes coupes en amont de St Léger de Peyre.

L'essentiel de cet ensemble est constitué de gneiss gris clair rubanés, à biotite et muscovite, montrant souvent une forte différenciation des minéraux leucocrates et mélonocrates. Les faciès ocellés sont peu fréquents; cependant, des blastes de feldspath K, parfois de très grande taille (10 cm) "parsèment" ces gneiss qui montrent les signes d'une mobilisation incipiente. Quelques rares boudins d'amphibolite existent encore ici: c'est au milieu de cet ensemble quartzo-feldspathique que LAPADU-HARGUES (1947) a signalé la présence d'une petite lentille d'éclogite, dont l'affleurement a aujourd'hui disparu.

Vers leur sommet, les gneiss montrent souvent un faciès plus sombre, riche en biotite et fortement laminé, dont la nature paradérivée est extrêmement probable. Par contre, l'origine de la masse principale de ces gneiss pose un problème délicat, classique dans la géologie des socles. Trois hypothèses sont envisageables pour les roches gneissiques de ce type (WINDLEY, 1977):

- Origine métasédimentaire: Les gneiss granitiques résultent de la recristallisation topochimique de sédiments du type arkose ou greywacke. Cette hypothèse rendrait compte des passées subordonnées mica-schisteuses dont l'origine para est indubitable. Mais, comme le remarque WINDLEY, le fait que ces gneiss renferment un petit pourcentage de métasédiments ne constitue pas en soi une preuve suffisante qu'ils sont eux-mêmes d'origine supracrustale.

- Origine métavolcanique: On peut se demander si certains ensembles quartzo-feldspathiques ne dérivent pas de séries volcaniques calco-alcalines de composition moyenne andésite-dacite. Ainsi, BARKER et PETERMAN (1974) proposent de considérer certains gneiss plagioclasiques comme des dacites riches en  $\text{SiO}_2$  et pauvres en  $\text{K}_2\text{O}$  recristallisées. Ce modèle séduisant ne repose sur aucun argument de terrain, mais seulement sur

des considérations géochimiques. Or, les effets du métamorphisme ne sont certainement pas négligeables dans de tels domaines sub-anatectiques. De même, les roches volcaniques pyroclastiques sont susceptibles de mélanges avec une fraction détritique, ce qui complique la diagnose à partir de critères chimiques. Enfin, ces mêmes critères ne permettent pratiquement pas de distinction entre des métavolcanites et leurs équivalents métaplutoniques.

- Origine métagranitique s.l.: Souvent, l'origine métagranitique d'un gneiss transparaît clairement. Il n'en est pas de même dans le cas des gneiss rubanés, encore que les rubans leucocrates puissent provenir pour partie de l'allongement et de la recristallisation de mégacrists feldspathiques, et pour partie de phénomènes de ségrégation et de différenciation métamorphique. Il est possible aussi que des magmas granitiques s.l. mis en place dans des conditions profondes et syntectoniques, cristallisent directement sous forme de gneiss.

Dans le cas présent, ce sont les hypothèses métasédimentaire et métavolcanique, volontiers compatibles, qui nous paraissent, intuitivement, les plus séduisantes. Cependant, seule une approche géochimique extrêmement détaillée pourrait, peut être, permettre de résoudre le problème — fondamental — de la nature de ce complexe gneissique.

### 2.3 - Les micaschistes de Lachamp:

La partie sommitale du groupe quartzo-feldspathique est constituée par des gneiss très riches en biotite d'origine sédimentaire très probable. Ainsi s'annonce le passage au terme supérieur, micaschisteux, du "supergroupe de Marvejols". Cette transition, rapide, est assurée par quelques mètres d'alternances récurrentes de micaschistes et de gneiss et de quartzites à silicates calciques (plagioclase basique, amphibole, sphène...) qui traduisent vraisemblablement une rupture importante dans les conditions de sédimentation. Des passées de leptynites jalonnent parfois cet interface gneiss-micaschistes.

Au Nord, cet ensemble métapélitique est tronqué par le granite de la Margeride.

Dans le détail, la série micaschisteuse est caractérisée par une alternance de lits surmicacés et de minces plaquettes plus quartzieuses, exploitées dans plusieurs ardoisières aux environs de Lachamp. La minéralogie est la suivante: biotite, muscovite, plagioclase (oligoclase), grenat, disthène, sillimanite, apatite, tourmaline, zircon.

En résumé, le supergroupe de Marvejols est caractérisé par deux ensembles gneissiques passant graduellement de l'un à l'autre, et surmontés par un ensemble métapélitique. L'ensemble gneissique inférieur est remarquable par la présence d'intercalations de metabasites et de leptynites orthodérivées: c'est un exemple typique du "groupe leptyno-amphibolique", élément majeur de la géologie du socle du Massif central.

### 3 - ASPECT MICROSTRUCTURAL:

Comme la série du Lot qu'il surmonte, le supergroupe de Marvejols est un domaine à foliation sub-horizontale, affecté par une tectonique profonde polyphasée. Ici aussi, l'analyse microstructurale conduit à distinguer au moins trois épisodes de déformation souple. Chacun de ces épisodes est caractérisé par le style des microplis et leur relation avec la foliation majeure.

#### 3.1 - La phase 3:

Peu développée, cette phase n'est guère décelable que dans la série des micaschistes de Lachamp, et en particulier, à sa base. Elle se traduit par des ondulations, des plis ouverts et des plis en chevrons décimétriques disposés en cascade, proches du type kink-band, qui déterminent une schistosité de crénulation très fruste faisant un angle important avec la foliation (photo XV,1). La direction de ces corrugations est assez constante, et proche de Nord-Ouest - Sud-Est. Le déversement des microplis, peu accentué, se fait vers le Nord-Est. L'absence de déformation



de ce type dans les gneiss et le groupe leptyno-amphibolique sous-jacents est probablement imputable à la nature lithologique peu propice des matériaux; les crénulations et les kink-bands *s.l.* n'apparaissent en effet que dans les formations affectées d'une anisotropie planaire développée, mais fine, bien différente du rubanement grossier des gneiss. Cependant, le fait que, dans les micaschistes, cette phase ne soit bien exprimée qu'au voisinage de la puissante série quartzo-feldspathique, permet de penser que le contraste de compétence lui-même n'est pas étranger à l'apparition de ce gauffrage. Ainsi, la situation présente serait à rapprocher de celle des Asturies, où MATTE (1969) a décrit des kink-bands spectaculaires affectant préférentiellement une zone relativement étroite de schistes, située au toit d'une épaisse série de quartzites massifs. En définitive, on retiendra surtout le caractère local et la faible importance de cet épisode de déformation tardive.

### 3.2 - La phase 2

Cette phase est beaucoup plus développée que la précédente, et elle affecte les trois termes du supergroupe de Marvejols dans leur ensemble:

a- Les plis: Ce sont des plis couchés, aux charnières assez arrondies, typiquement post-foliales. Dans les micaschistes ces plis affectent notamment les lentilles de quartz d'exsudation, de façon isoclinale. Dans les gneiss, c'est le rubanement dû à la ségrégation tectono-métamorphique entre minéraux leucocrates et minéraux ferromagnésiens, qui est replissé. De même, dans le groupe leptyno-amphibolique et la série quartzo-feldspathique, des mobilisats formés *in situ* ("vénites") comme le montre le liseré mélanocrate qui les borde, sont souvent affectés par des plis couchés plus ou moins serrés que nous rattachons à cet épisode de déformation. Ces mobilisats plissés ne montrent généralement pas de foliation interne: il ne s'agit pas d'objets précoces par rapport à la phase 2.

Les directions axiales de la plupart des plis que nous attribuons à la phase 2 ne s'écartent pas significativement de celles des plis tardifs observés dans les micaschistes, et sont proches de Nord-Ouest-Sud-Est (N 130

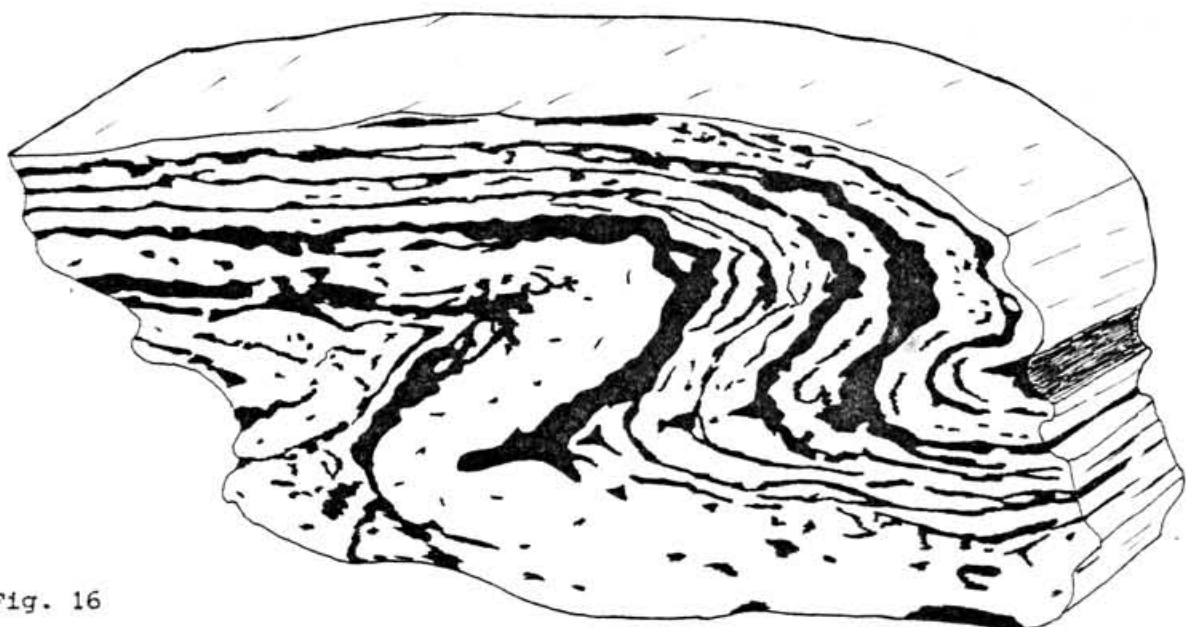
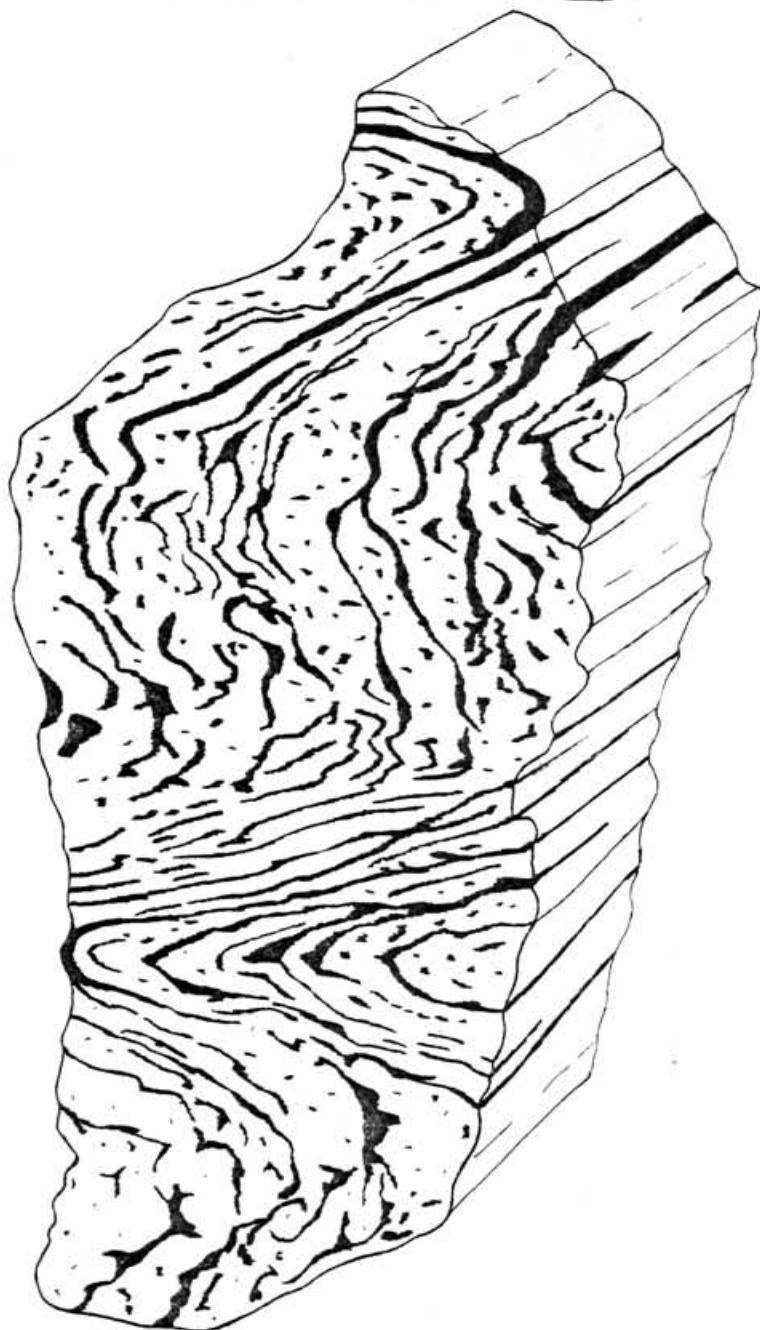


Fig. 16

*Plis de phase 2*

*dans les gneiss*

*(vallée de la Colagne)*



à N150). Les déversements apparents montrent une prédominance assez nette vers le Nord-Est. Très différents sont les quelques axes de plis syn-mobilisats que nous avons pu mesurer: en effet, on obtient ici un maximum proche de Nord-Nord-Est (Fig. 18). Cette constatation repose sur un petit nombre de mesures; aussi, doit-on l'interpréter avec prudence. A notre avis, ces directions *a priori* aberrantes peuvent s'interpréter de deux manières:

1°) La direction axiale d'un pli dépend de l'attitude qu'avait la surface repère avant le plissement; s'il ne se pose guère de problèmes lorsque les plis affectent une stratification ou une foliation (qui souvent sont sub-confondues dans les domaines profonds), il n'en est pas de même lorsqu'on a affaire à des filons, qui n'étaient pas forcément horizontaux, tout en n'étant probablement pas disposés de façon aléatoire. Ainsi, une famille de filons subparallèles pourra donner des plis de directions assez cohérentes, mais dont les axes n'auront guère de signification.

2°) Nous développerons, dans un autre chapitre, les arguments qui amènent à considérer le super-groupe de Marvejols comme allochtone; nous montrerons, à ce moment-là, qu'on peut proposer pour la masse chevauchante une direction de translation subméridienne, et que le mouvement s'est effectué notamment pendant la phase 2. Ainsi, on peut se demander si les niveaux les plus "plastiques" (anatectiques) du bloc charrié ne se sont pas plissés selon une direction voisine de la direction de transport tectonique d'ensemble.

Dans les deux cas, les plis Nord-Nord-Est Sud-Sud-Ouest ne relèveraient pas d'un épisode de déformation particulier.

Le caractère localement sub-anatectique du complexe quartzo-feldspathique est probablement aussi responsable de l'apparition de figures complexes qui impliquent un comportement "fluidal" de la matière. Il s'agit en particulier de "troncatures" de la foliation, et de la réalisation de faciès "pseudo-oeillés" dont les yeux, polycristallins, sont d'origine tectonique (Photos IX 1, 2, 3); à certains niveaux, le rubanement des gneiss est affecté par un intense microplissement avec épaissement des ségrégations leuocrates dans les charnières, disruption des flancs de plis, puis boudinage

des charnières isolées qui prennent ainsi l'aspect d'yeux moulés par la nouvelle foliation. Ce type d'évolution rappelle beaucoup celui décrit (également dans des gneiss anatectiques) par DERAMOND et SOULA (1971) et DEBAT *et al.* (1971).

Ainsi, la phase que nous décrivons ici affecte un rubanement gneissique antérieur d'origine tectonique et métamorphique (AYRTON, 1969) et elle s'accompagne, du moins dans les zones les plus plastiques, d'un phénomène de transposition.

L'anisotropie majeure subhorizontale des gneiss du supergroupe de Marvejols est donc une foliation composite 1-2. Il en est de même dans les micaschistes de Lachamp où on observe que la foliation est plan axial de lentilles de quartz d'exsudation plissées isoclinalement (Photo XII 2, XV).

### 3.3 - La phase 1:

Les plis couchés décrits dans ce qui précède affectent tous, on l'a vu, un élément planaire d'origine tectono-métamorphique (rubanement gneissique, ségrégations leucosomiques, lentilles de quartz d'exsudation). L'épisode de déformation antérieur ainsi mis en évidence peut être caractérisé de façon plus directe: en effet, des plis qui peuvent lui être attribués sont visibles:

- (1) - probablement dans le groupe leptyno-amphibolique,
- (2) - de façon certaine, dans les quartzites à silicates calciques de la base des micaschistes de Lachamp.

(1) Le rubanement généralement visible dans les amphibolites nous paraît être de deux types. Pour une part, il s'agit clairement d'une structure métamorphique, définie par des ségrégations essentiellement plagioclasi-ques, à gros grains, plus ou moins discontinues, et à peu près dénuées de schistosité interne. Par ailleurs, le rubanement est dû à l'alternance d'horizons décimétriques d'amphibolites et de niveaux de leptynites fines, souvent riches en grenat, et qui, les uns comme les autres, sont déformés de façon pénétrative. Dans ce second cas, le rubanement nous paraît pou-

voir être interprété comme la stratification volcano-détritique originelle (si l'interprétation "supracrustale" du groupe leptyno-amphibolique est correcte).

Ce sont ces alternances amphibolites-leptynites qui sont parfois affectées par des plis aigūs isoclinaux et intrafoliaux que l'on peut peut-être rapporter au premier épisode de déformation.

(2) Les passées grésos-carbonatés de la base des micaschistes de Lachamp montrent, quant à elles, de très beaux plis dont le caractère précoce ne fait aucun doute. Il s'agit de plis parfaitement isoclinaux aux charnières en général très aigūs, typiquement intrafoliaux, matérialisés par des différences lithologiques dont l'origine sédimentaire semble très probable (Fig. 17, Photos XIII 2,3).

Un de ces plis (Photo XVI 1) montre une figure analogue à une charnière replissée, de même direction axiale. Deux explications sont envisageables, *a priori*:

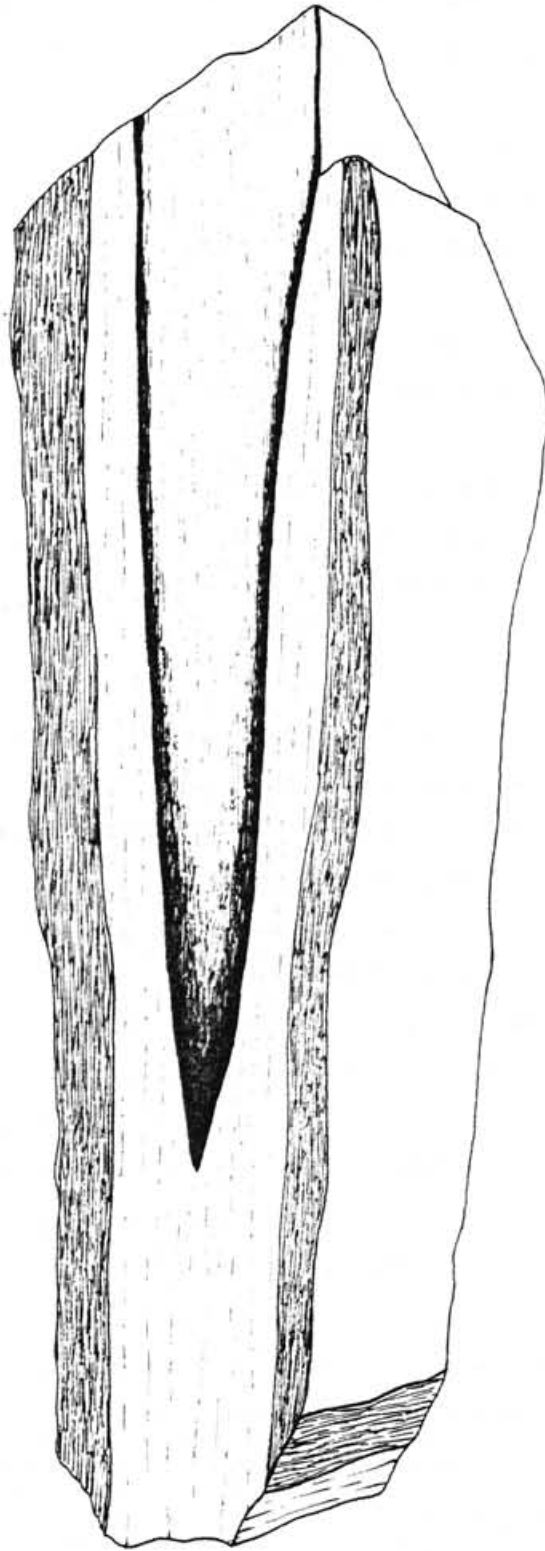
- soit on tient un indice de l'existence de deux phases superposées homo-axiales,
- soit on a affaire à un cas de "synchronous refolding" (WYNNE-EDWARDS, 1963).

L'allure du pli lui-même (la charnière replissée détermine un début de boudin) et l'existence, sur le même affleurement, de charnières "sans racine" (photo XII 1) fortement moulées par la schistosité, plaident en faveur de deux phases superposées.

Par contre, le fait que ce soit, apparemment, la même surface sédimentaire, qui est affectée par les deux charnières, laisse penser que l'on n'est pas en présence de deux phases synschisteuses distinctes: si deux phases il y a, la première devrait être anté-schisteuse. En définitive, on retiendra la possibilité que la phase 1 recouvre en fait deux épisodes très voisins, 1a et 1b, par exemple.

Du point de vue directionnel, ces plis précoces sont peu dispersés, et groupés autour de Nord-Nord-Ouest-Sud-Sud-Est ( $N150 \pm 15$ ). Les plis 2 et 3 avaient, eux, une direction NW-SE; on peut donc noter une légère "dérive"

Fig. 17 : *Charnière intrafoliale de phase 1 (Costemage)*



des axes de plis au cours de l'évolution structurale, qui passent de Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est à Nord-Ouest - Sud-Est. Cela ne doit cependant pas masquer un fait majeur: le caractère presque homoaxial des diverses phases microtectoniques reconnues dans le supergroupe de Marvejols (seuls faisant exception les plis Nord-Nord-Est des zones anatectiques).

### 3.4 - Autres microstructures:

a) les boudins: sont nombreux, surtout dans le groupe leptyno-amphibolique. Hélas, on ne dispose que très rarement d'affleurements qui permettent d'observer ces structures dans trois dimensions. Or, il s'agit d'objets souvent plus fusiformes que cylindriques; aussi, les mesures directionnelles sont-elles peu précises. Il semblerait, cependant, que ces boudins aient une orientation assez constante, proche de NW-SE, cette dispersion relativement faible étant sans doute liée au caractère quasi-homoaxial des différentes phases de déformation.

Notons qu'un boudin observé dans le groupe leptyno-amphibolique montre un cortex déformé de façon très dissymétrique: la zone la plus intensément schistosée est située sur le "flanc" Sud-Ouest du boudin, ce qui pourrait traduire un sens de cisaillement vers le Nord-Est, <sup>\*</sup> qui serait en bon accord avec le déversement apparent préférentiel vers le Nord-Est des microplis de la phase 2.

b) Les linéations: Une caractéristique remarquable des domaines gneissiques étudiés ici est la rareté des linéations autres que celles que constituent les axes de plis. Cette faible abondance, déjà notée par PEYRETTI (1971), est une conséquence de la forte mobilisation qui a affecté ces ensembles. L'anatexie incipiente et la recristallisation toujours importante ont en effet oblitéré la plupart des structures linéaires; les plans de foliation des gneiss sont généralement marqués par le développement de grandes plages de micas équantes et par une irrégularité due à la prolifération de phénoblastes de plagioclase. Heureusement, il existe quelques exceptions, localisées à des zones moins touchées par la recristallisation. Ainsi, les gneiss du sommet de la formation du Val d'Enfer montrent une linéation d'intersection  $S_0/S_{1-2}$ , fortement plon-

---

\* confirmé par l'étude pétrofabrique du quartz (M. FAURE, Comm. pers.)





SUPERGROUPE DE  
MARVEJOLS

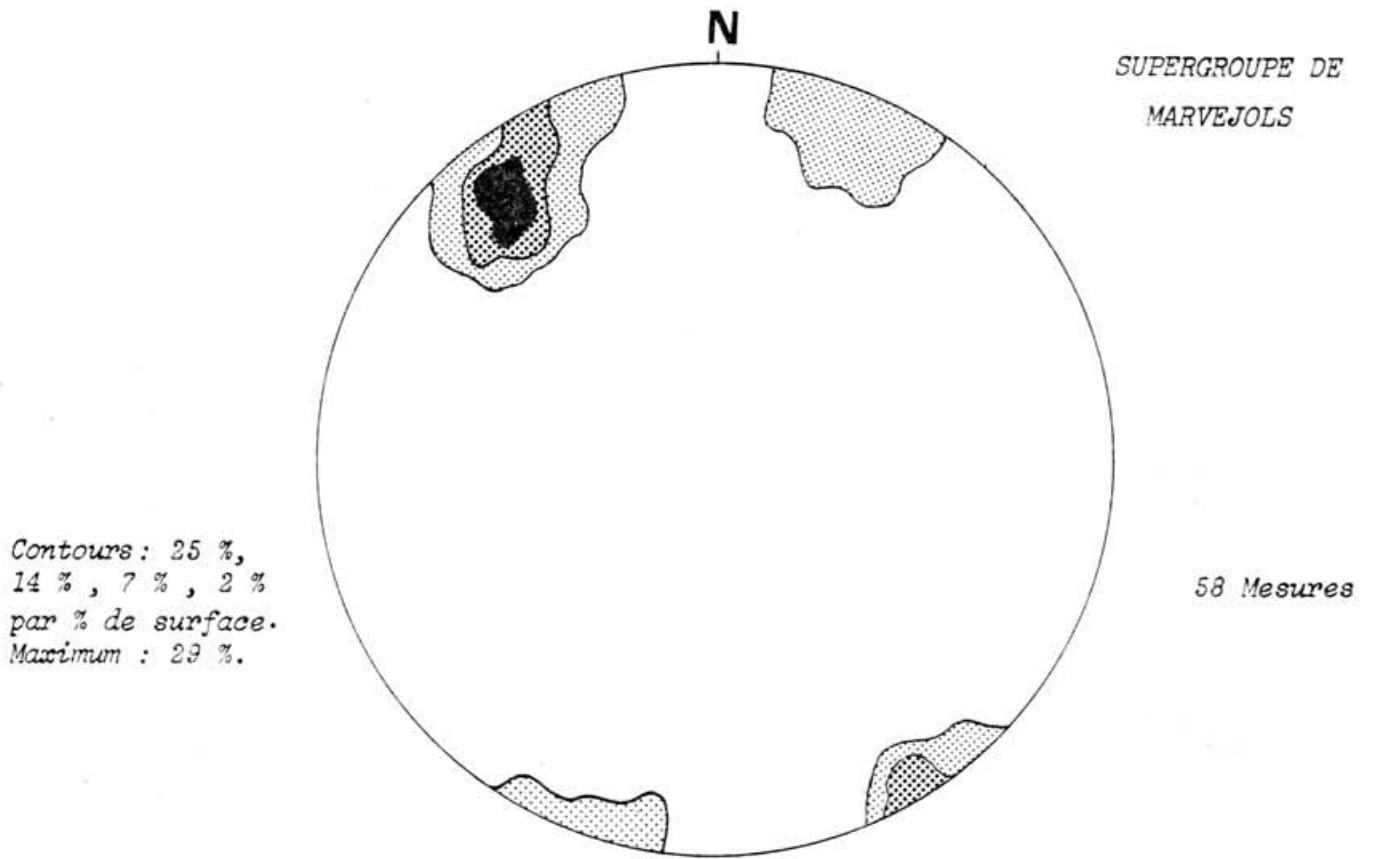


FIG. 18 : Plis et linéations d'intersection de toutes générations.

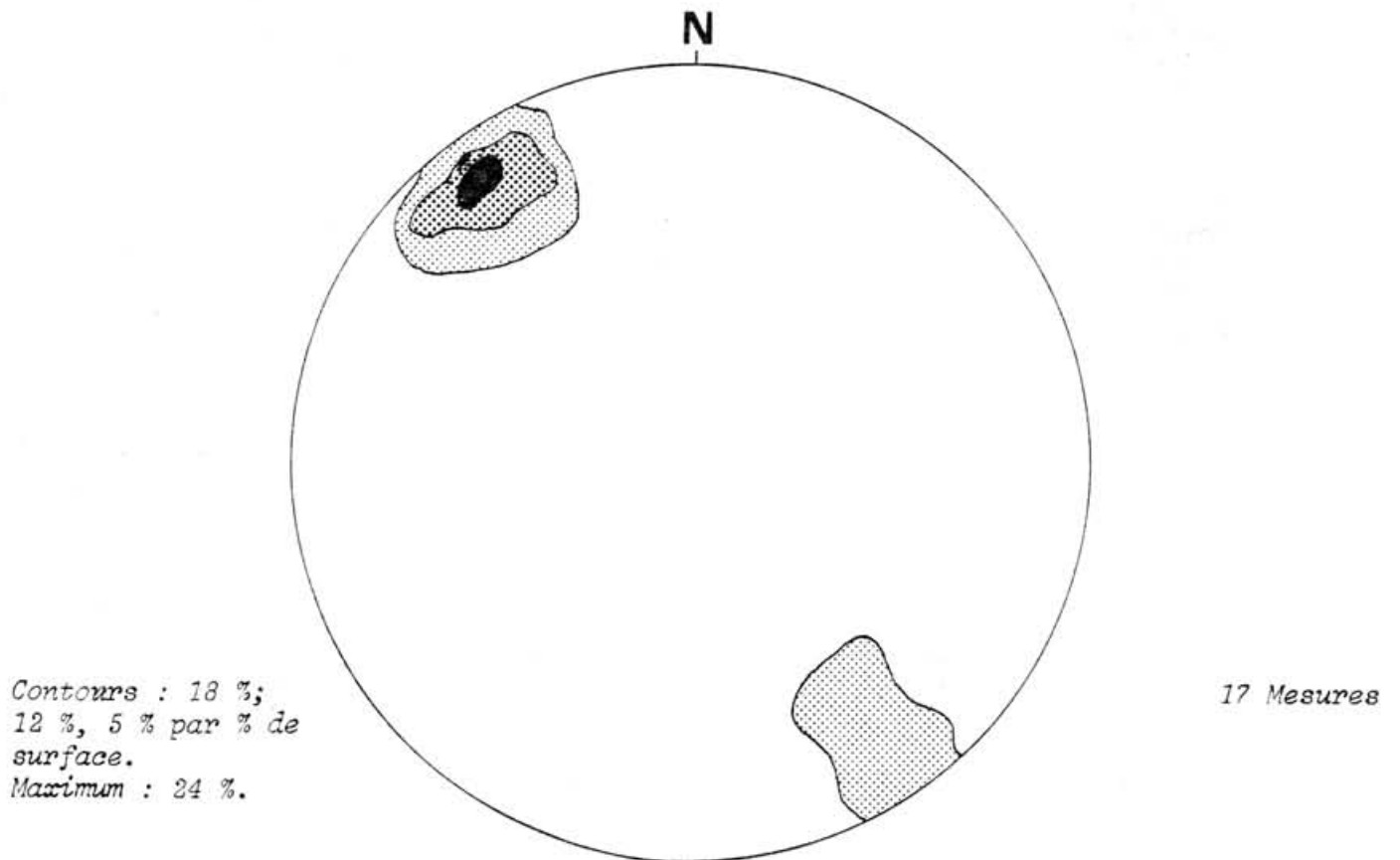


FIG. 19 : Linéations minérales.

geante vers le Nord-Ouest. Rabattue à l'horizontale autour de la direction de la foliation, cette linéation est orientée Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est c'est à dire parallèlement aux axes des plis de phase 1. De même, le cortex très déformé de certains boudins basiques porte une linéation minérale et d'allongement prononcée, définie par la fibrosité du quartz et l'alignement des cristaux d'amphibole et de biotite, orientée Nord-Ouest - Sud-Est à Nord-Sud.

Les placages de sillimanite montrent parfois une orientation préférentielle des fibres, disposées Nord-Sud à Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Est, du moins vers la base du groupe leptyno-amphibolique.

Enfin, il est intéressant de remarquer que quelques rares observations dans des flaser-gabbros indiquent une direction d'allongement fini de la matière très proche de Nord-Sud.

### 3.5 - Conclusion:

En résumé, l'ensemble à dominante gneissique qui surmonte la Série du Lot est caractérisé par une évolution structurale polyphasée que l'on peut diviser en trois épisodes principaux (tableau 4):

- La première phase est responsable de l'acquisition de la foliation horizontale et du rubanement gneissique. Les plis qui lui sont associés, isoclinaux, sont orientés Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est; leur déversement est inconnu.

- La phase 2 se manifeste par des rejeux, des replis et, localement, la transposition tangentielle de la foliation 1. Ses plis, à plan axial horizontal, ont des axes proches de Nord-Ouest - Sud-Est, et leur déversement apparent préférentiel semble se faire vers le Nord-Est. La signification mégastructurale éventuelle de cette polarité n'est pas établie.

- La phase 3 correspond à un serrage tardif. Elle n'est exprimée que de façon locale, et se traduit par des crénelations et des plis en chevrons d'axe Nord-Ouest - Sud-Est, faiblement déversés au Nord-Est, qui déterminent une schistosité de crénelation très fruste.

D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>
Déformation ubiquiste	Déformation ubiquiste	Déformation très locale
<p>S<sub>1</sub> : foliation et rubanement gneissique subhorizontaux</p> <p>P<sub>1</sub> : intrafoliaux, isoclinaux, à charnières très aigües Replissement synchrone ou phase antérieure possibles. Direction: NNW-SSE Déversement apparent indéterminé.</p> <p>L<sub>1</sub> : intersection : NNW-SSE allongement : probablement subméridien.</p>	<p>S<sub>2</sub> : foliation (rejeux et transposition de S<sub>1</sub>), sub-horizontale.</p> <p>P<sub>2</sub> : plis couchés, plus ou moins serrés, à charnières arrondies direction moyenne NW-SE (quelques exceptions NE-SW) Déversement apparent préférentiel vers le NE.</p> <p>L<sub>2</sub> : L minérale NW-SE</p>	<p>S<sub>3</sub> : clivage de crénulation grossier, à fort pendage vers le Sud.</p> <p>P<sub>3</sub> : crénulations et corrugations NW-SE. L<sub>3</sub></p>

Tab. 4 : TABLEAU RECAPITULATIF DES MICROSTRUCTURES DU "SUPERGROUPE GNEISSIQUE" DE MARVEJOLS.

#### 4 - LE METAMORPHISME:

D'un point de vue zonéographique, l'ensemble du "supergroupe de Marvejols" appartient au faciès amphibolite profond, caractérisé, dans les niveaux à chimisme adéquat, par la présence de disthène (précoce) et de sillimanite (ultérieure).

La muscovite est partout présente à l'équilibre, sauf dans un cas (Le Regourdel) où PEYRETTI (1971) a décrit sa déstabilisation et l'apparition du couple sillimanite-orthose. Ce domaine apparaît donc spatialement assez homogène quant à l'intensité du métamorphisme.

##### 4.1 - La mobilisation:

On ne rencontre pas ici d'anatexites typiques. Cependant il est clair que le groupe leptyno-amphibolique et le complexe quartzo-feldspathique ont subi un début de migmatisation syntectonique de la phase 2 (*pro parte* du moins) du type métatexie (MEHNERT, 1971) accompagnée et "maquillée" par la déformation. Cette mobilisation se traduit par des termes pegmatoïdes. Dans les gneiss, il s'agit souvent de pegmatites banales, sous forme de bouffées, de traînées intrafoliales, et de petits amas ("pods") dans les zones abritées déterminées par les boudins basiques. L'origine locale, *in situ*, de ces mobilisats leucosomiques est parfois clairement attestée par la présence d'un liseré mélanocrate adjacent: ce sont des "vénites" au sens de HOLMQUIST (MEHNERT, 1971, p. 123) (photos VIII 1,2).

La mobilisation se manifeste aussi par des lentilles à quartz-oligoclase (*cf.* DANGLA *et al.*, 1977) séparées par des cloisons micacées anastomosées qui confèrent aux surfaces "S" un aspect bosselé caractéristique. Parfois, un véritable pegmatoïde plagioclasique concordant peut en résulter.

Les roches basiques, elles-mêmes, ne sont pas épargnées par la mobilisation et de nombreuses veinules leucocrates les parcourent: une partie d'entre elles est manifestement tardive par rapport aux déformations synschisteuses; par contre, d'autres "tapissent" les boudins et sont clairement syntectoniques. La minéralogie de ces dernières retient l'attention: quartz, plagioclase basique, amphibole du groupe trémolite-actinote définis-

sant une linéation minérale NNW-SSE, disthène en individus remarquables vert pré (variété chromifère) atteignant 10 cm (GEFFROY, 1949) et se transformant parfois en fuchsite; rutile (centrimétrique); corindon. L'analogie de gisement suggère que ces pegmatoïdes à paragenèses particulières sont vraisemblablement l'équivalent, en contexte basique, des pegmatites banales intrafoliales ou de zones abritées que l'on rencontre dans les gneiss. Les unes et les autres montrent que des conditions sub-anatectiques ont été atteintes dans le supergroupe de Marvejols.

#### 4.2 - Les metabasites:

Le pôle d'intérêt pétrologique majeur est fourni par les metabasites, dont certaines (métagabbros coronitiques, éclogites, pyrigarnites, et leptynites "trondhjémiques" associées) montrent des associations minérales précoces symptomatiques de conditions de haut grade (faciès granulite de HP-HT).

4.2.1 - Les amphibolites communes sont très polymorphes à l'affleurement (massives, rubanées, à grain fin, à gros grain, etc...), et les variétés feldspathiques passent souvent sans solution de continuité à des gneiss plus ou moins amphiboliques. Elles renferment en proportions variables quartz, plagioclase (oligoclase à andésine), Hb verte, grenat, biotite, Cpx, Feldspath K, sphène, apatite, zircon, rutile, minéraux opaques.

4.2.2 - Les gabbros coronitiques<sup>\*</sup>; les métagabbros les plus typiques forment un massif plurihectométrique entre les hameaux du Croizier et de Pratbinals, à l'Ouest de Marvejols; ces roches, à structure magmatique bien conservée, montrent une paragenèse primaire à:

- plagioclase An 50, en lattes presque entièrement recristallisées;
- Cpx schillerisé;
- Olivine ? en fantômes à auréoles amphiboliques complexes;

---

<sup>\*</sup> Je remercie vivement Mr B. LASNIER (Université de Nantes) qui a bien voulu examiner de nombreuses lames minces du massif du Croizier, et me communiquer ses observations, résumées ici.

- Biotite rare;
- Ilménite, localement abondante, magnétite;
- Apatite;
- Zircon, très rare.

L'évolution métamorphique *s.l.* (post- ou tardi- magmatique) de ces roches est caractérisée par un premier stade de caractère granulitique avec apparition de rutile et, surtout, croissance de structures coronitiques de grenat entre le Cpx et le plagioclase primaires. Une telle réaction est généralement considérée comme une étape de l'éclogitisation (VOGEL et WARNAARS, 1967; GREEN et RINGWOOD, 1967; LASNIER, 1970, 1977; PIBOULE et COFFRANT, 1970) qui, ici, a été atteinte localement.

Il est impossible de préciser, pétrographiquement, si ce stade granulitique de HP-HT est contemporain de la mise en place (nécessairement profonde, dans ce cas) ou s'il lui est postérieur. En effet, l'interprétation des couronnes est controversée; pour de nombreux auteurs, il s'agirait de structures *magmatiques* apparues lors du refroidissement d'un bain sous haute pression (GREEN et MYSEN, 1972; GRIFFIN et HEIER, 1973; GRIFFIN et RÅHEIM, 1973, *etc...*). Il pourrait alors ne pas y avoir de relations entre le protolithe des éclogites et celui des gabbros (*cf.* GRIFFIN et RÅHEIM, 1973; MATTHES et SEIDEL, 1977).

Cependant, les structures coronitiques pourraient aussi apparaître à l'état *solide*, lors d'un véritable *métamorphisme prograde* de HP, postérieur à un épisode magmatique de basse pression. Seule une étude fine de la zonation des minéraux pourrait permettre (par l'intermédiaire des KdFe-Mg, Gr-Cpx, BANNO, 1970) de reconstituer l'évolution (P,T) et déceler une éventuelle histoire prograde (*cf.* RÅHEIM et GREEN; 1975).

Après le développement des assemblages "granulitiques", le gabbro a subi une flasérisation non pénétrative à l'échelle du massif, accompagnée par une rétro-morphose importante: apparition de plusieurs générations d'amphiboles en couronnes (Hb brune, Hb brun-vert, Trémolite-Actinote), ouralitisation des Cpx primaires, début de saussuritisation des plagioclases, et cristallisation de sphène et de chlorite (faciès amphibolite).

On note ici l'absence de témoins d'une "étape" dans le faciès granulite de BT-HT qu'indiquerait, par exemple, l'association Opx-plagioclase (LASNIER, comm. pers.).

A proximité de ce massif de gabbro, affleure la seule lentille de *métopéridotite* que nous ayons rencontrée dans la région de Marvejols. Sa paragenèse primaire à olivine - cpx (et peut être amphibole incolore) est oblitérée par une serpentinitisation massive avec croissance de lizardite, d'antigorite (pseudomorphose d'olivine à structure maillée), de chlorite chromifère (leuchtenbergite) et de mica blanc (LEYRELOUP, comm. orale). Il s'agit vraisemblablement d'une ancienne wehrlite (péridotite à Cpx). Ces serpentines sont situées à proximité des métagabbros, et on n'en a pas rencontré ailleurs; aussi, on peut penser qu'elles ont pour origine un cumulat ultra-basique issu du magma gabbroïque.

4.2.3 - Les éclogites<sup>\*</sup>: Ces roches verdâtres, parsemées de grenat, constituent le coeur de quelques boudins au sein du groupe leptyno-amphibolique. Elles représentent probablement le terme ultime de l'évolution ébauchée par la coronitisation des gabbros auxquels elles sont parfois associées. Les minéraux représentatifs du stade éclogitique sont omphacite, grenat, parfois en atoll, quartz, rutile, minéraux opaques. Cette association primaire ne subsiste qu'à l'état de reliques. L'évolution rétro-morphique contemporaine des déformations souples est caractérisée par l'apparition massive d'amphiboles (Hb brune poeciloblastique, puis Hb verte) et par la déstabilisation de la paragenèse cpx-grenat, avec:

- "kélyphitoïdisation" du cpx, qui se transforme en un assemblage symplectitique de diopside et de plagioclase acide, et, à un degré moindre,

- kélyphitisation du grenat, qui s'entoure d'une couronne de Hb et de plagioclase.

4.2.4 - Les pyrigarnites: Elles forment, comme les éclogites le coeur de certains boudins, par leur teinte brun-rosâtre, ces roches très

---

\* Je remercie Mrs. A. LEYRELOUP et C. NICOLLET, auxquels je dois la description micrographique des éclogites et des pyrigarnites.

tenaces tranchent sur l'encaissant amphibolitique vert-sombre. Le terme de pyrigarnite, proposé par VOGEL (1967), décrit des roches catazonales basiques d'affinité éclogitique, mais qui diffèrent des éclogites proprement dites à deux égards:

- leur cpx n'est pas jadéitique: il ne s'agit donc pas d'omphacite, mais simplement, par exemple, de diopside;

- la possibilité de la présence à l'équilibre de plagioclase.

Il est généralement admis que ces deux particularités — d'ailleurs liées — traduisent des conditions de formation moins sévères que celles des éclogites s.s. (VOGEL, 1967; GREEN et RINGWOOD, 1967).

La paragenèse primaire est granulitique de HP:

- grenat, quartz, cpx non jadéitique, mica phlogopitique, disthène, rutile, apatite, quelques zircons.

Ici aussi, les manifestations rétro-morphiques syntectoniques sont très importantes:

- le cpx fait place à une intercroissance symplectitique cpx secondaire-plagioclase calcique;

- le grenat s'entoure, au contact du quartz, d'une couronne à opx-plagioclase;

- le disthène donne des symplectites à corindon-spinelle-plagioclase.

Des structures coronitiques identiques et les réactions interminérales qu'elles attestent ont été décrites en détail dans les granulites basiques du Haut-Allier (LASNIER, 1977; LEYRELOUP *et al.*, 1975). Elles traduisent une succession de rééquilibrages paragenétiques à des conditions physiques variables, marquées essentiellement par une chute de P. Cette évolution de type coronitique est suivie par un important stade d'amphibolitisation lors duquel cristallisent des hornblendes brunes poecilites puis des hornblendes vertes (rétromorphose dans le domaine mésozonal).

Dans la mesure où les éclogites et les pyrigarnites co-existent sur les mêmes affleurements, on ne peut guère admettre ici l'explication



classique selon laquelle ce sont des différences de conditions (P,T) qui déterminent l'apparition de tel ou tel type. Comme il n'apparaît pas de différence sensible de chimisme (du moins au niveau des éléments majeurs), on ne peut guère invoquer que des facteurs plus ou moins bien connus, tels que les P partielles de fluides, les phénomènes cinétiques, etc...

#### 4.2.5 - Les quartzo-leptynites à grenat "trondhjémiques"

Ces roches n'occupent qu'un volume extrêmement restreint. Cependant, elles présentent un intérêt considérable car ce sont les seules roches acides possédant ici une paragenèse de HP (BOETTCHER, 1970): quartz, oligoclase, grenat, disthène, zoïsite, Hb verte, rutile, apatite, zircon. NICOLLET et LEYRELOUP (1978) ont montré dans le Rouergue que ces leptynites particulières avaient un chimisme de "trondhjémite pauvres en alumine" (BARKER et ARTH, 1976) marqué par une forte teneur en SiO<sub>2</sub> et un très faible rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O.

Comme pour les roches basiques de HP, deux hypothèses génétiques sont *a priori* envisageables (NICOLLET et LEYRELOUP, 1978):

1 - le liquide trondhjémite a pu cristalliser dans des conditions de BP, avant de subir un métamorphisme de HP et d'acquérir, par réactions à l'état solide, la paragenèse primaire observée.

2 - le magma trondhjémite a pu "cristalliser directement dans les conditions de HP, fractionnant ainsi les minéraux de la paragenèse magmatique initiale ..."

Dans ce cas, l'existence même de ces roches serait directement liée aux événements métamorphiques.

Quoi qu'il en soit, des observations pétrographiques (NICOLLET et LEYRELOUP 1978) (auréole continue d'oligoclase autour des disthènes et/ou des zoïsites au contact du quartz, textures dendritiques, etc...) peu compatibles avec des réactions à l'état solide, semblent indiquer l'intervention d'un bain magmatique à HP.

L'étude géochimique (majeurs et traces, Terres Rares) (NICOLLET *et al.*,

1979) permet de préciser le problème en excluant:

- la cristallisation fractionnée à BP à partir d'un magma basique: les pôles acides et basiques forment deux lignées de différenciation distinctes;

- l'anatexie de métasédiments.

Par contre, elle montre qu'une origine par fusion partielle (1 à 10%) de metabasites amphibolitiques et quartziques encaissantes est envisageable.

Par ailleurs, un modèle à deux stades rendrait aussi bien compte des données géochimiques:

- stade 1: Genèse, à partir d'un protolithe initial à définir, d'un matériau parental *magmatique acide* à quartz-oligoclase-biotite ("trondhémities I") tels que les plagiogranites fréquemment associés, en petites quantités, aux ensembles basiques.

- stade 2: Refusion partielle de ce matériau parental sous HP (grenat = produit de fusion incongruente de la biotite) produisant des "trondhémities II" que l'on trouve maintenant associées aux éclogites.

Dans le cadre de cette seconde hypothèse, il semblerait possible, en première analyse, de rapporter:

- le premier stade de fusion, au magmatisme bimodal à l'origine du groupe leptyno-amphibolique: à côté des roches basiques et acides banales, seraient mises en place des quantités subordonnées de roches ignées à chimisme hypo-potassique ("trondhémities I");

- le second stade anatectique, au métamorphisme de HP: la refusion partielle sous haute pression des "trondhémities I" aurait généré des "trondhémities II". Du fait de la forte solubilité de l'eau dans le métatectite ainsi produit, il se serait produit une déshydratation locale des metabasites encaissantes qui aurait favorisé leur éclogitisation, (cf. GREEN et MYSEN, 1972).

On verra (§ 5) qu'à nos yeux, les données géochronologiques actuellement disponibles suggèrent que *les deux* modèles sont applicables,

selon les cas. Le faciès trondhjémite représente donc le *terme de convergence* de deux processus génétiques distincts:

- métamorphisme prograde de HP de plagiogranites *s.l.* de BP initiaux;
- fusion partielle sous HP des metabasites encaissantes.

#### 4.3 - Le problème de la signification des roches "granulitiques":

L'existence de roches à caractères "granulitiques" est établie sans ambiguïté. De même, il est clair, que l'"éclogitisation" *s.l.* est un phénomène *précoce* par rapport à l'essentiel de la tectonique synschisteuse actuellement visible, puisque des éclogites équantes subsistent au cœur de boudins à cortex intensément déformé. Par contre, la signification que l'on doit accorder à ces roches pose un problème. En effet, contrairement à ce qui se passe en Haut-Allier, où un "cortège" granulitique *complet*, comportant des roches ortho- et paradérivées de chimisme très diversifié, a été décrit (FORESTIER *et al.*, 1973; MARCHAND, 1974; LASNIER, 1977), la quasi-totalité des paragenèses granulitiques trouvées à Marvejols l'ont été dans des roches appartenant (ou étroitement associées) à la séquence basique orthodérivée. De ce point de vue, la situation est très comparable à celle rencontrée en Lézou (NICOLLET, 1978). Plusieurs explications sont *a priori* possibles:

1) des roches granulitiques métasédimentaires acides sont présentes, mais elles ont échappé à l'observation;

2) de telles roches ont existé, mais les effets rétomorphiques les ont totalement détruites. On sait en effet, que les granulites paradérivées sont plus sensibles au métamorphisme rétrograde;

3) il n'y a jamais eu un éventail complet de roches granulitiques dans notre région: seules les roches de la séquence basique orthodérivée documentent un "événement granulitique", alors que le contexte général traduit des conditions de faciès amphibolite.

Il nous paraît très douteux de postuler ici l'existence d'un premier stade granulitique *pénétratif*, et de supposer par exemple que les amphibolites

communes sont des roches "banalisées", issues de la rétro-morphose totale de granulites basiques.

Aussi, dans l'état actuel des recherches, c'est l'hypothèse (3) qui nous semble de loin la plus plausible. On est alors placé devant l'alternative suivante:

- soit on considère les structures coronitiques de HP des roches orthodérivées comme de simples structures de refroidissement d'un magma à grande profondeur; les paragenèses "granulitiques" des gabbros et des éclogites n'ont alors aucune signification du point de vue purement métamorphique: elles ne démontrent *pas nécessairement* l'existence d'un épisode métamorphique granulitique proprement dit, mais témoignent seulement d'une mise en place profonde des magmas basiques;

- soit on admet que l'ensemble de la série a été porté, postérieurement à son édification, dans des conditions de HP, et que seules les roches à paragenèses initiales adéquates (par ex., relativement anhydres) se sont alors éclogitisées. Une telle évolution, démontrée dans le cas des éclogites alpines (BEARTH, 1959), est également prônée par de nombreux auteurs pour les éclogites "de type B" (COLEMAN *et al.*, 1965) encaissées dans des gneiss de faciès amphibolite (par ex. VELDE *et al.*, 1970, de WIT et STRONG, 1975).

Dans notre cas, des arguments — dont aucun n'est véritablement déterminant — nous paraissent militer en faveur de la nature supracrustale et de l'homogénéité du groupe leptyno-amphibolique: la plupart des auteurs qui se sont intéressés à ce type de formations ont signalé la présence de méta-pyroclastites et/ou de métalaves (CHENEVOY et PIBOULE, 1974 ; PIBOULE et DUTHOU, 1976; PIBOULE et coll., 1977, 1978; NICOLLET, 1978), qui témoignent d'une activité extrusive. Effectivement, une bonne partie des gneiss amphiboliques est difficilement interprétable autrement qu'en termes de roches volcano-sédimentaires, en raison de:

- passages progressifs des amphibolites feldspathiques à des gneiss paradérivés;

- la présence, dans un de ces gneiss d'une population de zircons de même âge (ca. 480 MA) que les roches magmatiques basiques

et acides (cf. chap. 5); aucune donnée radiochronométrique (intercept inférieur de zircons détritiques, etc...) ne permet de penser qu'il s'agit de néo-zircons d'origine métamorphique: aussi les interprétons-nous comme des grains volcano-clastiques ou issus du démantèlement de produits ignés extrusifs (le démantèlement de plutons gabbroïques ramenés à la surface, quoiqu'à la rigueur envisageable, n'est étayé par aucun argument positif; du reste, il rendrait mal compte de la raréfaction *progressive* des boudins d'orthoamphibolites lorsqu'on s'adresse à des niveaux de plus en plus élevés de l'ensemble leptyno-amphibolique et quartzofeldspathique sus-jacent).

- très récemment, des méta-laves très probables d'affinité komatiitique ont été découvertes par C. NICOLLET dans la ceinture basique du Lévezou qui constitue un très bel exemple de groupe leptyno-amphibolique (C. NICOLLET, A. LEYRELOUP, comm. orale).

Aussi, en l'absence d'autres données, c'est le second terme de l'alternative (métamorphisme prograde de HP) que nous privilégions: lors d'un premier stade (nettement antérieur ou seulement précoce par rapport au métamorphisme principal de faciès amphibolite?), *certaines* roches basiques auraient *localement* acquis des paragenèses granulitiques, tandis que leur encaissant serait resté amphibolitique.

Ensuite, une diminution des conditions de métamorphisme (du moins de la pression), allant de pair avec une intense déformation tangentielle, auraient imposé à *l'ensemble* des roches la cristallisation d'assemblages hydratés du faciès amphibolite. En d'autres termes, nous pensons qu'il faut accorder l'importance la plus grande à l'hétérogénéité des réactions tant progrades que rétrogrades. Les causes possibles de cette hétérogénéité réactionnelle sont nombreuses:

- composition hétérogène de la phase fluide:  $H_2O$ ,  $CO_2$ ...
- répartition hétérogène de la phase fluide, déterminée entre autres par:

- l'hétérogénéité de la déformation; elle est clairement visualisée par l'existence de boudins: on considère généralement que la déformation n'a fait que *préserver*, au coeur du boudin, une paragenèse catazonale antérieure, mais peut-on exclure totalement que cette position structurale particulière n'a pas eu une influence sur l'apparition d'une telle paragenèse en cet endroit?

A Marvejols, on ne peut guère supposer l'existence d'un bâti granulitique démantelé, dont ne subsisteraient que quelques septa ayant échappé à la rétro-morphose totale. Il ne serait donc pas approprié, nous semble-t-il, d'employer ici le vocable de "reliques" à cause de la connotation de grande ancienneté et de polycyclicité qui lui est associée. Il s'agirait plutôt de *témoins* traduisant une hétérogénéité de l'évolution prograde, plus ou moins préservés au cours de l'histoire tectono-métamorphique ultérieure. Cependant, il n'est pas nécessaire pour autant qu'on ait affaire à une évolution métamorphique *continue*. Le stade éclogitique précoce et le métamorphisme syn-schisteux dans le faciès amphibolite ne relèvent peut-être pas rigoureusement de la même logique ni des mêmes causes.

#### 4.4 - Conclusion:

Le supergroupe gneissique de Marvejols est tout entier contenu dans la zone à disthène et sillimanite (la muscovite restant stable), et il a subi les effets d'une mobilisation incipiente.

Les metabasites montrent des paragenèses précoces granulitiques de HP-HT (métagabbros coronitiques, éclogites, pyrigarnites). A une exception près ("trondhjémites") les roches appartenant à d'autres séquences sont dénuées de telles paragenèses. Ces septa éclogitiques *s.l.* ne nous semblent pas devoir être considérés comme des reliques d'un vieil événement granulitique épargnés par la rétro-morphose, mais plutôt comme des hétérogénéités locales de l'évolution prograde d'un cycle métamorphique *unique*, probablement caractérisé par un climax dans le faciès amphibolite profond. A grande échelle, on constate donc une évolution spatiale, puisque les conditions étaient moins sévères ici que plus au Nord (Haut Allier), où le faciès granulite généralisé était atteint.

On remarquera que dans cette dernière région, il n'est pas absolument évident que les granulites *s.s.* ("weißsteins", gneiss khondalito-kinzigitiques) d'une part, et les éclogites et gabbros coronitiques (semblables aux roches de Marvejols et du Lézou) d'autre part, aient acquis leurs paragenèses de HP-HT selon le même processus, et à la même époque.

## 5 - DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES

Six roches du supergroupe de Marvejols ont été étudiées par la méthode U/Pb. Etant donné son importance générale, c'est sur le groupe leptyno-amphibolique qu'a porté l'essentiel de notre effort, en vue de déterminer :

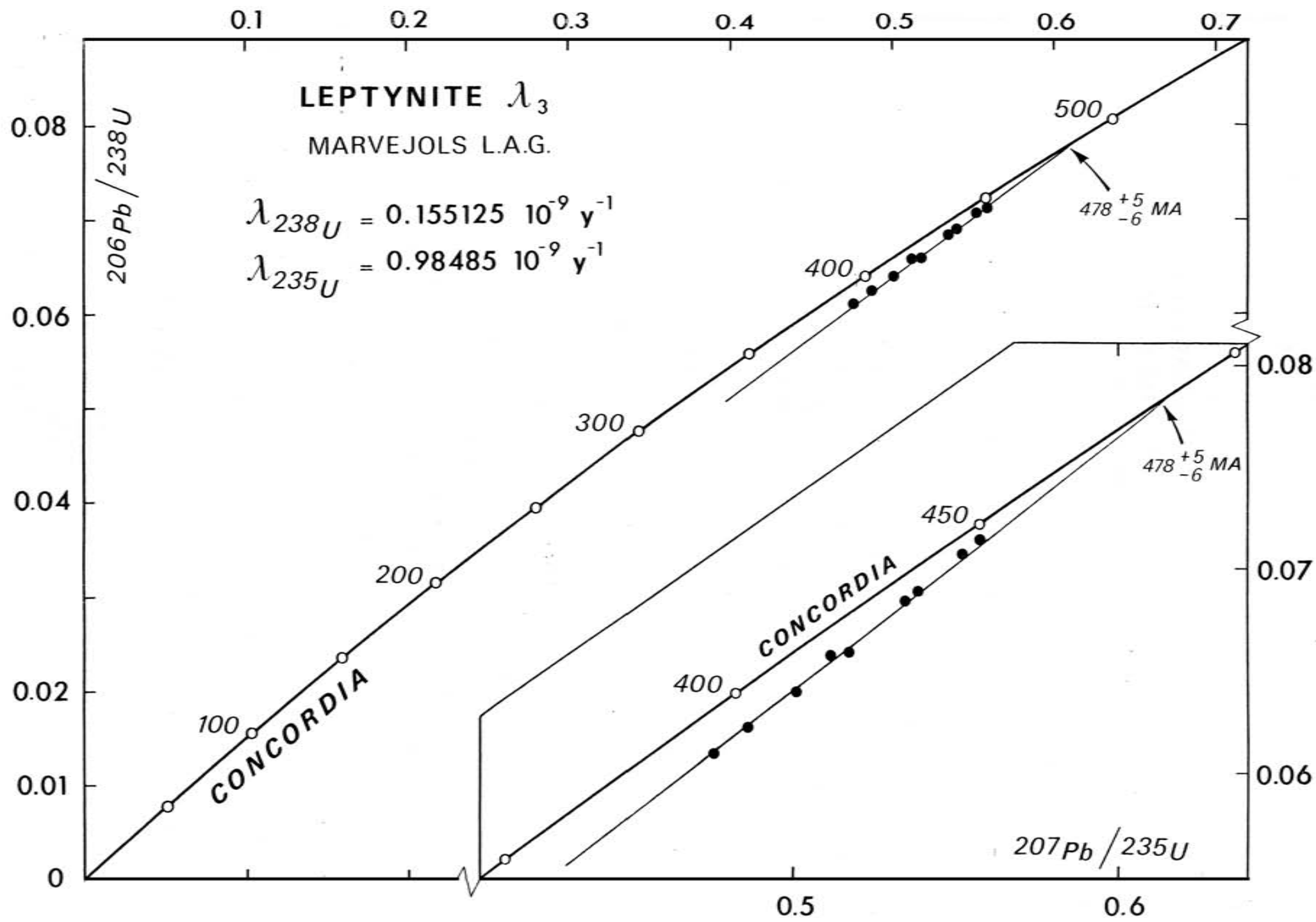
- 1°/ l'âge des roches magmatiques qui caractérisent cette série ;
- 2°/ l'âge de la (des) période(s) de métamorphisme.

Le premier aspect a été abordé par l'analyse des zircons extraits d'une ortholeptynite, du métagabbro du Croizier, et d'un gneiss amphibolique banal. Les informations relatives à l'évolution métamorphique *s.l.* ont été obtenues à partir de l'étude d'un paragneiss, d'une pegmatite de zone abritée, et d'une trondhjémite de HP associée à des metabasites éclogitisées.

### 5.1.- Ortholeptynite :

La roche étudiée se présente sous forme de lentilles métriques au sein de gneiss plagioclasiques à boudins de metabasites. Il s'agit d'un gneiss homogène, finement rubané, de teinte claire, à patine rosée. Sa composition minéralogique est la suivante : Quartz, Oligoclase antiperthitique, Fk, Bi, Hb. hastingsitique, allanite, apatite, zircon. La composition chimique, marquée par une concentration élevée en  $\text{SiO}_2$  et en  $\text{K}_2\text{O}$ , et une teneur relativement faible en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , est granitique *s.l.* Elle permet d'envisager une nature orthodérivée (de même que les faibles teneurs en Cr et Ni, Van de Kamp *et al.*, 1976) (rhyolite alcaline potassique ?), sans exclure pour autant d'éventuels lessivages. Des termes voisins ont été interprétés, en Limousin, comme des roches volcaniques ou hypovolcaniques acides (De La Roche *et al.*, 1974).

Les zircons, abondants, sont de teinte beige orangé et relativement "laiteux". Il s'agit de prismes bipyramidés allongés; comme c'est toujours le cas dans les gneiss de degré métamorphique élevé, les arêtes formées par les différentes faces ne sont pas vives, et les cristaux ont un aspect général relativement "émoussé": on a affaire à "des zircons de recristallisation subautomorphes ou légèrement arrondis" de





Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>TOT</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, T	2.68	1482	94.3	850	0.07391	0.12522	0.06599	0.51733	0.05689
2 : 80-100µ, T	3.33	1439	92.3	979	0.07157	0.11680	0.06401	0.50094	0.05679
3 : 100-125µ, T	2.98	1487	99.9	1968	0.06386	0.09340	0.06896	0.53868	0.05665
4 : 125-150µ, T	1.83	1691	107.4	1131	0.06919	0.10392	0.06585	0.1167	0.05635
5 : 80-100µ, NM0°	1.12	427	28.9	2282	0.06298	0.10426	0.06851	0.53472	0.05661
6 : 80-100µ, M2°	1.42	1971	115.1	1218	0.06844	0.10499	0.06100	0.47541	0.05656
7 : 63-80µ, M2°	2.59	1841	110.5	1171	0.06888	0.11114	0.06240	0.48605	0.05652
8 : 125-150µ, M2°	0.47	2715	185.6	814	0.07440	0.11822	0.07147	0.55758	0.05662
9 : 80-100µ, M0°-2°	3.78	894	61.9	1955	0.06401	0.09899	0.07080	0.55189	0.05654

Ortholeptynite du groupe leptyno-amphibolique = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun : <sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 17.78

<sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.47 , <sup>208</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 37.49



Pupin (1976). Neuf fractions granulométriques et magnétiques ont été analysées. Les points expérimentaux, dans le diagramme ( $r_8, r_5$ ), sont alignés sur une droite qui recoupe la courbe Concordia à  $478 \pm \frac{5}{6}$  M.A. La disposition des points est conforme à celle des suites cogénétiques (SILVER et DEUTSCH, 1963) et on ne peut déceler aucun indice de phénomène d'héritage, ce qui renforce l'hypothèse "ortho" émise pour cette roche. Nous interprétons donc l'intercept supérieur comme l'âge de lère cristallisation des zircons, à partir d'un magma acide. L'intercept inférieur, à  $12 \pm 37$  M.A., ne s'écarte pas significativement de l'origine ; il traduit l'existence de phénomènes tardifs de perte en Pb (de caractère "épisodique" et/ou continu), et, en l'absence d'autres données, on ne peut lui accorder aucune signification géologique directe. On remarquera seulement que les (éventuelles) traces isotopiques des évènements tectonométamorphiques hercyniens ont été oblitérées par ces pertes tardives.

#### 5.2. - Métagabbro

La description micrographique de la roche<sup>1</sup> a été donnée au §4. L'analyse chimique montre clairement la nature sub alcaline<sup>2</sup>, probablement tholéiitique, de ce gabbro à hypersthène normatif, faible teneur en  $K_2O$ , rapport Y/Nb  $\gg 1$ , qui, du point de vue des éléments de transition, se situerait dans le domaine des gabbros continentaux (C. NICOLLET, comm. orale).

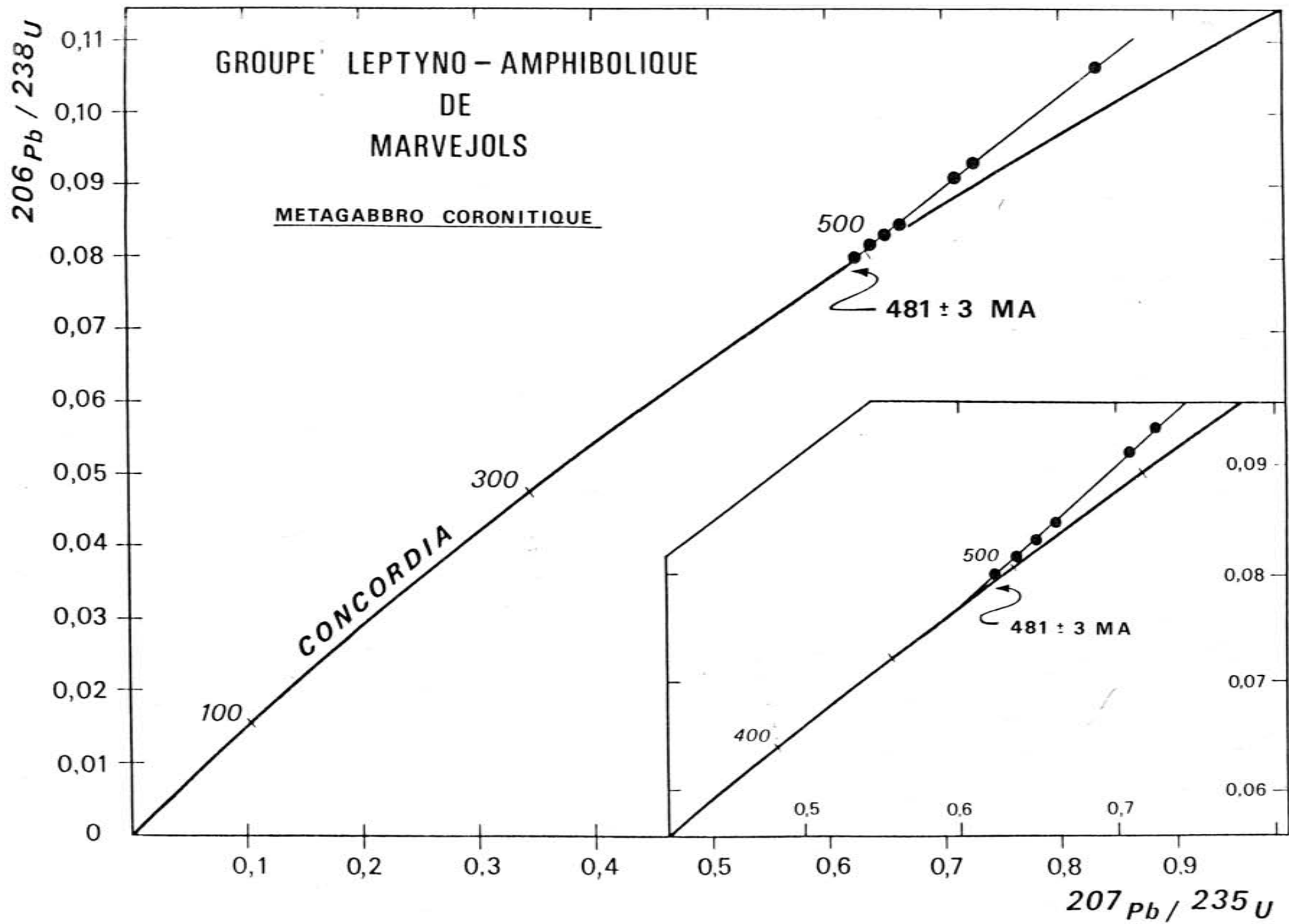
Le traitement d'un échantillon de forte taille (env. 100 kg) a permis de recueillir une quantité suffisante de zircons, dont la nature a été confirmée par diffraction<sup>3</sup> des rayons X et par analyse à la microsonde électronique<sup>4</sup>. En effet, de façon très caractéristique, les cristaux,

(1) due à Mr B. LASNIER

(2) au sens anglo-saxon : non alcaline

(3) Mme Brunet, Lab. de Cristallographie, U.S.T.L.

(4) Mr M. Semet, Paris VI.



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, NM0°	2.26	137.7	10.9	3785	0.06055	0.14184	0.07979	0.62410	0.05673
2 : 80-100µ, NM0°	2.77	266.8	21.9	3384	0.06089	0.12697	0.08123	0.63409	0.05661
3 : 100-125µ, NM0°	2.70	156.9	14.8	2842	0.06184	0.13550	0.09294	0.72728	0.05675
4 : 125-150µ, NM0°	2.80	283.5	24.2	3266	0.06131	0.14991	0.08295	0.64771	0.05688
5 : 150-200µ, NM0°	2.19	249.0	21.5	2455	0.06279	0.14836	0.08447	0.66272	0.05690
6 : 100-125µ, M0°-2°	3.07	221.3	20.5	1220	0.06853	0.15604	0.09098	0.71101	0.05668
7 : 125-150µ, M0°-2°	1.19	273.8	30.2	3179	0.06140	0.19916	0.10623	0.83264	0.05684

Métagabbro coronitique (Groupe leptyno-amphibolique) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun : <sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 17.78 , <sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.47 , <sup>208</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 37.49



souvent de grande taille (jusqu'à 0.3 mm), sont dénués des faces prismatiques et pyramidales habituelles, ce qui complique leur identification (photo XXV). La généralité de ce caractère et la taille des grains sont telles qu'on ne peut guère admettre qu'il s'agit de fragments de zircons automorphes. De fait, un habitus xénomorphe est très fréquemment décrit dans les zircons de roches basiques (DUSCHATKO et POLDERVAART, 1955, POLDERVAART, 1956, TAUBENECK, 1957, FORBES, 1969, PUPIN, 1976, *etc...*). Les causes de l'absence ou de la rareté des zircons bien cristallisés dans les roches gabbroïques constituent un sujet controversé :

- pour certains, (par ex. SPOTTS, 1962, p. 1238), ce caractère serait dû à une cristallisation relativement tardive du zircon ;
- pour d'autres (POLDERVAART, TAUBENECK, *op.cit.*) le faciès "de fragment" résulterait d'une croissance précoce incomplète ; l'intervention de phénomènes de corrosion magmatique, qui se traduirait par des formes arrondies, semble exclue ;
- il a même été proposé de voir dans une partie de ces zircons irréguliers des grains cristallisés subsolidus, longtemps après la consolidation du magma ; en effet, le zirconium peut entrer en quantité appréciable dans le réseau des pyroxènes (WAGER et MITTCHEL, 1951, BROOKS, 1969); ce zirconium, exsolvé lors de phénomènes d'amphibolitisation ultérieurs, pourrait donner naissance à des zircons secondaires (Vlasov, 1966, *in* PUPIN, 1976).

Dans notre roche, on peut aussi observer, dans les fractions granulométriques les plus fines (< 80 µm) quelques rares grains réguliers, à prisme court, ou arrondis (photos XXV), particulièrement limpides et incolores, pouvant évoquer *a priori* les zircons des roches de HP (HOPPE, 1966, MARSHALL, 1966, 1969, KRESTEN, 1973, LASNIER, 1977). L'existence de ces cristaux soulevait l'attention, puisque notre gabbro porte les traces d'un événement de HP. Cependant cette ressemblance n'implique pas nécessairement une origine granulitique pour ces zircons, car une association "binaire" comparable à celle que nous avons remarquée (gros zircons très irréguliers et petits zircons clairs (sub)euhédraux, peu allongés) a été décrite dans d'autres gabbros, non granulitiques (Taylor 1934).

Les points expérimentaux correspondant à des attaques de 2 à 3 mg d'échantillon définissent un bon alignement, passant dans la marge d'erreur, par l'origine du diagramme ( $r_8, r_5$ ). Cependant, contrairement à ce qui se passe dans la quasi-totalité des cas, les points, dans leur ensemble, sont situés *au-dessus* de la courbe Concordia.

Cette disposition montre que des pertes en U plus importantes que les pertes en Pb se sont produites à une époque subactuelle. Une origine naturelle pour ces pertes est extrêmement improbable. En effet, l'U fait partie intégrante du réseau du zircon, et la roche ne montrait pas de signes d'altération notable. On est donc conduit à admettre qu'il s'agit d'un artefact. En effet, la dissolution de ces zircons s'est avérée particulièrement difficile, trois semaines à un mois d'attaque en micro-bombe ayant été nécessaires pour obtenir une dissolution complète. Or, l'U est mobile en milieu fluorhydrique gazeux ( $UF_6$ ), et lors d'une attaque prolongée, des pertes en U non négligeables peuvent se produire. Des attaques plus rapides (4 jours) effectuées par J. LANCELOT à l'U.S.G.S. (Denver) sur des quantités très faibles (40 à 70  $\mu$ g) (donc en présence d'une quantité relative de réactif plus importante) ont donné des points situés sous la courbe Concordia, ce qui confirme l'origine *expérimentale* de la discordance inverse.

Malgré ces problèmes analytiques, nos résultats sont exploitables du point de vue géochronologique. En effet, la persistance d'un alignement expérimental suppose que les points réels étaient déjà situés sur une droite passant par l'origine\*. Les pertes d'U ont donc eu pour seul effet de déplacer vers le haut les points sur cette trajectoire, sans modifier l'intercept supérieur avec la courbe Concordia, donc l'âge à 480 M.A.

La validité de cette explication est confirmée par l'âge identique obtenu à partir des fractions dont la dissolution (J. LANCELOT) ne s'est pas accompagnée de pertes de fluorures d'U.

\* En toute rigueur, il existerait une autre possibilité géométrique : les points étaient confondus, et avaient tous un âge apparent  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 480 M.A. Les pertes expérimentales variables ont disjoint ces points, d'où un alignement passant par l'origine. Dans ce cas l'âge à 480 M.A. obtenu n'est alors valable que si l'âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des points confondus correspondait à l'âge réel.



Après avoir examiné les conséquences de ces difficultés analytiques, on peut discuter la signification de l'intercept à 480 M.A. Quel que soit le modèle simple choisi, l'âge à 480 M.A. s'interprète comme l'âge de cristallisation d'une population *homogène* de zircons. Comme on ne peut guère supposer que *tous* les zircons sont tardifs (exsolution du zirconium lors de l'amphibolitisation des pyroxènes), on doit admettre que les zircons sont d'origine magmatique (ou que l'amphibolitisation et la mise en place sont pénécotemporains). Le point représentatif de la population de petits zircons limpides subautomorphes (analysés par J. LANCELOT) n'est pas significativement différent des points relatifs aux gros zircons xénomorphes. La différence de caractères morphologiques ne traduit donc pas de différence d'âge pour ces deux variétés de zircons, ce qui implique que :

- soit les petits zircons sont, comme les gros grains irréguliers, d'origine magmatique (cf. TAYLOR, 1934) ;
- soit ces petits zircons ont cristallisé lors de l'évènement de HP qui, alors, est subcontemporain de la mise en place des gabros.

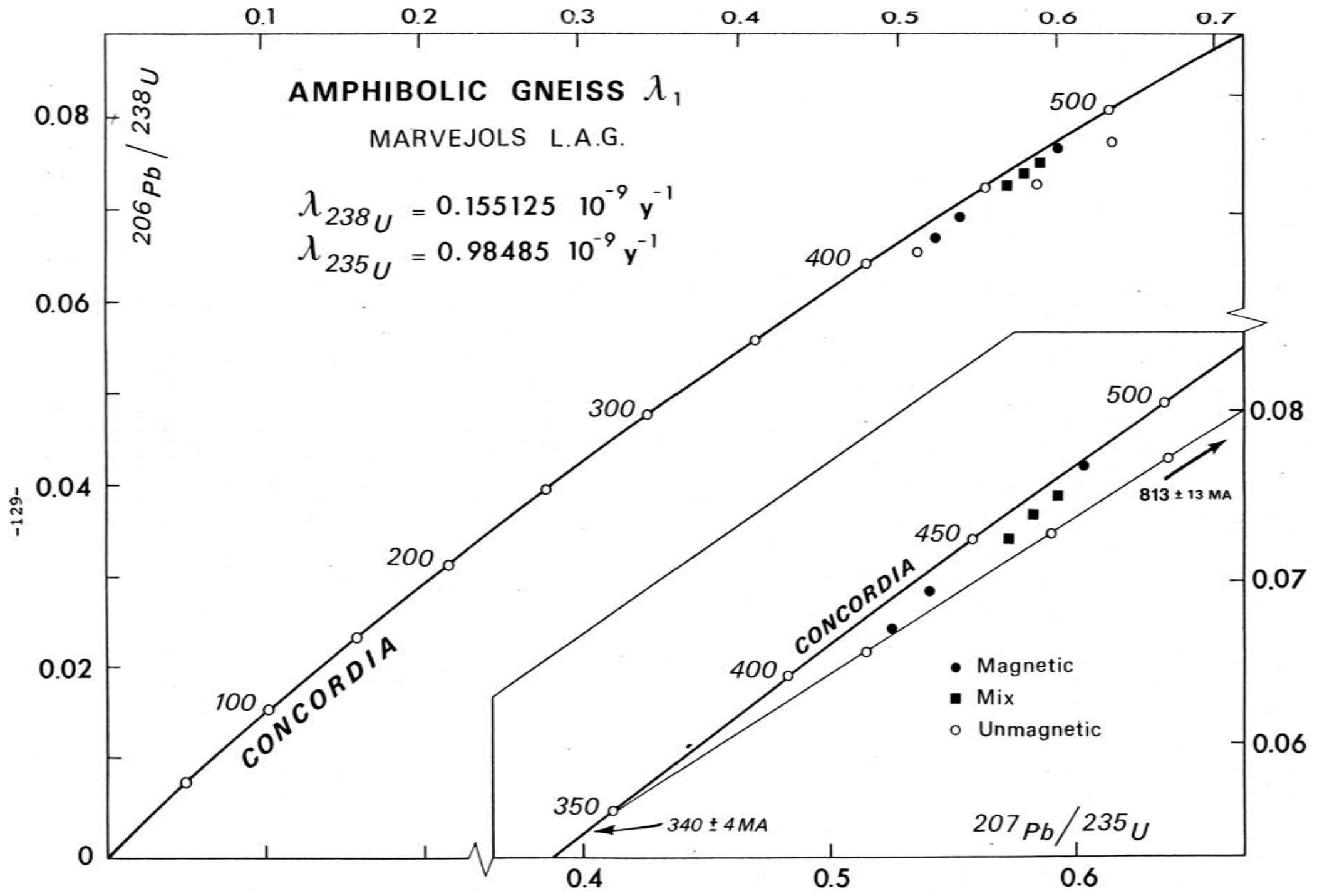
Quoi qu'il en soit, nous nous bornerons ici à constater que comme pour la leptynite, les résultats U/Pb permettent de fixer l'évènement lithogénétique majeur à *ca.* 480 M.A.

### 5-3 - Gneiss amphibolique

Ces gneiss, plus ou moins riches en amphibole, constituent, vers la base du groupe leptyno-amphibolique, la matrice des boudins d'amphibolites massives, parfois éclogitiques. La composition minéralogique de l'échantillon étudié (choisi parmi les moins basiques, afin d'accroître le gain en zircons) est la suivante : quartz, plagioclase (oligoclase-andésine), biotite, grenat, hornblende verte, FK, apatite, sphène, zircons, minéraux opaques.

Chimiquement, cette roche est caractérisée par une grande richesse en  $\text{SiO}_2$  et par une teneur relativement faible en Ca, MgO et fer par rapport aux amphibolites feldspathiques.

Les critères de terrain (passage graduel à des gneiss certainement paradérivés) et les caractères chimiques de ces gneiss



-129-

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, T	3.37	407	30.1	1398	0.06764	0.14789	0.07505	0.59237	0.05728
2 : 80-100µ, T	2.80	448	33.5	1414	0.06739	0.14492	0.07389	0.58209	0.05717
3 : 100-125µ, T	3.52	672	49.0	1696	0.06583	0.13457	0.07240	0.57219	0.05735
4 : 63-80µ, NM2°	3.85	262	19.3	3967	0.06238	0.12863	0.07276	0.58925	0.05874
5 : 80-100µ, NM 2°	1.78	363	23.6	2219	0.06351	0.11529	0.06540	0.51398	0.05700
6 : 100-125µ, NM2°	2.30	335	26.1	4971	0.06269	0.11890	0.07731	0.63733	0.05979
7 : 63-80µ, M2°	2.35	701	49.1	4854	0.05969	0.12920	0.06909	0.53992	0.05651
8 : 80-100µ, M2°	2.76	562	44.7	3696	0.06083	0.12864	0.07679	0.60259	0.05691
9 : 100-125µ, M2°	2.43	687	46.3	2266	0.06331	0.12888	0.06687	0.52485	0.05693

Gneiss amphibolique du groupe leptyno-amphibolique = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :

$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.78$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.47$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.49$



amphiboliques (cf. PIBOULE et PONTIER, 1978), suggèrent un phénomène de *mélange* entre un matériel pyroclastique (et/ou dérivant du remaniement de roches ignées), basique au moins en partie, et une composante terrigène riche en quartz.

Les zircons, abondants, sont limpides et relativement peu colorés. On note une prédominance des cristaux subautomorphes, nettement émoussés avec, pour certains, des surcroissances de zircon néoformé.

Les résultats analytiques ne sont pas d'interprétation immédiate. En effet, considérées globalement, les 9 fractions ne se disposent pas sur une droite. Schématiquement, un non-alignement des points expérimentaux peut avoir deux causes principales :

- évolution multi-épisodique complexe ;
- caractère non cogénétique des zircons.

Dans notre cas, un examen plus détaillé des données montre que les fractions "totales" et les fractions "magnétiques" définissent, *en gros*, un même alignement : Les fractions totales ont pour intercept supérieur  $494 \pm \frac{8}{17}$  M.A. (intercept inférieur à l'origine) tandis que les fractions magnétiques fournissent  $487 \pm \frac{5}{7}$  M.A. et  $22 \pm 67$  M.A., respectivement, alors que les fractions "non magnétiques" sont situées sur une trajectoire nettement distincte, recoupant la courbe Concordia à  $340 \pm 4$  M.A. et  $813 \pm 13$  M.A.

Nous n'avons pas observé de différences morphologiques très évidentes entre les fractions magnétiques et non magnétiques. En effet, compte tenu du degré métamorphique élevé (zones du disthène et de la sillimanite, avec mobilisation incipiente), il est probable qu'on est en présence de zircons recristallisés.

Cependant, les données isotopiques montrent clairement que les zircons contenus dans ce gneiss amphibolique sont polygéniques, et que le fractionnement réalisé au séparateur magnétique Frantz a permis, sinon d'isoler, du moins de distinguer, en première approximation, deux populations :

- une population à composante ancienne (fractions "non magnétiques"), caractérisée par un intercept inférieur à  $\approx 340$  M.A. et un

intercept supérieur à  $\approx 815$  M.A.;

- une population plus récente, d'âge paléozoïque inférieur (fractions "magnétiques") avec intercept supérieur à  $\approx 480-490$  M.A. et intercept inférieur proche de l'origine.

Nous interprétons *les zircons non magnétiques* comme des grains hérités (au moins en partie), issus de la composante terrigène de la roche volcano-sédimentaire à l'origine - selon nous - du gneiss amphibolique. Ces zircons non magnétiques sont, comme presque toujours, les moins riches en U (et, selon toute vraisemblance, en autres éléments traces), donc les plus "résistants". Il est donc qualitativement cohérent que ce soit chez eux que la composante héritée ait l'expression la plus nette.

Ces grains ont subi les événements hercyniens (reflétés par l'intercept inférieur à  $\approx 340$  M.A.) avec perte épisodique en Pb, et néogenèse de zircon (surcroissances très limpides observées lors du tri à la loupe binoculaire).

La droite sur laquelle se disposent ces zircons d'origine en partie épicyclastique a donc à la fois valeur de trajectoire de perte épisodique, et de droite de mélange avec une enveloppe néoformée lors du métamorphisme (cf. DAVIS *et al.*, 1968, KROGH et DAVIS, 1973 ).

*La population magnétique* témoigne, elle, d'un important épisode de genèse de zircons au paléozoïque inférieur. Ce fait incontestable pourrait recevoir deux interprétations différentes :

- ces "néo-zircons" ont cristallisé lors d'un fort métamorphisme paléozoïque inférieur. Cette hypothèse impliquerait que le groupe leptyno-amphibolique avait à cette époque une situation profonde, peu en accord avec les données géologiques (cf. p.119). De plus, on comprendrait mal, alors, pourquoi les zircons hérités contenus dans *la même* roche ne montrent *aucune* trace de cet événement. Aucun intercept inférieur paléozoïque inférieur n'a d'ailleurs été décelé dans toute notre région (exception faite des mylonites profondes qui constituent, on le verra, un cas *très* particulier). Par contre, nous avons montré l'existence de roches ortho-dérivées (gabbro, leptynite) de cet âge ;

- Nous préférons donc considérer ces zircons du paléozoïque inférieur comme d'origine ignée, soit directe (zircons volcano-clastiques = gneiss amphibolique considéré comme un méta-tuf), soit indirecte (démantellement et remaniement de formations volcaniques s.l. ).

Les points expérimentaux des fractions "totales" (individualisées seulement sur la base de la granulométrie), conduisent à des intercepts de  $494 \pm \begin{matrix} 8 \\ 17 \end{matrix}$  M.A. et  $\approx 0$  M.A. très proches de ceux fournis par les fractions magnétiques. Cela montre que la population de zircons du gneiss amphibolique, considérée globalement, est dominée par la composante paléozoïque, présumée volcanogène, l'expression des zircons anciens, épyclastiques, étant masquée à double titre : d'une part du fait de leur petite abondance relative, d'autre part à cause de leur plus faible teneur en U et Pb.

Il convient d'insister sur le caractère approximatif des intercepts obtenus dans ce cas. En effet, il serait illusoire de penser que le séparateur magnétique a permis d'isoler parfaitement chacune des deux composantes héritée et néoformée à l'Ordovicien. Aussi, on peut s'attendre à ce que la présence de zircons "de l'autre population" cause une légère rotation de la trajectoire expérimentale, sénestre pour la droite des zircons "anciens", dextre pour l'alignement des grains "néoformés". Aussi l'intercept inférieur à 340 M.A. (Zr anciens) risque-t-il d'être une sous-évaluation, alors que l'estimation à 487 M.A. de l'âge (par intercept supérieur) de la population néoformée pêchera probablement par excès, à cause de l'influence des quelques "vieux" zircons mal isolés lors de la séparation.

Il est impossible de se prononcer actuellement sur l'éventuelle signification de l'intercept supérieur à 815 M.A. fourni par les zircons non magnétiques, hérités.

En fait, il ne s'agit pas, ici, de faire de la géochronologie fine, mais seulement de mettre en évidence des tendances, fussent-elles grossières; mais cet exemple suggère l'intérêt potentiel de l'étude U/Pb sur zircons des formations méta-volcanosédimentaires pour la détermination directe de l'âge de *dépôt* des séries cristallophylliennes azoïques.

CONCLUSION PARTIELLE :

L'étude radiochronologique des trois roches précédentes (ortholeptynite, métagabbro, gneiss amphibolique) montre sans ambiguïté qu'un très important évènement magmatique bimodal (contemporanéité des termes acides et basiques), probablement de nature plutono-volcanique et synsédimentaire, d'âge Ordovicien, est à l'origine du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols.

Bien que la méthode U/Pb *utilisée isolément* ne soit pas un instrument *particulièrement adapté* à la datation des évènements tectono-métamorphiques, nous avons obtenu quelques informations intéressantes en étudiant trois autres roches du supergroupe de Marvejols :

- un paragneiss du sommet du complexe quartzo-feldspathique,
- un amas de pegmatite échantillonné dans la zone abritée d'un boudin d'amphibolite du groupe leptyno-amphibolique,
- une passée trondhjémitique de HP étroitement associée à des amphibolites à grenat et des éclogitoïdes.

Il est évident qu'un essai de datation directe de l'épisode de HP sur les éclogites et les pyrigarnites (qui contiennent quelques zircons de très petite taille) aurait revêtu un grand intérêt. Hélas, les installations du Département des Sciences de la Terre de Montpellier ne permettent pas de traiter des échantillons de gros volumes ; aussi, nous avons été contraint de renoncer à ces analyses.

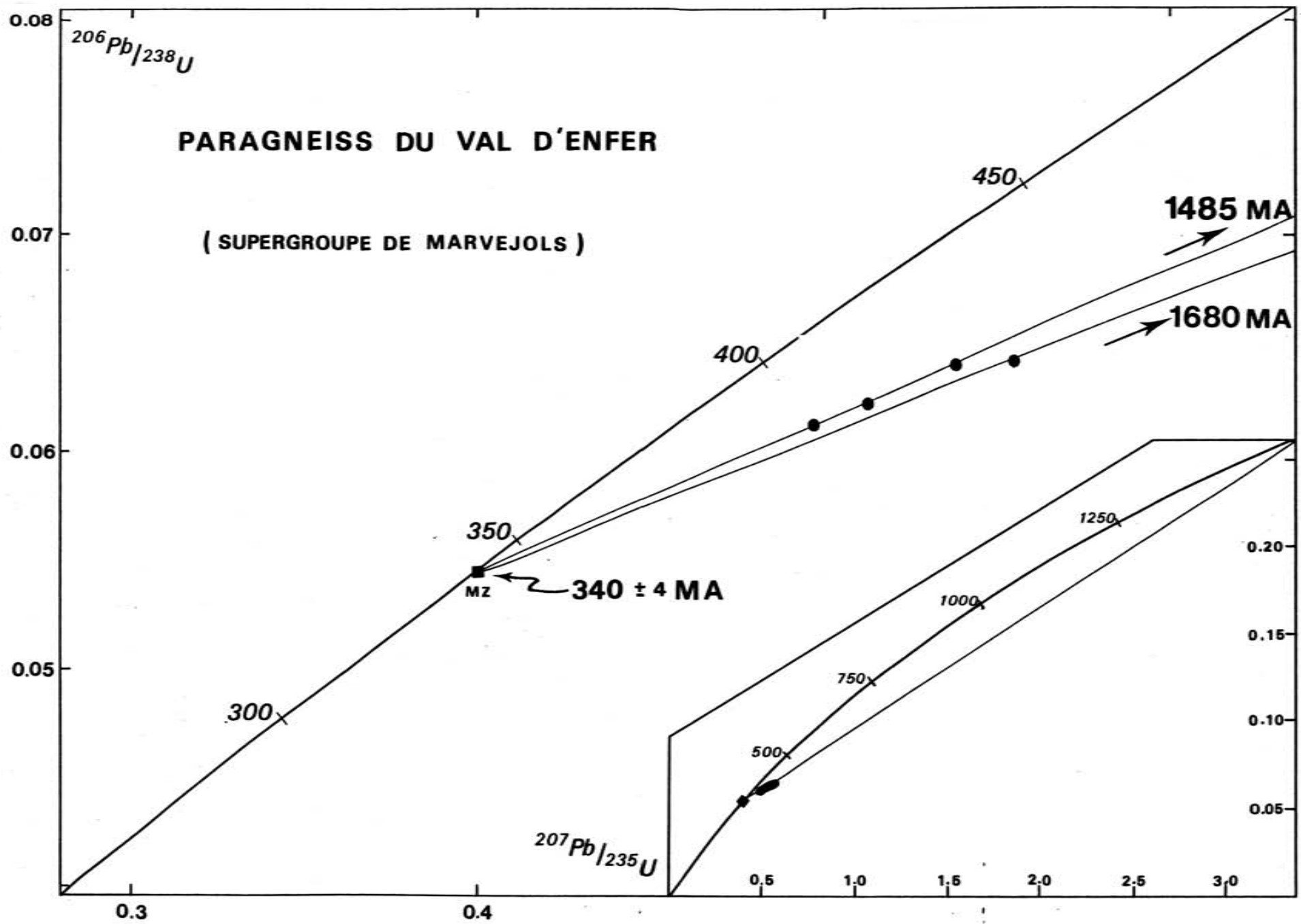
5-4 - Le paragneiss

L'échantillon étudié a été prélevé dans le Val d'Enfer, près du passage des gneiss aux micaschistes de Lachamp. Il s'agit d'un gneiss gris sombre, fortement rubané, contenant quelques rares yeux de feldspath potassique très déformés. La composition minéralogique est la suivante :

L'analyse chimique (forte teneur en  $\text{SiO}_2$ , corindon normatif) confirme la nature paradérivée.

Les zircons, de recristallisation, et la monazite analysés contiennent une quantité élevée de Pb, peu radiogénique (présence d'inclusions riches en Pb commun ?) qui contrarie quelque peu la





précision des résultats.

Les points expérimentaux des 3 fractions de zircons de moindre granulométrie, très discordants, permettent de tracer un bon alignement recoupant la courbe Concordia à  $345 \pm 2$  M.A. et  $1562 \pm 20$  M.A. Le point représentatif de la fraction la plus grosse est situé assez nettement au dessous de cette droite (en l'incluant dans le calcul de la droite de régression, les intercepts deviendraient  $360 \pm \frac{11}{8}$  et  $1950 \pm 280$  M.A.). Il s'agit d'un phénomène assez courant dans ce type de roche, qui traduit la présence dans les gros zircons d'une composante héritée plus importante que dans les cristaux de plus faible granulométrie (OBERLI et STEIGER, 1973, STEIGER *et al.*, 1973, NUNES *et al.*, 1974).

L'intercept inférieur à 345 M.A. coïncide bien, dans la marge d'erreur, avec l'âge à  $344 \pm 3$  M.A. fourni par une monazite subconcordante. Selon KÖPPEL et GRÜNENFELDER (1975, 1978), la monazite date le pic du métamorphisme (alors que pour JÄGER et HUNZIKER (*in* PURDY et JÄGER, 1976), elle ne scellerait que le franchissement de l'isotherme 500-550°C: température de blocage. Nous considérerons ici que l'intercept inférieur des zircons et les âges concordants obtenus sur monazite fixent le métamorphisme de faciès amphibolite à *ca.* 345 M.A.

Le caractère très discordant des points expérimentaux, ainsi que la position plus basse des gros zircons, entraînent une grosse incertitude sur la position de l'intercept supérieur. On ne peut guère parler que de vaste zone entre  $\approx 1550$  et  $2000$  M.A. De toute manière, cette intercept ne peut avoir de signification géologique directe. On constate néanmoins que comme dans d'autres segments varisques d'Europe moyenne, une composante de zircons détritiques très anciens, à  $\approx 2000 \pm 300$  M.A. est présente dans nos paragneiss (*cf.* GRAUERT et ARNOLD, 1969, KÖPPEL, 1974, KÖPPEL et GRÜNENFELDER, 1971, PIDGEON *et al.* 1970, GEBAUER et GRÜNENFELDER, 1976, 1977, GRAUERT *et al.*, 1973, 1974, NUNES et STEIGER, 1974).

Toutefois l'information la plus directement utilisable tirée de l'étude de cette roche est l'âge hercynien (345 M.A.), obtenu par intercept inférieur et monazite, pour le métamorphisme de faciès amphibolite du supergroupe gneissique de Marvejols.

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1: 63-80µ, T	1.88	1481	88.1	134.5	0.16633	0.34108	0.06122	0.49689	0.05887
2 : 80-100µ, T	2.90	884	53.7	210.3	0.12843	0.24756	0.6222	0.51269	0.05976
3 : 100-125µ, T	2.49	395	42.8	146.2	0.15958	0.32709	0.06399	0.53808	0.06098
4 : 125-150µ, T	2.02	383	24.3	184.0	0.14100	0.28192	0.06418	0.55469	0.06268
Monazite	0.84	6170	1268	656.1	0.07560	3.2803	0.05436	0.40046	0.05342

Paragneiss du Val d'Enfer = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :

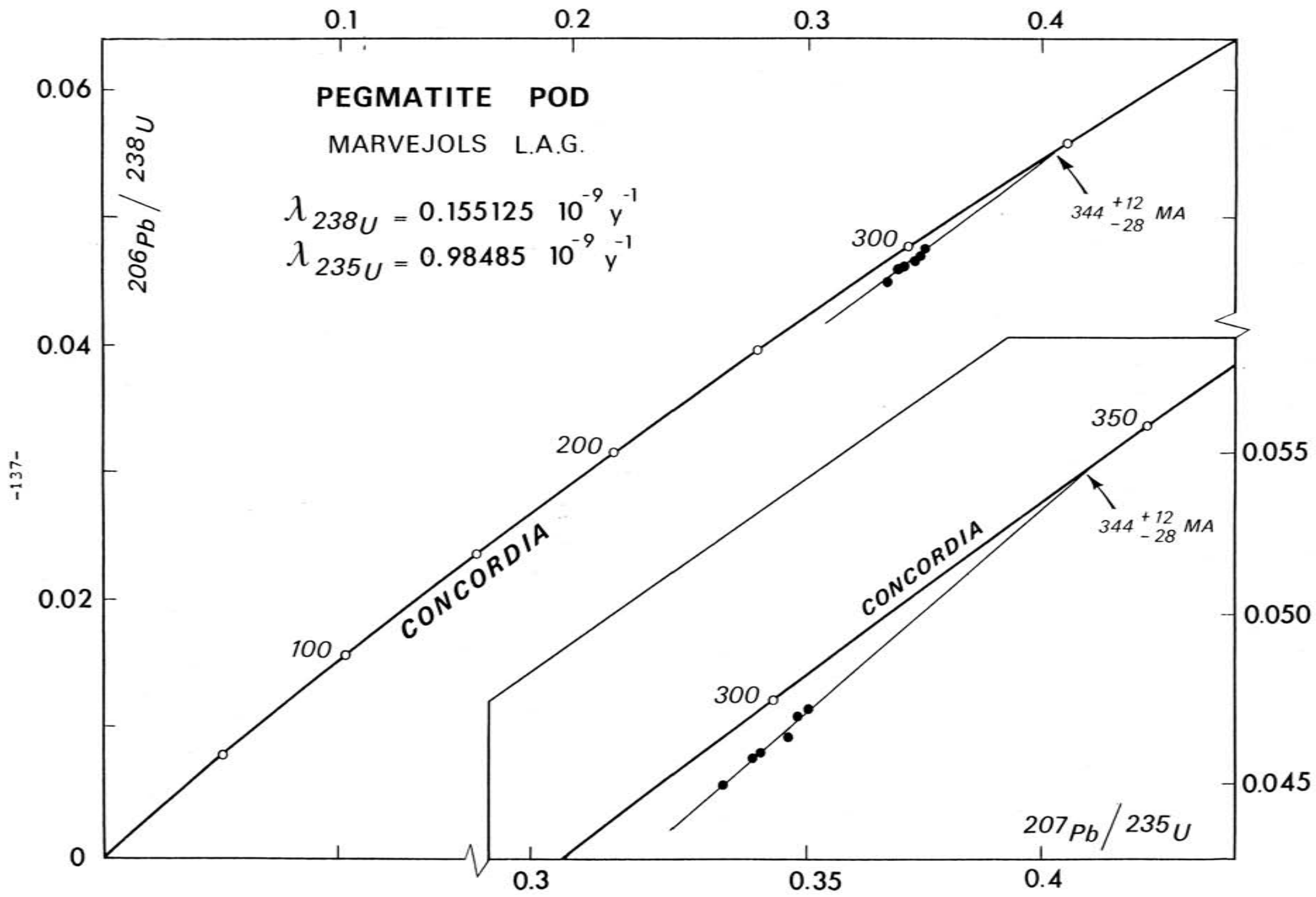
$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$



### 5.5. - La pegmatite de zone abritée

Une autre façon, plus directe, de dater des événements métamorphiques par la méthode U/Pb consiste à analyser les zircons extraits d'amas de pegmatites synmétamorphes (KROGH et DAVIS, 1972, VAN BREEMEN *et al.*, 1974). Nous nous sommes donc livrés à une telle étude sur des pegmatites échantillonnées dans la zone abritée déterminée par un boudin d'amphibolite à grenat, dans le groupe leptyno-amphibolique. Outre les amas décimétriques situés "à l'ombre" des boudins, ces pegmatites forment des injections intrafoliales. Elles sont affectées par une foliation subhorizontale peu accusée, qui montre que leur mise en place (par anatexie et exsudation locales) est synchrone à tardive par rapport à l'essentiel de la déformation synschisteuse (syn-à tardi-phase 2 ?). En l'absence d'affleurement frais, notre étude a porté sur un échantillon passablement altéré, à quartz, feldspath K, biotite plus ou moins chloritisée, apatite, zircon, minéraux opaques.

Les zircons, particulièrement euhédraux et limpides, ont un faciès typiquement granitique. Six fractions granulométriques et magnétiques ont été analysées ; reportés dans le diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ , les points, peu discordants, permettent le calcul d'une droite de régression qui recoupe la concordia à  $344 \pm \frac{12}{28}$  M.A., et dont l'extrapolation vers le bas intersecte l'axe des abscisses ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) à droite de l'origine, ce qui constitue une anomalie (les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , jusqu'à 370 M.A., sont plus élevés que l'âge indiqué par l'intercept supérieur). En effet, d'une façon générale, on sait que si l'on exclut un fractionnement isotopique (très improbable à cause de la très petite différence relative de masse entre  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}$ ) lors des phénomènes de perte du Pb, la zone située sous la droite issue de l'origine, et de pente proportionnelle à  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , constitue un domaine "interdit" pour les points représentatifs



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 80-100µ, NM0°	3.35	504	21.7	2985	0.05847	0.02046	0.04712	0.34834	0.05359
2 : 100-125µ, NM0°	2.71	495	21.4	3367	0.05797	0.01902	0.04735	0.35020	0.05365
3 : 100-125µ, MO°-2°	1.85	688	29.0	1524	0.06335	0.03498	0.04606	0.34177	0.05381
4 : 125-150µ, NM0°	2.40	553	23.1	2249	0.06022	0.02389	0.04590	0.34016	0.05375
5 : 125-150µ, NM0°	2.91	614	26.1	2028	0.06120	0.02738	0.04655	0.34675	0.05403
6 : 150-200µ, NM0°	2.50	596	24.6	1884	0.06155	0.02924	0.04511	0.33485	0.05384

Pegmatite syntectonique (groupe leptyno-amphibolique) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$





des systèmes U/Pb\*.

En fait, les points expérimentaux sont assez groupés et peu discordants ; aussi une erreur très importante entache la détermination de l'intercept inférieur qui, ici, ne peut être considéré comme significativement différent de l'origine. Nous pensons donc que l'ordonnée à l'origine légèrement négative de la droite de régression a pour principale (sinon seule) cause l'imprécision analytique, et que l'intercept inférieur réel le plus probable coïncide avec l'époque actuelle.

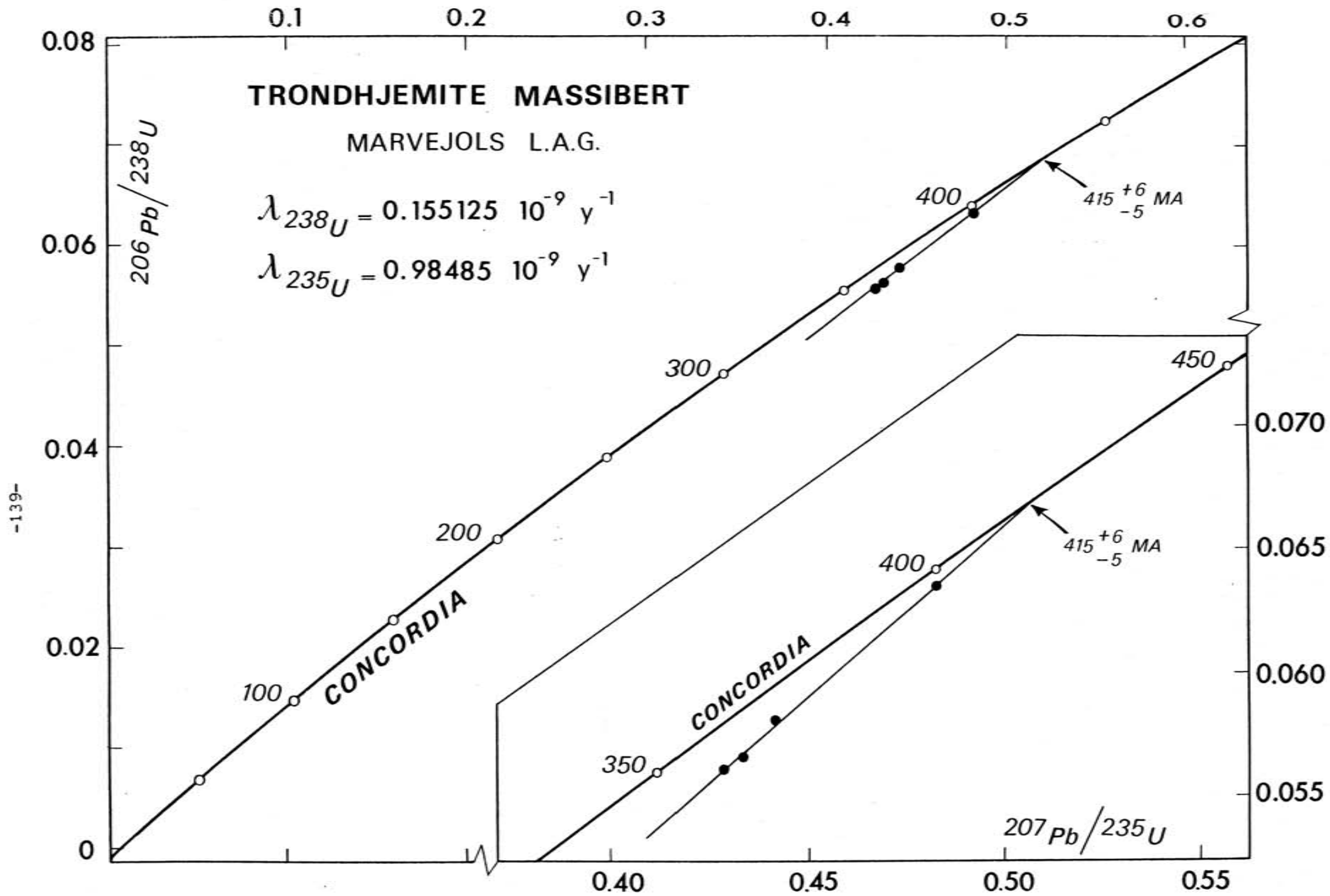
En incluant dans le calcul de la droite de régression le point origine du Diagramme, l'alignement recoupe d'ailleurs aussi la Concor dia à  $344 \pm \frac{13}{8}$  M.A., 344 M.A. est donc l'époque la plus probable pour la cristallisation des zircons.

Cet âge est en bon accord avec la datation du métamorphisme de faciès amphibolite à 345 M.A. obtenue sur les paragneiss du Val d'Enfer. Il confirme l'âge éo-carbonifère (Dinantien inférieur, voire limite Dévonien-Carbonifère, Van Eysinga, 1975) du métamorphisme barrovien de mésozone profonde qui a affecté l'ensemble du supergroupe de Marvejols.

#### 5-6 : Les trondhémities de haute pression

On a vu (§4) que l'évolution barrovienne s.l. dans le faciès amphibolite du supergroupe de Marvejols avait été précédée par un épisode de plus haute pression dont témoignent les boudins d'éclogites et de pyrigarnites.

\* On pourrait, à la rigueur, invoquer une perte continue de  $^{222}\text{Rn}$  qui, à long terme, provoquerait un enrichissement relatif en  $^{207}\text{Pb}$ , mais il s'agit typiquement d'un mécanisme ad hoc. Une approche plus réaliste consisterait à mettre en cause la correction du Pb commun, en supposant que les zircons contenaient une très faible (de façon à ne pas modifier totalement les relations d'alignement) proportion de plomb ancien, qui entraînerait une légère dérive de chaque point vers la droite du diagramme. Cette hypothèse pourrait se concevoir sans peine dans de telles roches issues de la mobilisation des paragneiss encaissants. Cependant, le caractère bien radiogénique du Pb analysé rend le résultat final relativement peu sensible au choix des valeurs utilisées pour la correction du Pb initial (ne résultant pas de la désintégration radioactive in situ de l'uranium intégré dans le réseau cristallin).



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U ( $\mu\text{g/g}$ )	Pb <sub>rad</sub> ( $\mu\text{g/g}$ )	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1 : T.G., NM0°	1.59	628	34.6	3137	0.06030	0.08885	0.05649	0.43342	0.05565
2 : T.G., M0°-1°5	3.55	770	42.0	3858	0.05929	0.08547	0.05598	0.42864	0.05553
3 : T.G., M1°5-3°	2.62	872	49.1	3848	0.05906	0.08436	0.05796	0.44182	0.05528
4 : T.G., M3°	0.65	1149	70.8	2588	0.06081	0.08746	0.06348	0.48321	0.05520

Trondhémite de haute pression (groupe leptyno-amphibolique de Marvejols) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$



L'étude de ces roches n'ayant pas été possible en raison de difficultés de broyage et de séparation des minéraux, nous avons dû nous limiter à l'étude des niveaux acides (trondhjémites) qui, très localement, accompagnent les éclogitoïdes.

Les roches analysées, que nous avons découvertes à l'occasion d'un défrichage entre le Massibert et le Roc de la Lègue, au NE de Chirac, ont été étudiées du point de vue pétrographique par C. NICOLLET et A. LEYRELOUP (1978). Les zircons recueillis, relativement peu abondants, n'ont pas permis d'individualiser de fractions granulométriques. Aussi, ce sont quatre lots réalisés uniquement au séparateur magnétique qui ont été analysés. Ces zircons, relativement colorés (orangé) sont remarquables par la présence d'individus accolés et interpénétrés et d'associations complexes de plusieurs cristaux (photos XXV 5 à 9) qui, morphologiquement, évoquent un peu les figures de synneusis typiques des feldspaths des magmas granitiques de HT (VANCE, 1969).

Les points expérimentaux, reportés dans le diagramme Concordia sont peu discordants et montrent un bon arrangement linéaire. L'intercept supérieur à  $415 \pm \frac{6}{5}$  M.A. date la genèse du système U/Pb, qui ne peut être rattachée qu'à la première cristallisation des zircons, à partir d'un liquide probablement très chaud, compte tenu de la morphologie des zircons et de l'absence de toute trace isotopique de phénomène d'héritage.

L'interpénétration de ces trondhjémites avec les amphibolites éclogitiques, dont elles paraissent "s'exsuder" suggère qu'elles ont pour origine la fusion partielle *in situ* des metabasites encaissantes, conformément à l'hypothèse développée par NICOLLET et LEYRELOUP (1978). Dans ce cas, la métatexie sous haute pression des roches basiques et les phénomènes d'éclogitisation seraient contemporains et liés.

Si l'on considère que les trondhjémites représentent le produit de cristallisation d'un liquide, l'intercept supérieur à 415 M.A. date cet événement, et, éventuellement, l'éclogitisation de l'encaissant. D'autres analyses sur des roches voisines seraient nécessaires pour affiner l'interprétation, mais d'ores et déjà nous mettons en évidence un événement à 415 M.A. (silurien) que nous rapporterons, dans l'état actuel, à l'épisode de HP-HT décelé par les études pétrologiques.

On note avec intérêt que si cette interprétation est correcte, l'épisode de HP est bien séparé dans le temps non seulement du magmatisme bimodal à 480 M.A. (en contexte distensif), mais aussi de l'évolution tectono-métamorphique hercynienne s.s. vers 350-340 M.A.

Cette disjonction suggère une indépendance relative, sinon totale, des causes premières de ces trois phénomènes.

5.7. : Annexe : Etude d'une leptynite trondhjémite du Lévezou

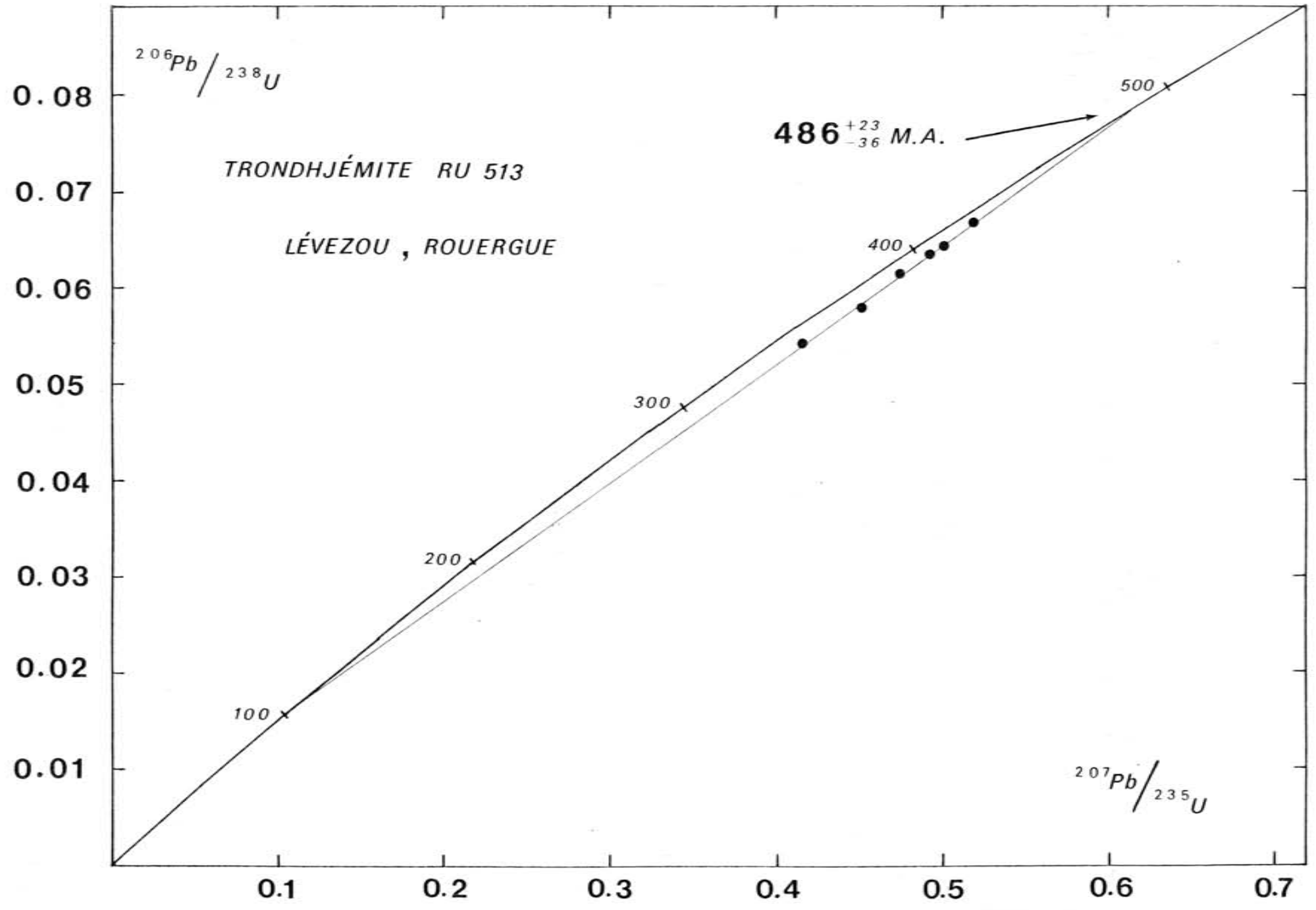
Nous avons aussi étudié les zircons, fournis par C. NICOLLET, extraits d'une trondhjémite du groupe leptyno-amphibolique du Lévezou (Ru 513). Une description pétrologique minutieuse de ces roches est donnée par NICOLLET et LEYRELOUP (1978).

Les cristaux de zircon, bien limpides et légèrement colorés en rose orangé, sont semblables à ceux généralement rencontrés dans les gneiss fortement métamorphiques (arêtes émoussées, aspect général sub-automorphe). Nous n'avons pas observé, lors du tri, de figures complexes comme celles trouvées dans la population de zircons de la trondhjémite du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols.

Dans le diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , les six fractions analysées définissent un alignement recoupant la courbe Concordia à  $486 \pm_{36}^{23}$  M.A., alors que l'intercept inférieur n'est pas significativement distinct de l'origine. Nous interprétons l'intercept supérieur comme l'âge d'individualisation du système U/Pb. Dans la mesure où les exemples de remise à zéro (resetting) *totale* du chronomètre U/Pb des zircons préexistants lors d'évènements métamorphiques sont rarissimes, nous considérerons 486 M.A. comme l'âge de cristallisation initiale des zircons à partir d'un magma trondhjémite.

Fait très important, cet âge correspond à celui déterminé pour le magmatisme bimodal du groupe leptyno-amphibolique à Marvejols. Il conduit donc à se demander si le matériau acide dont dérivent les leptynites s.l., n'était pas constitué, outre une majorité de termes communs (à  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ), de quelques variétés hypopotassiques, à l'origine d'une

- 42 -



partie des "trondhjémites" actuelles.

L'étude pétrographique détaillée (NICOLLET et LEYRELOUP, 1978) de ces roches a montré l'existence d'une paragenèse à Gr-Dis-Zo-Hb-Rutile, traduisant un épisode de HP ( $P \approx 12.5 - 20$  Kbar,  $T \approx 750-840^\circ\text{C}$ ). Or le système U/Pb n'a "enregistré" qu'un seul évènement, à *ca.* 485 M.A. Deux modèles géologiquement très différents sont envisageables :

- Hypothèse 1 : L'épisode de HP est pénécontemporain du magmatisme trondhjémitique. Dans ce cas, la paragenèse granulitique est apparue par simple refroidissement d'un bain mis en place *dans des conditions profondes*, vers 485 M.A. Cette coïncidence de l'évènement magmatique et de l'évènement "métamorphique" rendrait compte des données U/Pb.
- Hypothèse 2 : L'âge à 485 M.A. se réfère à la mise en place à relativement BP d'un magma "trondhjémitique I". La paragenèse de HP aurait été acquise lors d'un évènement métamorphique prograde proprement dit, survenu ultérieurement entre 485 M.A. et *ca.* 350 M.A. (âge approximatif du métamorphisme de faciès amphibolite). Cette interprétation est également compatible avec les données U/Pb, car il est bien connu qu'une crise, même intense, affectant des zircons "jeunes", peu susceptibles, n'aura bien souvent qu'un effet assez *négligeable* sur leur système U/Pb (en outre, de tels effets passeraient relativement inaperçus pour des raisons géométriques : faible courbure de la Concordia). Aussi n'y aurait-il pas lieu de s'étonner de ne trouver ici aucune trace isotopique de cet évènement métamorphique. Cette hypothèse peut surprendre le lecteur peu familier avec le comportement paradoxal du système U/Pb des zircons (cf. Annexe I). Pour illustrer de façon "géologique" notre propos, on rappellera seulement qu'*aucune* des suites de zircons analysées dans ce travail, ayant fourni un intercept supérieur  $\leq 500$  M.A., ne donne un intercept inférieur hercynien. Or, l'existence d'évènements varisques particulièrement



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 80-100µ, NM0°	3.05	518	28.0	4052	0.05917	0.10877	0.05431	0.41636	0.05560
2 : 80-100µ, M0°-2°	1.74	671	42.1	3769	0.06016	0.10143	0.06348	0.49279	0.05631
3 : 80-100µ, M2°-4°	1.24	1474	88.1	3678	0.05953	0.08025	0.06173	0.47304	0.05558
4 : 100-125µ, NM0°	2.26	499	28.7	4420	0.05989	0.10675	0.05785	0.45148	0.05661
5 : 100-125µ, M0°-2°	2.04	664	43.8	4890	0.05936	0.10021	0.06676	0.51910	0.05639
6 : 125-150µ, M0°-2°	1.50	454	29.0	3399	0.06076	0.10773	0.06432	0.50102	0.05650

Leptynite trondhjénitique Ru 513 (Lévezou) = Résultats analytiques

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :

<sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 17.8 , <sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.5 , <sup>208</sup>Pb / <sup>208</sup>Pb = 37.5



importants ne fait guère de doute dans notre région (CANTAGREL, 1973). On constate que seuls les zircons suffisamment "vieux" (200 M.A. au moins, pour fixer les idées) à cette époque ( $\approx 350$  M.A.) ont été affectés de façon bien sensible et ont enregistré, par intercept inférieur, la crise thermotectonique hercynienne. Aussi, on peut envisager la succession suivante :

- \*  $\approx 485$  M.A. : Mise en place de trondhjémities I extravasées, de BP (plagiogranites ?) dans le cadre général du magmatisme bimodal à l'origine du groupe leptyno-amphibolique.
- \*  $485 > T > 350$  M.A. : Acquisition des paragenèses de HP lors d'un évènement métamorphique prograde (avec éventuellement fusion partielle).
- \*  $350 - 320$  M.A. : Evolution hercynienne s.s. ;

Un tel schéma serait compatible avec le modèle à deux stades de NICOLLET *et al.*, (1979) (cf. § 4, 2, 5, p. 117).

Les implications géodynamiques de chacune de ces deux hypothèses sont fondamentalement opposées :

- dans la première, on doit admettre que la zone observée actuellement était soumise, vers 485 M.A., à des conditions basicrustales (12-20 kbars) ;

- dans la seconde, on considère que la même zone avait, à la même époque, une situation relativement superficielle.

Nous avons déjà exposés (p. 96) les arguments - indirects - qui nous amènent à envisager que le groupe leptyno-amphibolique représente une série supracrustale. Bien que très conscient de la relative fragilité de chacun de ces indices, nous choisirons donc, dans l'état actuel, l'hypothèse (2), qui dissocie l'évènement magmatique bimodal à *ca.* 480 M.A. et l'évènement (considéré alors comme réellement métamorphique) de haute pression, que nous situerions vers 415 M.A. sur la base de l'âge obtenu à Marvejols sur la trondhjémite du Massibert.

Les résultats obtenus sur les deux trondhjémities étudiées peuvent apporter une contribution au problème de leur genèse : ainsi, à moins d'admettre qu'un laps de temps de 70 M.A. a séparé un même évènement dans la région de Marvejols et en Lévezou, il apparaît que ces roches n'ont pas

nécessairement la même signification, et qu'il est donc possible de supposer qu'il y a "trondhjémites et trondhjémites".

On pourrait alors distinguer :

- des trondhjémites "A" : Mises en place vers 480 M.A., ces roches auraient acquis leurs paragenèses de HP :
  - soit dès le refroidissement du magma (si mise en place profonde) ;
  - soit, plutôt, lors d'un évènement prograde ultérieur vers 415 M.A. (si mise en place initiale de BP de plagiogranites *s.l.* = "trondhjémites I") ;

Exemple : la trondhjémitite du Lévezou Ru 513.

- des trondhjémites "B" : Ces roches auraient valeur de néosome, apparu par fusion partielle sous HP des metabasites encaissantes et cristallisé *in situ*.

Exemple : la trondhjémitite de Marvejols.

Par conséquent, les trondhjémites "A" seraient des roches orthodérivées *s.s.* , alors que les trondhjémites "B" représenteraient le produit leucosomique de la métatexie sous haute pression des roches basiques. Ainsi se trouverait confirmé chacun des deux modèles génétiques envisagés par NICOLLET *et al.*, (1979) sur la base des données géochimiques.

#### 5.8. - Conclusion

Contrairement aux idées généralement admises pour les séries de ce type (séries "arvernes") dans le Massif Central (*cf.* revue, p. 1 à 22), le groupe leptyno-amphibolique ne peut en aucune façon, à Marvejols, être considéré comme une vieille formation précambrienne. En fait, notre étude nous conduit à assigner au groupe leptyno-amphibolique (et, sauf "piège" structural, au supergroupe de Marvejols) une histoire géologique entièrement paléozoïque, caractérisée par trois étapes fondamentales :

- 1 - Vers 480 M.A. (Ordovicien) prend place un important magmatisme, dont le caractère bimodal est attesté par la contemporanéité des termes basiques et acides. Si notre interprétation des gneiss amphiboliques en termes de roches volcano-sédimentaires est correcte, on peut considérer que cet épisode magmatique est péné-contemporain du dépôt des termes paradérivés, et l'ensemble du groupe leptyno-amphibolique apparaît donc comme une série supracrustale d'âge paléozoïque inférieur. En tout état de cause, aucun indice probant d'une activité tectono-métamorphique à cette époque n'a été décelé.
  
- 2 - Vers 415 M.A. (Silurien) se produit la cristallisation d'une partie des trondhjémites de HP. A titre d'hypothèse de travail, nous proposons de placer à cette période l'évènement précoce de HP à l'origine des septa de roches éclogitiques *s.l.* qui existent dans le supergroupe de Marvejols.
  
- 3 - Vers 345 M.A. (éocarbonifère), le métamorphisme barrovien, dans le faciès amphibolite profond, et sub-contemporain de l'essentiel de la déformation souple reconnaissable, affecte l'ensemble du supergroupe. Une monazite concordante à  $314 \pm 3$  M.A.\* , extraite du granite de la Margeride intrusif dans le Supergroupe, fixe une limite supérieure à l'histoire "profonde" majeure de notre secteur, mais nous manquons beaucoup de données permettant de préciser l'évolution métamorphique et structurale entre 345 et 315 M.A. Une étude  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  menée conjointement aurait sans aucun doute fourni de précieux renseignements, étant donné la variété et l'abondance du matériel disponible : amphiboles diverses, biotite, muscovite, etc...).

Hélas, il ne nous a pas encore été possible d'obtenir une seule détermination par cette méthode, pratiquée à Montpellier. Une étude détaillée de l'évolution thermique hercynienne, qui serait très fructueuse, reste donc à entreprendre.

\* En bon accord avec l'âge Rb/Sr (R.T.,  $\lambda_{^{87}\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ ) à  $323 \pm 12$  M.A. déterminé tout dernièrement (COUTURIE et al., 1979).

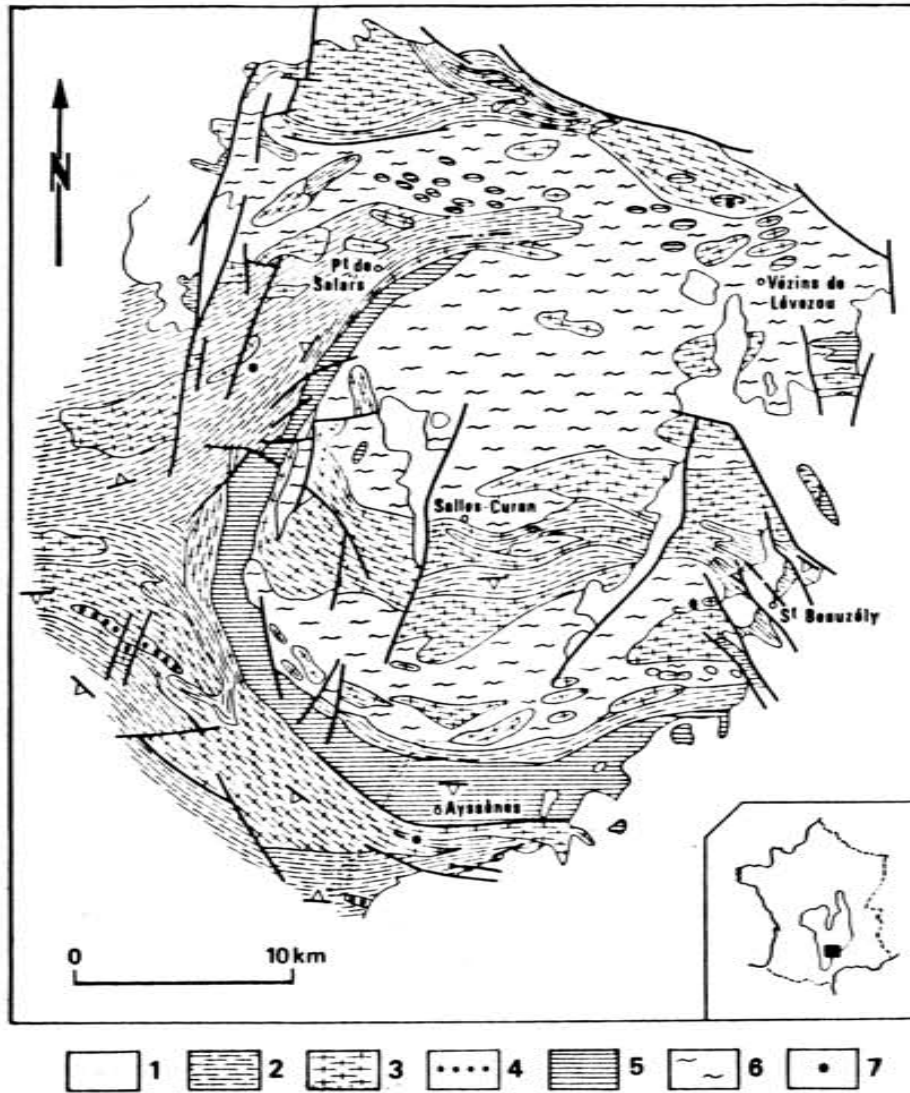


FIG. 21 Carte simplifiée du dôme du Lézou d'après le 1/80 000 de Séverac-le-Château [1958] et P. COLLOMB [1964] modifiés.  
 (1) terrains post-hercyniens ; (2) métapelites ; (3) orthogneiss ; (4) porphyroïdes de Requista ; (5) complexe leptyno-amphibolique ; (6) gneiss migmatitiques et orthogneiss indifférenciés ; (7) schistes tachetés (métacornéennes)

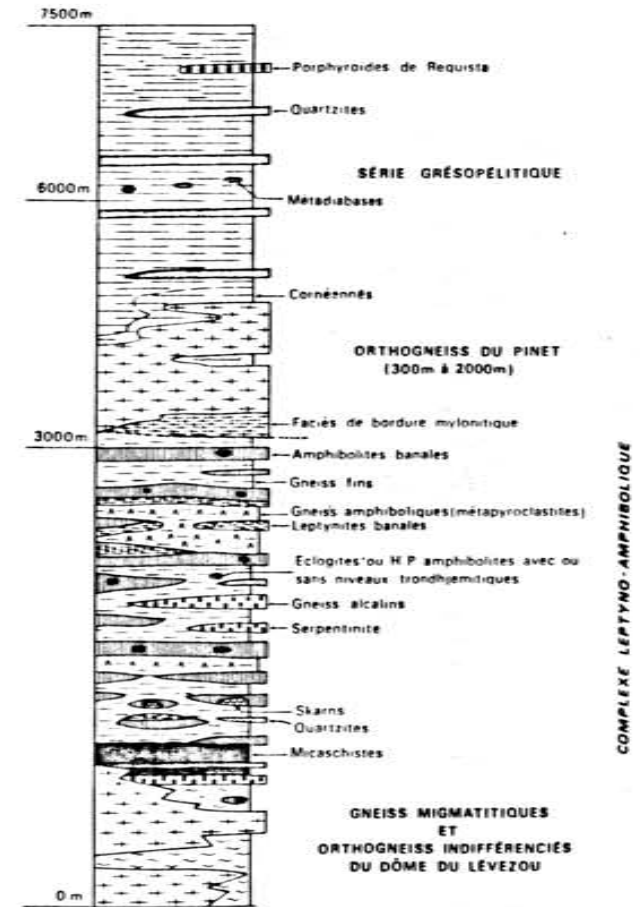


FIG. 22 Série lithologique du versant sud du dôme du Lézou.

(Nicollet, 1978)

6- COMPARAISON PRELIMINAIRE AVEC LE ROUERQUE CRISTALLIN

1 - INTRODUCTION:

L'âge paléozoïque inférieur déterminé pour le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols était assez inattendu, car la plupart des auteurs avaient jusqu'ici attribué les formations de ce type à un précambrien plus ou moins ancien.

En particulier, ces datations soulevaient un problème précis non loin de notre secteur, dans le Sud-Est du Rouergue cristallin. En effet, le "dôme" gneissique du Lézou est entouré par une "ceinture basique" (COLLOMB, 1965-1970), qui montre de telles ressemblances avec le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols qu'on est tenté de considérer qu'il s'agit (à moins d'une convergence exceptionnelle) d'une seule et même formation.

Or, sur le versant Sud du dôme, la ceinture basique est surmontée et intrudée (NICOLLET, 1978, p. 231) par le "granite de Pinet" (fig. 21). Ce granite, plus ou moins déformé, avait été considéré par tous les auteurs comme un laccolithe syncinématique (DURAND et RAGUIN, 1932; DEMAY, 1931; ROQUES, 1941; COLLOMB, 1965-1970; MERGOIL-DANIEL, 1970).

Cependant, les mesures Rb/Sr conduisaient CANTAGREL et PIBOULE (1972) à proposer une mise en place pré-métamorphique anté-hercynienne ( $445 \pm 12$  M.A.). De plus, arguant d'un "passage graduel" du granite à des formations gneissiques (région de Cassagnes-Bégonhès) assimilées aux "porphyroïdes de Requista", NICOLLET (1978) suggérait, par analogie avec le complexe pluto-volcanique du Mendic (NE de la Montagne Noire), de voir dans le granite du Pinet un massif intrusif au Cambrien inférieur et orthogneissifié à l'hercynien, l'âge à 445 M.A. ayant été "rajeuni par le métamorphisme".

Dans ce schéma, l'encaissant du granite, et en particulier le groupe leptyno-amphibolique, serait par conséquent précambrien (MATTE et NICOLLET, 1976). Dans la mesure où tout porte à considérer les groupes leptyno-amphiboliques de Marvejols et du Rouergue comme une même entité géologique, il y avait donc contradiction entre l'hypothèse précambrienne émise en Lézou et les âges ordoviciens obtenus à Marvejols. C'est pour essayer de résoudre ce problème que nous avons entrepris l'étude géochronologique d'une leptynite trondhjémitique, dont les résultats ont été exposés au chapitre (II,5,7), et du granite du Pinet sur des concentrés de minéraux lourds (fournis par C. NICOLLET, que nous remercions).

## 2 - LE GRANITE DU PINET - RESULTATS RADIOCHRONOLOGIQUES U-Pb :

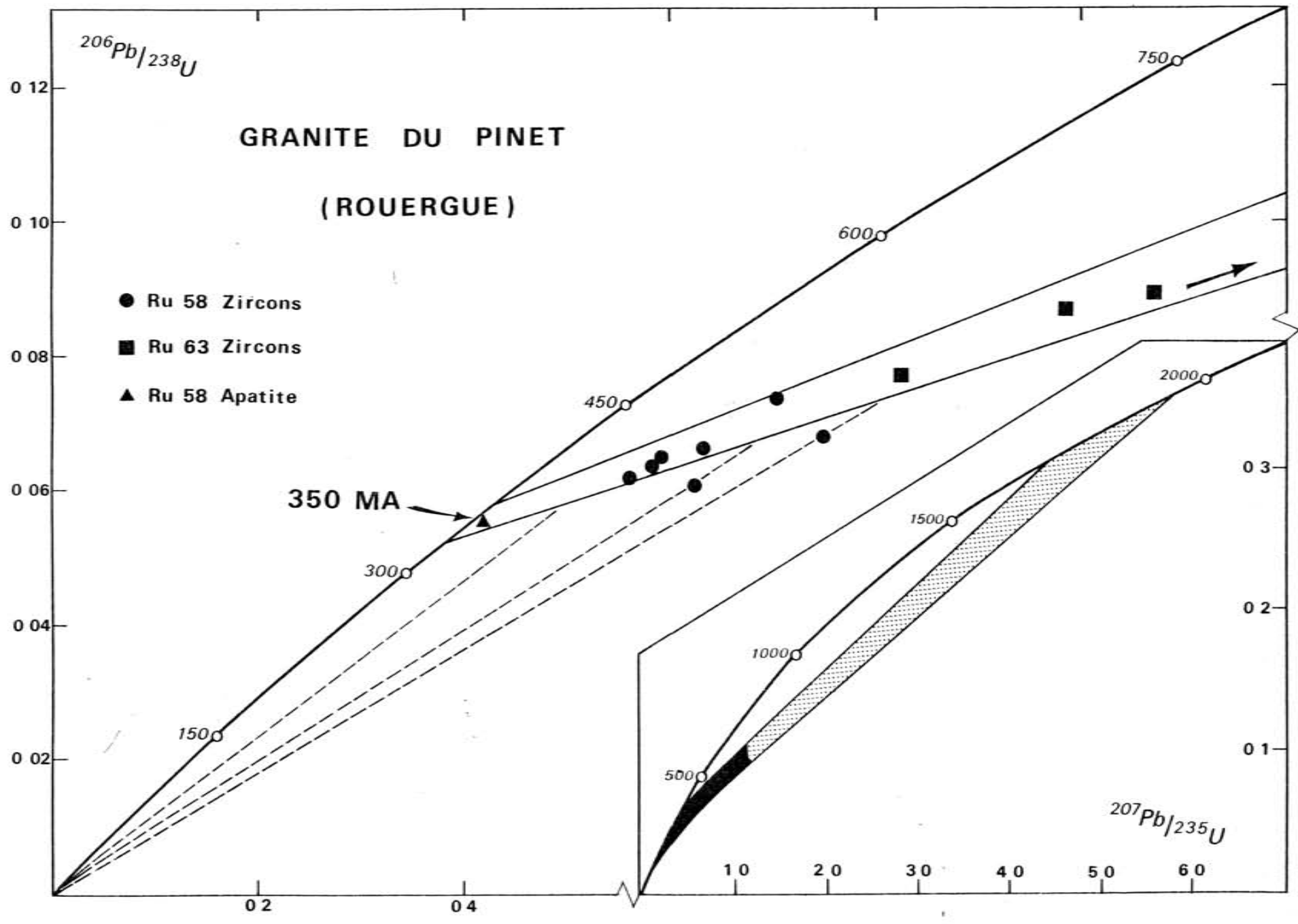
L'étude a porté sur 12 fractions granulométriques et/ou magnétiques de zircons extraits de deux faciès porphyroïde et non porphyroïde (respectivement Ru 58 et Ru 63 dans la nomenclature de C. NICOLLET). Reportés dans le diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ , les points représentatifs de ces fractions ne permettent pas de définir un alignement, contrairement à ce que l'on observe très généralement pour les suites cogénétiques (SILVER et DEUTSH, 1963) : on est en présence d'un arrangement complexe de points très discordants.

L'extrapolation de la partie supérieure du domaine des points expérimentaux recoupe la courbe Concordia aux environs de 1700-2000 M.A., alors que l'intercept inférieur correspondant se situe entre 300 et 400 M.A.

Cette disposition particulière nous paraît avoir deux causes principales :

- la présence d'une forte composante héritée de plomb radiogénique;
- l'existence de pertes épisodiques ou continues en Pb postérieures à  $\approx$  300 M.A.





## 2.1 - Présence d'une composante héritée:

La distribution des points reflète sans ambiguïté la présence de vieux plomb radiogénique: il s'agit d'un cas typique de granite à zircons hérités. Cette manifestation isotopique d'héritage est en bon accord avec l'observation de coeurs anciens dans de nombreux zircons, et avec leur morphologie assez particulière. En effet, l'abondance inhabituelle de zircons caractérisés par des faces prismatiques très réduites et une prédominance des faces pyramidales pourrait s'expliquer en termes de surcroissances pyramidales sur des nuclei arrondis préexistants. Il s'est donc produit un mélange entre une composante héritée issue de la région d'origine du magma granitique, et une composante néoformée lors de la cristallisation de ce magma. Un tel phénomène n'est pas rare; on connaît en effet de nombreux cas (PASTEELS, 1964, 1970; GRAUERT et ARNOLD, 1968; KROGH et DAVIS, 1972; GULSON et KROGH, 1973; GRAUERT, 1973; GRAUERT et HOFMANN, 1973; PIDGEON et JOHNSON, 1974; GUNNER et MATTINSON, 1975; PANKHURST et PIDGEON, 1976; GULSON et RUTISHAUSER, 1976, CHASE *et al.*, 1978; WILLIAMS, 1978...) analogues de survivance des zircons anciens, en particulier dans les granitoïdes dérivant de protolithes métasédimentaires (granites de type "S" de WHITE et CHAPPELL, 1974) auxquels le massif du Pinet peut être rattaché (NICOLLET, 1978). Lors de la genèse du bain granitique par anatexie de matériaux d'origine sédimentaire, il ne se produit pas de dissolution ni de remise à zéro *totales* des zircons détritiques. Au cours de la mise en place, le zirconium contenu dans le bain va donner naissance à du zircon néoformé, soit sous forme de nouveaux grains, soit sous forme de surcroissances sur les nuclei hérités en suspension.

a) Si la population ainsi héritée est relativement homogène quant à son âge, ou si elle ne représente, du point de vue U-Pb, qu'une fraction subordonnée de l'ensemble des zircons, les points expérimentaux se disposeront dans le diagramme ( $r_8, r_5$ ) sur la partie inférieure d'une *droite de mélange* qui aura aussi, pour la composante héritée, valeur de trajectoire de perte épisodique en Pb lors de la genèse du granite.

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80µ, NM1°	1.30	553	33.3	4975	0.07747	0.08851	0.06049	0.62235	0.07462
2 : 125-150µ, NM0°	1.47	558	37.9	5931	0.08228	0.08930	0.06800	0.74918	0.07990
3 : <74µ, NM0°	0.69	653	42.6	2319	0.07516	0.08478	0.06628	0.63072	0.06902
4 : T.G., M2°-4°	2.55	716	27.8	4509	0.06551	0.07158	0.04007	0.34434	0.06232
5 : <100µ, M0°	1.67	678	42.5	3884	0.0699	0.06967	0.06464	0.59103	0.06632
6 : T.G., NM1°	1.17	545	39.0	2178	0.07604	0.07873	0.07343	0.70374	0.06951
7 : <74µ, M1°-2°	3.15	614	36.8	1045	0.07925	0.09258	0.06188	0.55937	0.06556
8 : >74µ, M1°-2°	1.47	612	37.6	1689	0.07508	0.08166	0.06343	0.58264	0.06662
9 : T.G., M1°-2°	3.10	708	36.1	6660	0.06488	0.06363	0.05294	0.45756	0.06269
10: T.G., M0°	0.68	725	63.3	4604	0.08530	0.09604	0.08680	0.98447	0.08225
11: <74µ, NM0°	1.18	606	46.5	4339	0.08112	0.09468	0.07677	0.82424	0.07787
12: >74µ, NM0°	2.15	539	48.9	11124	0.08850	0.09784	0.08916	1.07255	0.08724
Apatite Ru 58	30.2	41.5	2.40	40.77	0.41117	1.01307	0.05498	0.41748	0.05507

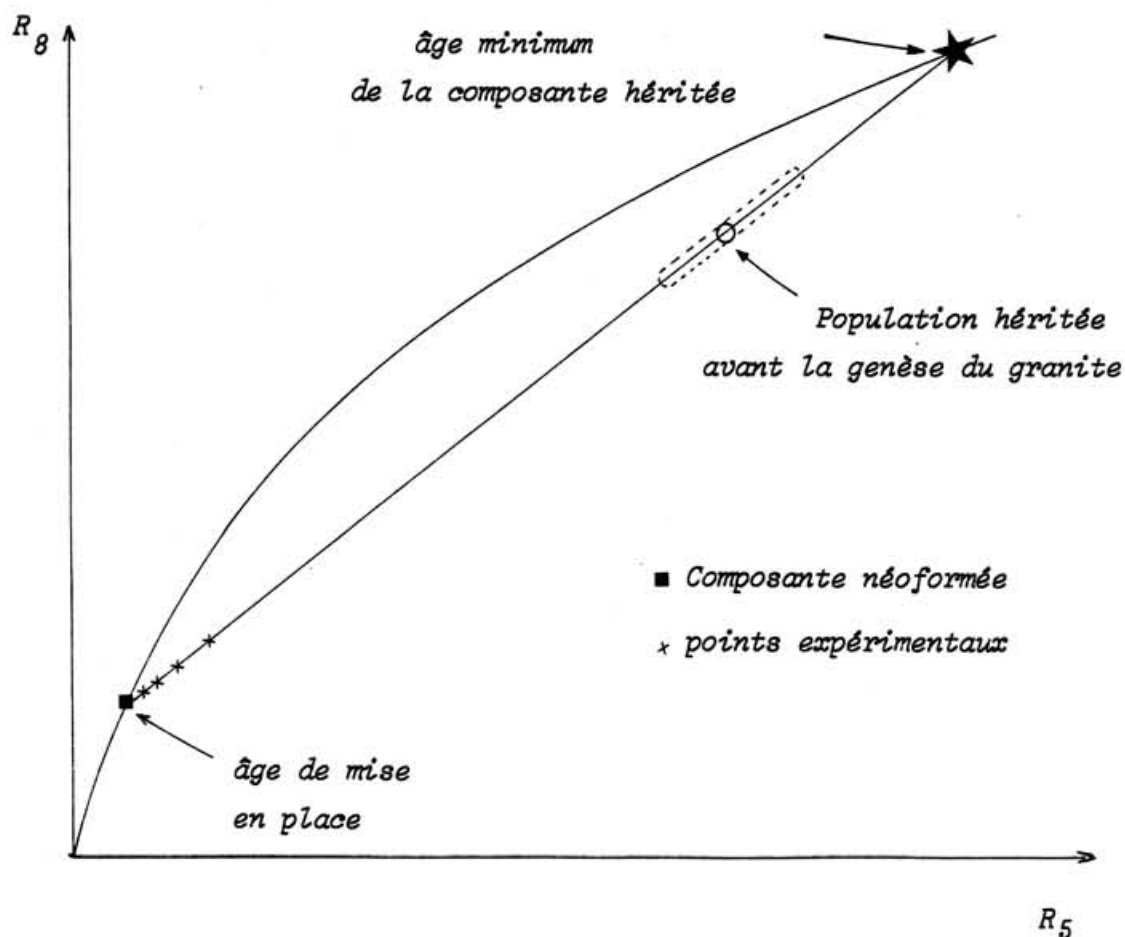
Granite du Pinet (Rouergue) = Résultats analytiques

- 1 à 9 : faciès porphyroïde Ru 58 ; 10 à 12 : faciès non porphyroïde Ru 63

- Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :

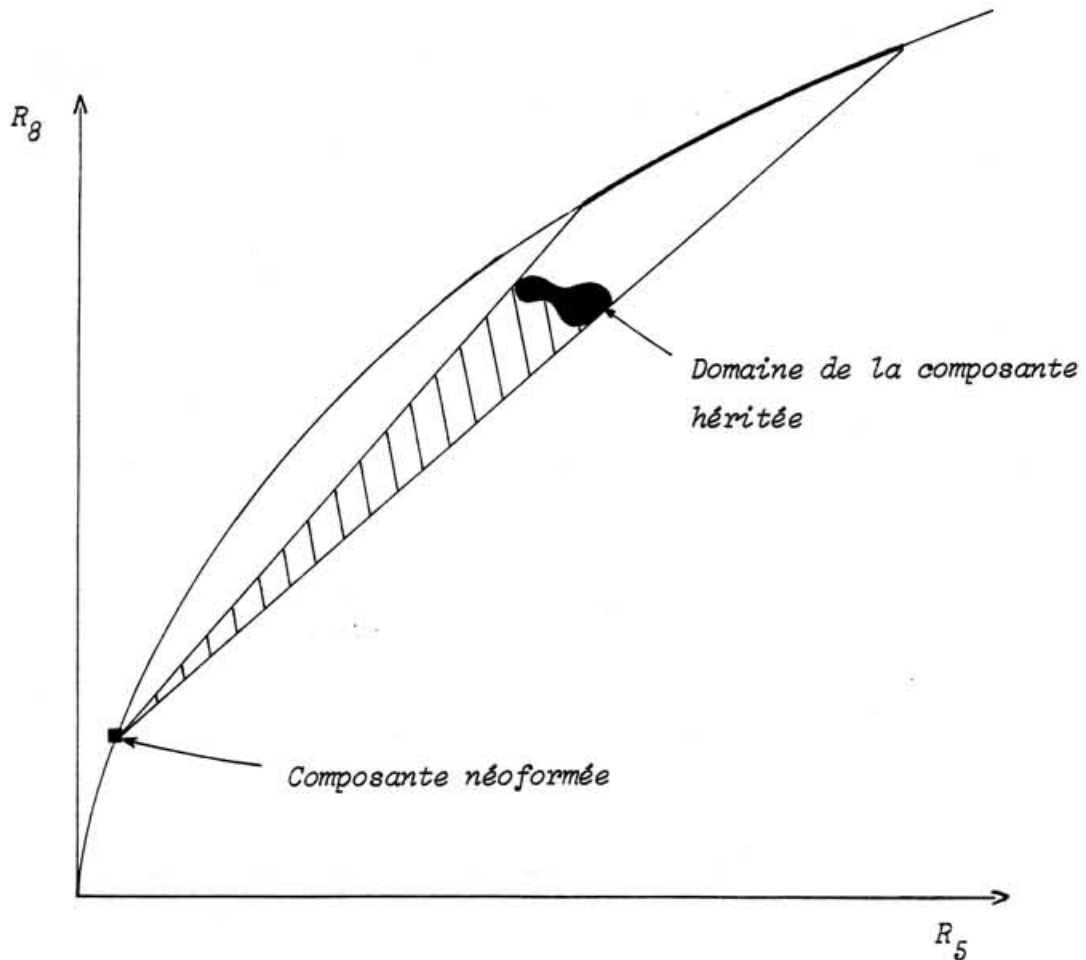
$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 17.8$  ,  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15.5$  ,  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 37.5$





Contrairement à ce que l'on observe classiquement pour les populations cogénétiques se comportant en système ouvert, c'est l'intercept inférieur, qui dans ce cas, donnera l'âge de mise en place du granite. L'intercept supérieur, quant à lui, donnera une idée plus ou moins précise de l'âge minimum de la composante héritée.

b) Si la population héritée n'était pas homogène, c'est-à-dire si elle ne correspondait pas à un domaine quasi-ponctuel dans le plan  $(r_8, r_5)$ , on n'a plus affaire à un mélange binaire, et, à moins d'un "resetting" drastique, les points expérimentaux vont être dispersés à l'intérieur d'une zone (hachurée sur la figure) en forme de coin, l'arrangement linéaire (a) n'étant qu'un cas limite. L'apex inférieur de cette zone triangulaire, situé sur la Concordia, correspondra à l'âge de la composante néoformée.



L'extrapolation vers le haut de ce domaine en forme d'éventail fournira sur la courbe Concordia une estimation minimale de la gamme d'âges des zircons présents dans la population héritée.

Il est facile de concevoir que, dans ce cas, un assez grand nombre d'analyses sera nécessaire pour déterminer de façon relativement précise l'âge de mise en place, puisque ce n'est plus une droite, mais l'enveloppe d'une surface qu'il faudra définir expérimentalement.

## 2.2 - Phénomènes de pertes tardives en Pb:

Des phénomènes de perte en plomb relativement récente sont attestés par la position très basse (au-dessous d'une droite 300 MA - 2000 MA, pour fixer les idées) d'un certain nombre de points expérimentaux (fractions n° 1, 2, 4 et 9).

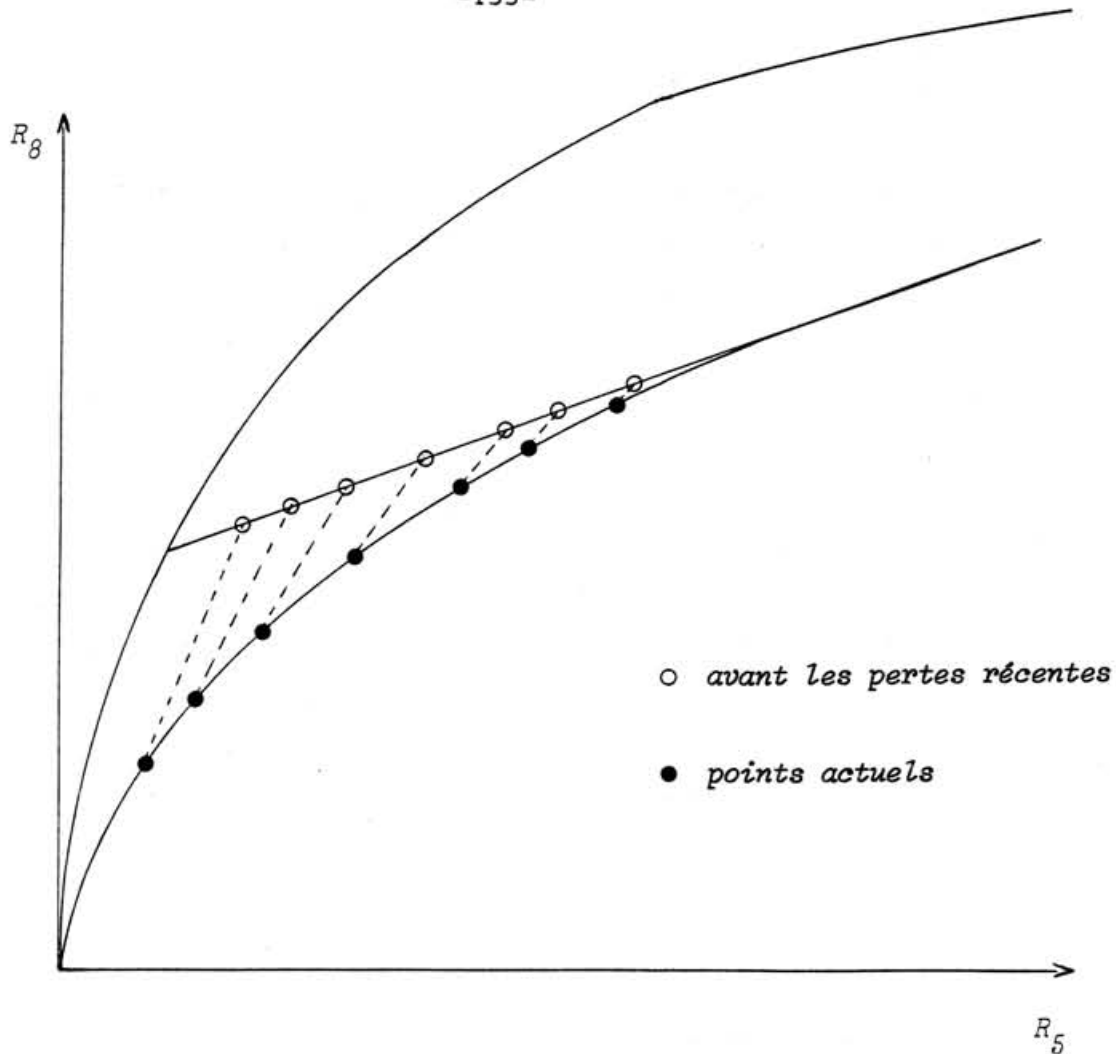
Bien que le système U/Pb des zircons soit particulièrement résistant vis-à-vis des remises à zéro totales (les phénomènes d'héritage en sont une preuve), on sait (voir annexe I) que des sollicitations géologiques relativement "anodines" peuvent l'affecter de façon sensible. Dans le cas qui nous occupe, plusieurs événements se sont succédé postérieurement à la mise en place du granite:

- déformation hétérogène (zones de cisaillement décimétriques à métriques, BURG et LAURENT, 1978) et métamorphisme dans le faciès Schistes Verts (âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  à  $321 \pm 8$  MA (fusion totale), MALUSKI, *in* NICOLLET, 1978);

- uplift anté-permien de plus de 5 Km;
- subsidence au Jurassique (bassin des Causses) liée à des phénomènes distensifs (basalte d'âge bathonien, BAUBRON *et al.*, 1978);
- surrection récente, plio-quadernaire.

Chacun de ces épisodes est susceptible d'avoir ouvert à des degrés divers le système U/Pb des zircons.

Dans la mesure où les composantes héritées et néoformées n'étaient certainement pas identiques (en particulier du point de vue de leur teneur en éléments-traces, uranium, eau, etc... qui jouent un rôle considérable dans les phénomènes de perte, *cf.* Annexe I) ces sollicitations n'ont vraisemblablement pas eu les mêmes effets sur elles. On peut suggérer, notamment, que les zircons néoformés lors de la mise en place du granite étaient moins résistants que les zircons hérités, "passés au crible" d'un ou plusieurs cycles sédimentaires, et qu'ils ont donc été davantage atteints par les pertes post-hercyniennes. Un tel comportement différentiel de la phase néoformée et de la phase héritée permettrait de rendre compte de la trajectoire grossièrement curviligne définie par les points les plus discordants.



On voit donc que la superposition de phénomènes d'héritage et de phénomènes de pertes tardives en Pb radiogénique aboutit à des situations assez complexes, dont il est difficile de dégager des données chronologiques très précises.

Néanmoins, il est possible de tirer quelques enseignements des résultats U/Pb:

1) un âge de mise en place cambrien ou plus ancien semble tout à fait *exclu* par la disposition des points expérimentaux obtenus sur zircons.

2) par contre, un âge hercynien *s.l.* ( $350 \pm 20$  MA) compatible avec les données des zircons, est fortement appuyé par une apatite subconcordante à  $\approx 350$  MA.

Remarque: Les points situés le plus haut dans le diagramme ( $r_8, r_5$ ) n'ont eux-mêmes probablement pas été tout à fait indemnes de légères pertes tardives. Aussi l'intercept inférieur indiqué par ces points peut avoir été très légèrement décalé vers le bas. De toute manière, compte tenu de la mauvaise définition de



cet intercept, ce phénomène n'est pas susceptible d'avoir eu des répercussions sensibles sur l'âge envisagé.

Une mise en place varisque serait, de plus, en parfait accord avec les critères de terrains suivants:

- la déformation souple qui affecte le granite du Pinet, très hétérogène, se limite à des zones de cisaillement ductile d'épaisseur décimétrique à métrique. Elle peut toute entière être attribuée à la phase 2 définie par MATTE et NICOLLET (1976) et NICOLLET (1978) (Fig. 23 );

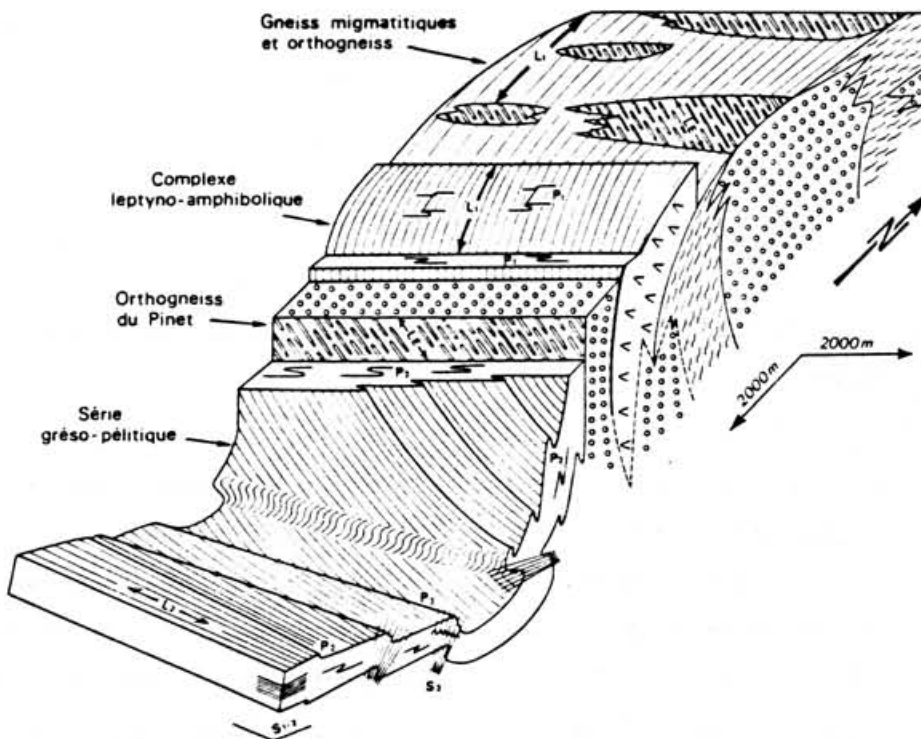


FIG.23 — Allure du versant sud du dôme du Lézou à la fin des trois phases souples principales hercyniennes. ( Nicollet, 1978 )

S1-2, S3 : schistosité 1-2, 3. L1, L2, LE : linéations 1, 2, d'étirement dans l'orthogneiss.  
P1, P2, P3 : plis 1, 2, 3.

- le faciès de bordure microgrenu du granite renferme de nombreuses enclaves de micaschistes, à foliation d'origine tectono-métamorphique. Certaines de ces enclaves contiennent des plis.

La mise en place du granite est donc, contrairement aux suggestions de CANTAGREL et PIBOULE, postérieure à au moins un épisode de déformation synschisteuse, que l'on peut probablement rapporter à la phase 1 de MATTE et NICOLLET (1976).

De plus, on notera que:

-le granite contient des nodules de quartz hyalin, de la taille du poing. Peut être s'agit-il de lentilles de quartz d'exsudation (telles que celles qu'on observe souvent dans les micaschistes) imparfaitement assimilées;

- l'intrusion s'accompagne d'effets métasomatiques locaux dans l'encaissant (blastèse de grands feldspaths potassiques et "granitisation"), nettement postérieurs à la déformation majeure.

### 3 - ESSAI D'INTERPRETATION DES DONNEES Rb/Sr - DIFFICULTES DE DATATION DE CE TYPE DE GRANITE:

En 1972, CANTAGREL et PIBOULE ont déterminé une isochrone Rb/Sr (R.T.) à partir de six faciès du granite du Pinet-Cassagnes-Bégonhès correspondant à un âge de  $445^* \pm 12$  M.A. Ces auteurs notent que si l'on exclut du calcul de la droite de régression deux échantillons porteurs de muscovite, on obtient un âge de  $407^* \pm 15$  M.A. Or, la muscovite contenue dans le granite du Pinet est *tardive* (NICOLLET, 1978, p. 232). Il est donc paradoxal que la pente de l'isochrone — donc l'âge — diminue lorsqu'on élimine les faciès à muscovite.

En fait, la méthode Rb/Sr sur roches totales ne semble guère plus propice à la datation de ce type de granitoïde que la méthode U/Pb sur zircons, en raison des difficultés d'homogénéisation isotopique des magmas.

---

\* recalculé avec  $\lambda_{87\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

En effet, des études expérimentales (HOFMANN, 1974) et des analyses effectuées sur des métamorphites de haut grade (KROGH et DAVIS, 1973) ont montré que le postulat de rééquilibration isotopique *par diffusion* du Sr à l'échelle d'un massif, avait les meilleures chances de n'être que très rarement valide.

Pourtant l'existence de nombreuses excellentes isochrones sur des roches hautement métamorphiques (anatexites) est un fait expérimental bien établi.

RODDICK et COMPSTON (1977) ont élaboré un modèle qui rend compte de ce paradoxe, à propos de l'étude du "Murrumbidgee Batholith" (Australie), dont les datations à *ca.* 490 M.A (isochrones R.T) excèdent de façon significative l'âge maximum de mise en place envisageable: 425 M.A. Ces auteurs montrent que si, au cours d'un évènement thermique, les volumes où l'homogénéisation isotopique est réalisée sont supérieurs aux plus petits sous-volumes à Rb/Sr (donc  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) représentatif du Rb/Sr moyen du massif, on aura *l'illusion* d'une homogénéisation isotopique à l'échelle du massif pourvu que le Rb/Sr des sous-volumes ne change pas. Si, au contraire, les volumes d'homogénéisation du Sr sont plus petits que le sous-volume minimum à Rb/Sr représentatif du Rb/Sr du massif, les relations Rb-Sr originales seront préservées au cours de l'évènement thermique. On obtiendra ainsi des isochrones héritées donnant des âges anormalement *anciens*.

De telles isochrones héritées ne pourront avoir une éventuelle signification chronologique que dans la mesure où le rapport Rb/Sr des sous-volumes de la taille des échantillons analysés sera resté constant au cours de l'évènement thermique. Une telle condition est susceptible d'être réalisée dans le cas d'un métamorphisme. Par contre, il est peu probable qu'il en soit ainsi lors des phénomènes anatectiques. Ainsi, dans ce cas, les isochrones héritées n'ont vraisemblablement aucune signification chronologique (RODDICK et COMPSTON, 1977, p. 245).

Nous considérons que c'est probablement à une explication de ce type qu'il faut faire appel pour interpréter les données de CANTAGREL et PIBOULE. L'âge à 445 M.A ne peut donc pas être considéré comme une estimation minimale de la mise en place.

Sur un plan plus général, cet exemple montre bien à quels obstacles se heurte la radiochronologie U/Pb sur zircons et Rb/Sr sur roche totale appliquée aux granitoïdes de type "S" qui dérivent de la fusion partielle de matériaux ayant participé à un (ou plusieurs) cycle(s) sédimentaire(s).

La survivance des cristaux de zircons des roches parentales au cours de ce processus semble un cas relativement fréquent \* (cf. références, p. 151), quoique mal expliqué; la nature chimique du magma joue sans doute un grand rôle mais, de façon schématique, il semblerait que la plus ou moins grande abondance de vieux xénocristaux de zircon résulte de l'interaction complexe des processus de (PIDGEON et AFTALION, 1978):

- formation anatectique du magma;
- séparation bain-résidu réfractaire;
- contamination par l'encaissant;

et surtout, de:

- la nature des roches sources.

De ce point de vue, les difficultés chronométriques sont donc "compensées" par des indications précieuses sur la nature et l'âge du domaine profond dont sont issus les granites.

L'homogénéisation isotopique du strontium par diffusion ne peut se faire qu'à petite échelle (<100 m); aussi, sauf intervention d'un brassage réalisant mécaniquement l'équilibration isotopique, les magmas granitiques pourront conserver des hétérogénéités de composition isotopique, qui interdiront la détermination de tout âge de mise en place significatif par construction d'"isochrones" sur roches totales.

En définitive, devant la carence relative des deux grandes méthodes classiques (U/Pb sur zircons, Rb/Sr sur R.T.), c'est à des minéraux peu sensibles aux phénomènes d'héritages (hélas moins résistants, bien sûr) qu'il faudrait s'adresser, tels que apatite, sphène, monazite (U/Pb), amphiboles et biotite non déformées par  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , ou encore micas en Rb/Sr.

---

\* Bien que plus rares, des phénomènes d'héritage sont aussi connus dans des granites de type "I", dérivant d'un protolithe igné (PIDGEON et JOHNSON, 1974).

4 - CONCLUSIONS:

Notre étude nous amène à considérer, comme les anciens auteurs, que le granite du Pinet représente un laccolithe hercynien mis en place à l'interphase 1-2, plutôt qu'une intrusion pré-tectonique orthogneissifiée lors des événements varisques.

Par ailleurs, la présence d'une importante composante de zircons hérités de près de 2 B.A. suggère pour le magma une région source ancienne (Protérozoïque) plutôt qu'une croûte paléozoïque néoformée. Cette injection matérialise une zone de décollement et un hiatus entre les séries gneissiques et amphiboliques du dôme de Lévezou et les schistes de l'Albigeois: la superposition des schistes de l'Albigeois sur le groupe leptyno-amphibolique n'a donc qu'une valeur *géométrique*, et ne peut faire l'objet d'aucune utilisation lithostratigraphique. En particulier, il est impossible de considérer les schistes de l'Albigeois (Paléozoïque inférieur probable) comme la couverture, au sens stratigraphique, de la "ceinture basique" du Lévezou. Rien n'impose donc ici un âge précambrien pour le groupe leptyno-amphibolique.

Enfin, il est vraisemblable que d'autres granitoïdes analogues, affleurant *dans* le dôme du Lévezou (tels que le granite de Malperié) ont une origine identique à celle du granite du Pinet. On peut donc, ici aussi, réhabiliter les conceptions de DEMAY, pour qui (1948, p. 39): "le massif granito-gneissique du Lévezou ne représentait pas un socle ancien, mais (*pro parte* du moins) les parties profondes de l'édifice structural" hercynien.

PLANCHE VIII

---

- Photo 1 : Mobilisat pegmatitique formé *in situ* (mélanosome hyperbiotitique adjacent), et plissé - Complexe quartzo-feldspathique du Val d'Enfer (Vallée de la Crueize, Lozère).
- Photo 2 : Pegmatoïde boudiné dans S1 - 2. Même localisation que -1-
- Photo 3 : Structure d'origine magmatique dans les métagabbros coronitiques - Le Croizier (Lozère).
- Photo 4 : Lentille de métapéridotite serpentinisée. Noter les figures de corrosion typiques de ce genre de roche. Le Croizier.



PLANCHE IX

---

Photo 1 : Niveau intensément microplissé dans des gneiss subanatectiques RN 9 au Nord de Marvejols (Lozère);

Photo 2 : Détail - Apparition d'une structure pseudo-oeillée.

Photo 3: Troncature de foliation et cisaillement ductile dans des gneiss grossiers mobilisés même localisation que 1 et 2.



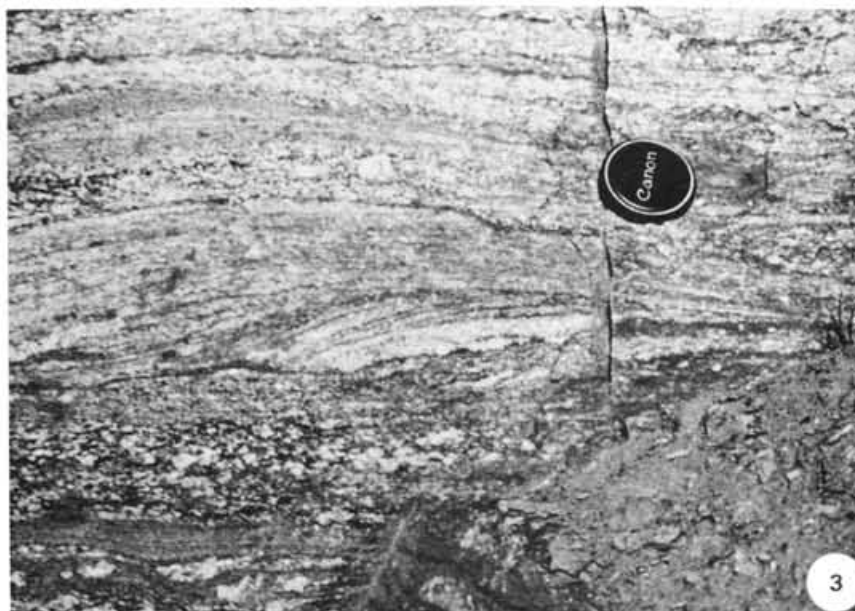


PLANCHE X

---

Photos 1 et 2 : Boudin d'amphibolite massive à grains fin dans une matrice d'amphibolites feldspathiques foliées - Env. Le Croizier ( Lozère)

Photo 3 : Petit boudin basique dans les gneiss du Val d'Enfer (Lozère).

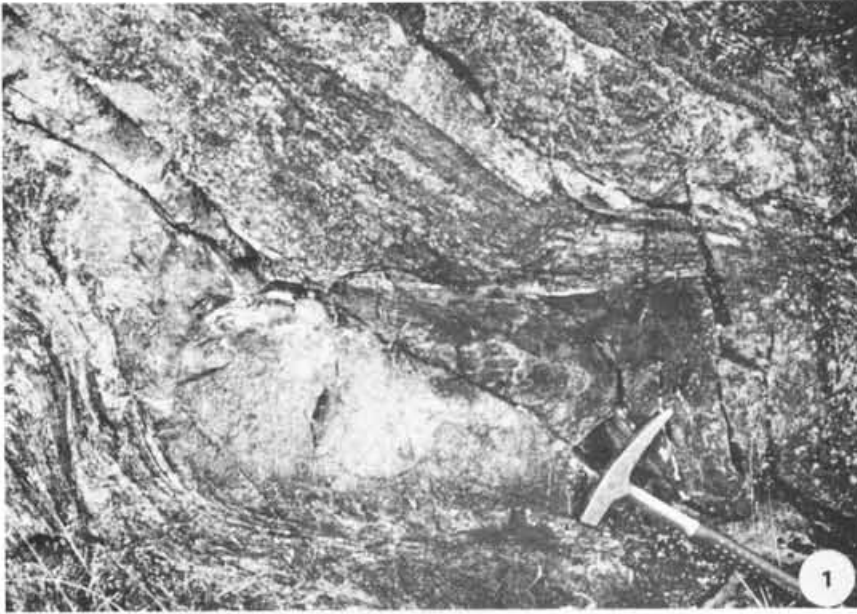


PLANCHE XI

---

Photo 1 : Boudins d'amphibolites et pegmatites syntectoniques dans le groupe leptyno-amphibolique Le Mazet (Lozère).

Photo 2 : Détail montrant les pegmatites dans la zone abritée.

Photo 3 : Petit boudin d'amphibolite à grenat, moulé par S1-2 - même localisation.

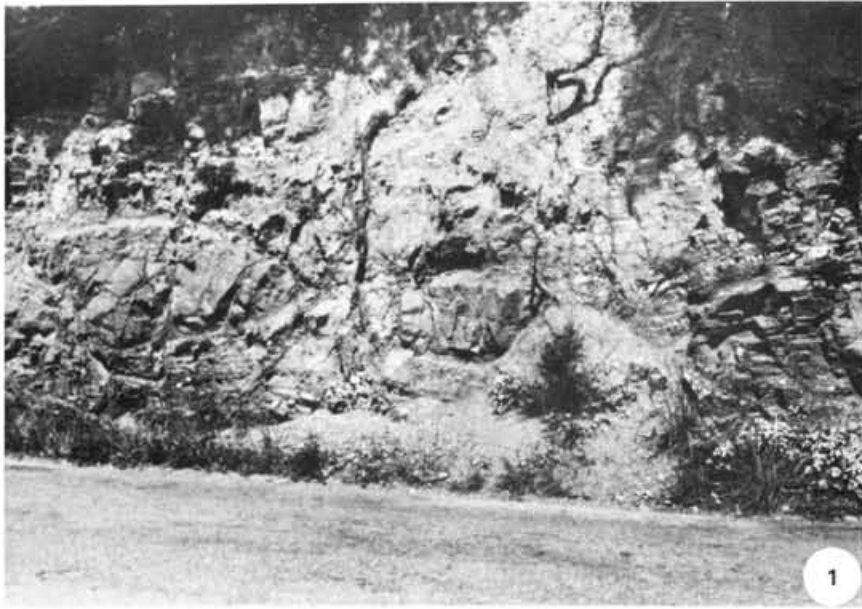


PLANCHE XII

---

Photo 1 Charmière "sans racine", isolée et boudinée dans S1-2 - Base des micaschistes de Lachamp ; Vallée de la Colagne (Lozère)

Photo 2 : Amygdales de quartz d'exsudation intra - S1-2. On devine qu'il s'agit d'anciennes charnières boudinées.

Photo 3 : Pli synfolial dans les micaschistes de Lachamp. Champagnac (Lozère)

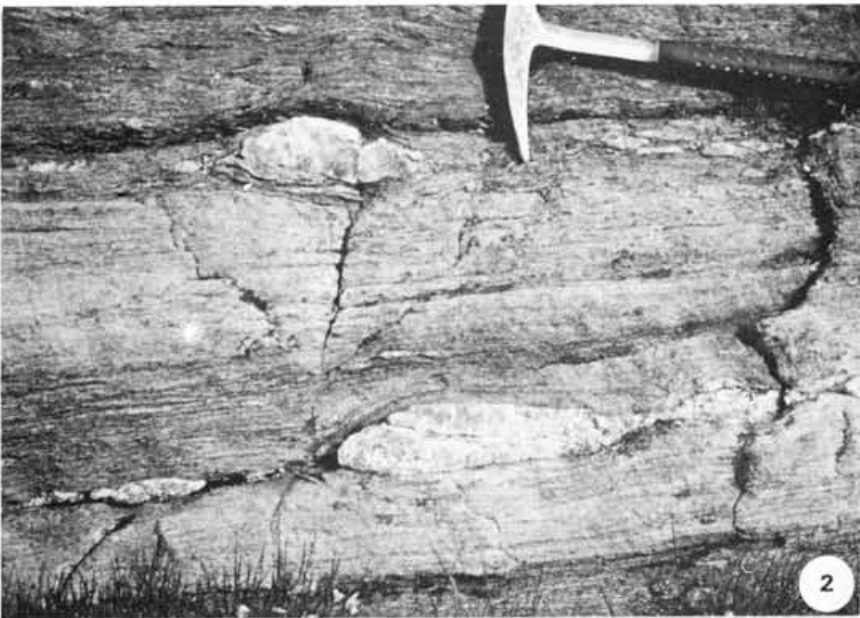


PLANCHE XIII

---

Photo 1 : Plis précoces dans les amphibolites rubanées  
R.N. 9 au Nord de Marvejols (Lozère).

Photos 2 et 3 : Plis de phase 1 - Niveau gréso-carbonaté de la  
base des micaschistes de Lachamp. Vallée de la Colagne,  
Lozère.



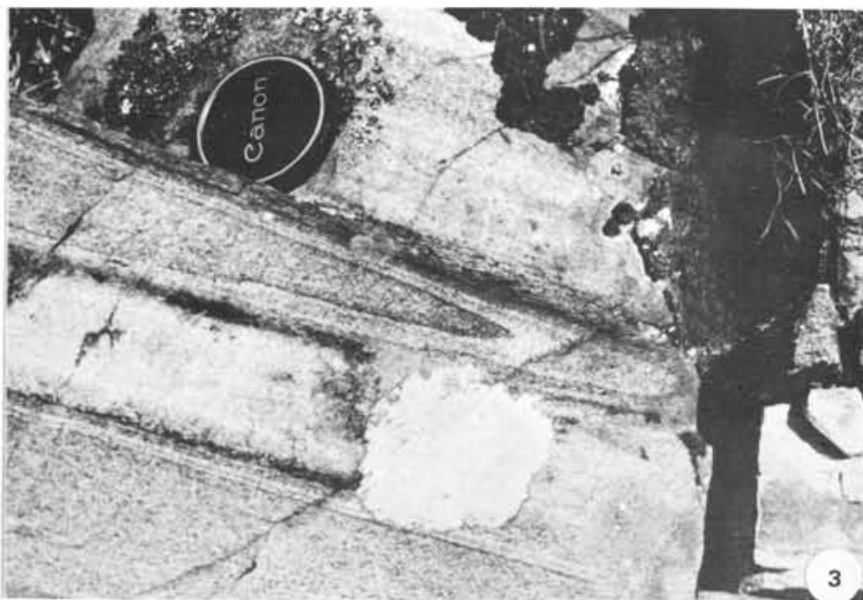
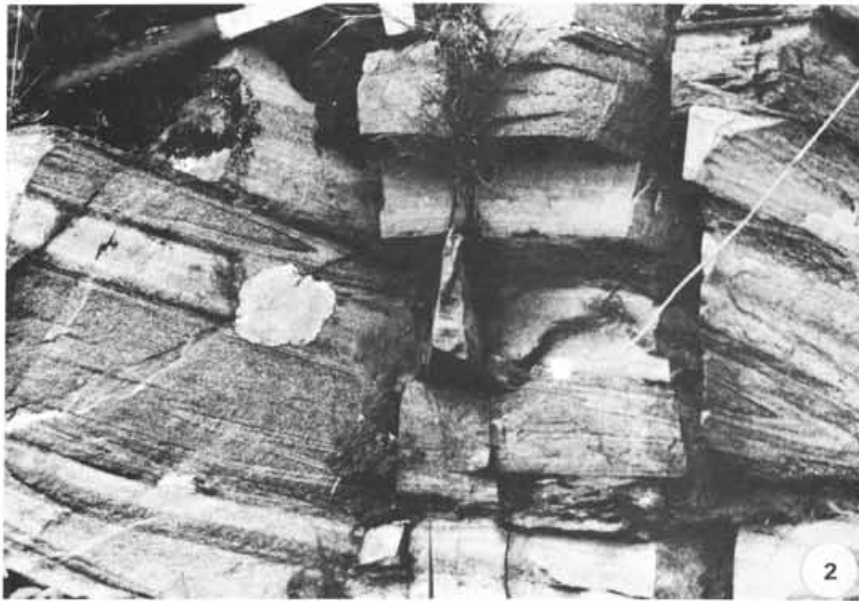


PLANCHE XIV

---

Photo 1 : Gros pli de phase 2 - Axe NW-SE, déversement NE - Sommet du complexe quartzo-feldspathique du Val d'Enfer (Lozère)

Photo 2 : Petit filon leucocrate, à liseré biotitique, plissé isoclinalement - Axe N 30 ; déversement Ouest.  
RD 2 au Sud du Chambon (Lozère)

Photo 3 : Détail montrant la disruption du flanc court.



PLANCHE XV

---

Photo 1 : Superposition phase 2 (lentille de quartz replissée) - phase 3 (crénulations déversées au NE). Base des micaschistes de Lachamp - Vallée de la Colagne.

Photo 2 : Pli intrafolial dans les gneiss du Val d'Enfer

Photo 3 : Détail montrant une charnière.



PLANCHE XVI

---

Photo 1 Charnière replissée - Phases "1a et 1b" ou "synchronous refolding" ? Vallée de la Colagne.

Photo 2 : Pli de Phase 2 - Val d'Enfer

Photo 3 : Lentille de quartz plissée isoclinale par la phase 2  
Vallée de la Colagne

Photo 4 : Pli de phase 2 dans les gneiss rubanés -  
Vallée de la Colagne.

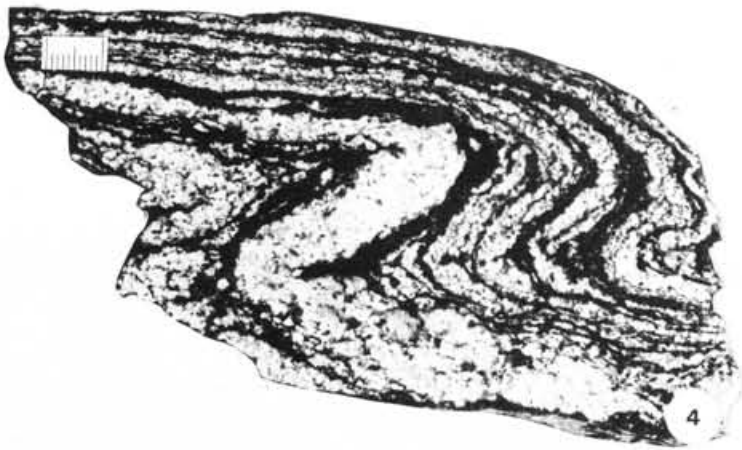
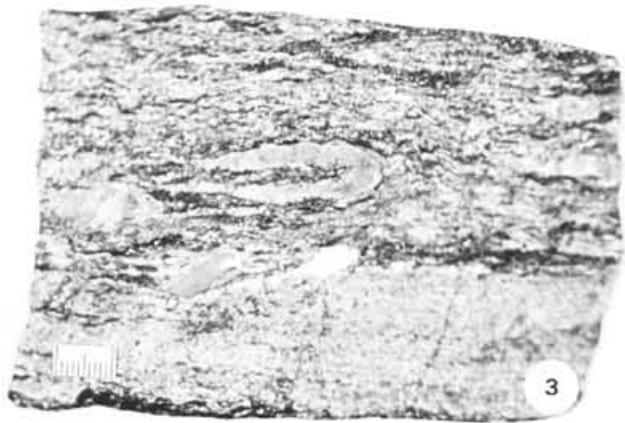
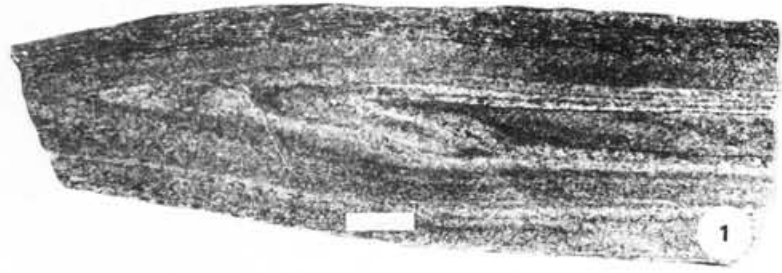


PLANCHE XVII

---

Photo 1 : Enclave vert-sombre (ancienne enclave de métasédiments ou ancien nodule de cordiérite ? dans le granite du Pinet (Rouergue, Aveyron).

Photo 2 : Nodule de quartz hyalin - même localisation.

Photo 3 : Faciès porphyroïde extrêmement déformé au niveau d'une "shear zone" verticale



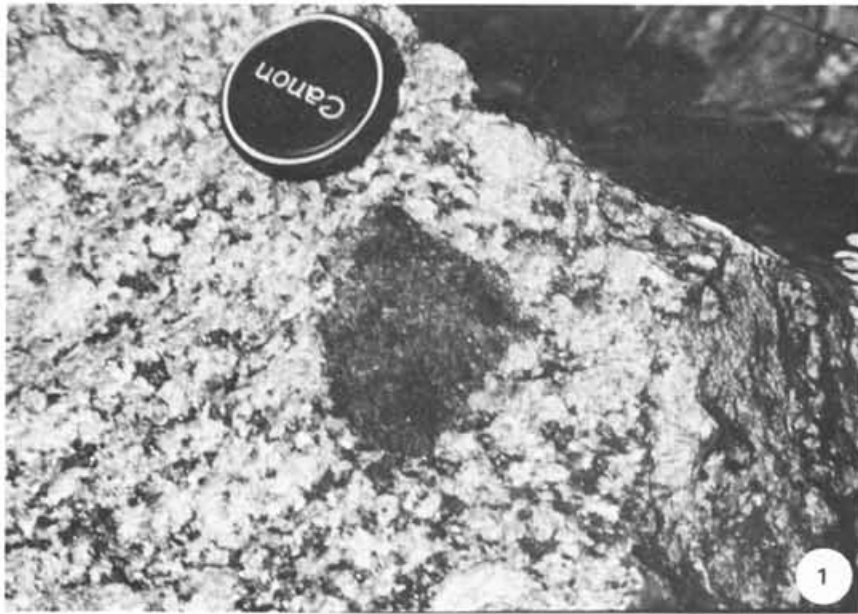


PLANCHE XVIII

---

Photos 1 et 2 : Enclaves métasédimentaires foliées emballées dans le faciès de bordure à grain fin de granite du Pinet.

Photo 3 : Blastèse de gros feldspaths potassiques et "granitisation" locale de l'encaissant immédiat du granite du Pinet.





CHAPITRE III : RELATIONS ENTRE LA SERIE DU LOT ET LE SUPERGROUPE DE MARVEJOLS  
PRESENCE D'UN CHARRIAGE

1 - INTRODUCTION: ARGUMENTS GENERAUX EN FAVEUR DE L'EXISTENCE DE GRANDS  
CHEVAUCEMENTS DANS LE MASSIF CENTRAL.

Comme l'a montré initialement DEMAY, la déformation majeure anté-stéphaniennne du Massif central est de style tangentiel. Les méga-structures impliquées dans cette tectonique profonde ont fait l'objet de deux hypothèses principales:

1) DEMAY lui-même et la plupart des auteurs à sa suite faisaient appel à la notion de grandes nappes en forme de plis couchés (nappes du premier genre de P. TERMIER) pour expliquer les fréquentes inversions zonéographiques. Les "séries inverses" étaient donc interprétées comme des séries normales à l'origine *renversées* lors d'une tectogenèse postérieure au métamorphisme majeur.

2) Récemment, de nombreuses études effectuées dans d'autres régions du globe, et en particulier dans la chaîne himalayenne, ont suggéré la possibilité d'existence de gradients thermiques inverses dans les domaines situés sous de grandes nappes cristallines (BEACH et FYFE, 1973; LE FORT, 1975, 1976; PLATT, 1975, GRAHAM et ENGLAND, 1976). Les séries métamorphiques inverses ne constituent donc pas nécessairement des séries renversées. Les conséquences de ce style structural ne concernent pas seulement le métamorphisme: en effet, les grands cisaillements crustaux sont également susceptibles de rendre compte de l'existence de vastes zones à foliation subhorizontale, si l'on admet que le régime de la déformation était voisin du modèle de "simple shear" (MATTAUER, 1975).

Frappé par l'analogie des caractères microtectoniques des séries situées sous le "Main central Thrust" népalais, d'une part, et des schistes des Cévennes, d'autre part, MATTAUER (1974) envisage la présence dans le Massif central de grands chevauchements de type himalayen. A la même époque, en Haut-Allier, CARME (1974) décrit une mégastructure tangentielle de type cisailant. Dans la même région, BURG (1977) montre que l'on doit concevoir l'ensemble du groupe leptyno-amphibolique/anatexites à cordiérite comme une unité allochtone. En effet, ces séries contiennent des témoins granulitiques rétro-morphosés (alors généralement interprétés comme des reliques très anciennes, FORESTIER *et al.*, 1973), alors que les gneiss à sillimanite sous-jacents, qui en sont dépourvus, seraient progrades. De plus, le complexe rétro-morphique et la série prograde inférieure sont séparés par un "terme intermédiaire" à lentilles de métapéridotites, que BURG cartographie comme la sole d'un grand chevauchement. BURG et MATTE (1978b) étendent à l'ensemble du Massif central le concept d'un chevauchement majeur, d'au moins 100 kilomètres de flèche, amenant les complexes de haut grade du coeur du massif sur les séries schisteuses "cévenoles" *s.l.*

## 2 - CAS DE LA REGION DE MARVEJOLS:

Ayant précisé le caractère inverse (tenu pour originel) de la zonéographie de la Série du Lot (Série de St Geniez), BRIAND (1978) rejoint la proposition de MATTAUER et ETCHECOPAR (1977) et BURG et MATTE (1978a) sur l'existence d'un chevauchement "himalayen" aux environs de Marvejols (sans toutefois en préciser la localisation exacte). En effet, les modèles thermiques élaborés pour les situations structurales de ce type (GRAHAM et ENGLAND, 1976) seraient en bon accord avec l'évolution pluri-faciale observée dans la série du Lot (BRIAND et GAY, 1978).

De fait, bien que les données géochronologiques ne l'imposent pas, plusieurs arguments militent en faveur d'une discontinuité tectonique importante entre cette série et le supergroupe de Marvejols.

a) Différences lithologiques. Comme l'a noté BRIAND (1978) la Série du Lot et les formations gneisso-amphiboliques qui la surmontent présentent de grandes différences quant à leur lithologie. Le "fond" de la Série du Lot est (gréso)pélimitique; par contre, la majeure partie de l'ensemble susjacent appartient à la séquence quartzo-feldspathique. Les metabasites orthodérivées, absentes dans la Série du Lot font une apparition massive et brutale à la base du groupe leptyno-amphibolique. Au contraire, les métadiorites quartziques sont strictement localisées à la Série du Lot.

b) Différences métamorphiques. Le passage des schistes du Lot au "Supergroupe de Marvejols" ne s'accompagne pas d'une "saute" sensible de l'intensité du métamorphisme des roches métapélimitiques. Cependant, la *crystallinité* (notamment celle des micas) augmente brusquement, avec disparition concomitante des microstructures linéaires. De même, les indices de *mobilisation*, inexistant dans la Série du Lot, sont nombreux dans le supergroupe sus-jacent (ségrégation quartzo-plagioclasiques, bouffées pegmatitiques). Enfin et surtout, on note que, comme dans le Haut-Allier, les roches granulitiques de HP (éclogites *s.l.*) ne se rencontrent que dans l'ensemble supérieur. On pourrait, il est vrai, invoquer l'absence de protolithe basique adéquat dans la Série du Lot, mais il est plus probable, par ailleurs, que le métamorphisme du supergroupe appartient à une série de faciès de plus haute pression (au moins de type "Barrovien") que le métamorphisme "Intermédiaire de Basse Pression" de la Série du Lot.

c) Différences microstructurales. Pour autant que l'on doive accorder de l'importance aux orientations axiales des microplis, on notera que la série supérieure est caractérisée par une homoaxialité remarquable des plis de toutes générations, alors que les différentes phases ont des orientations distinctes dans la série sous-jacente. Les phases 1 de chacun des deux ensembles sont nettement différentes: probablement NE-SW dans la Série du Lot, NW-SE à NNW-SSE dans le supergroupe de Marvejols. De même, la direction de l'allongement fini, proche de E-W dans la série inférieure, est, en première analyse, subméridienne dans le complexe supérieur.

Chacun des deux ensembles paraît donc avoir subi sa propre évolution structurale, du moins en ce qui concerne les événements précoces, et cette relative indépendance suggère un découplage entre les deux termes. Cependant, l'argument essentiel est fourni par la présence d'un niveau aux caractères structuraux très particuliers au contact du supergroupe de Marvejols et de la Série du Lot, tels que nous les avons définis p. 32. Ce niveau peu épais (< 20 m) avait été remarqué par BRIAND (1972, 1973) ("gneiss fins en plaquettes") qui l'avait considéré comme un "niveau repère intéressant", sans lui accorder de signification structurale spéciale. Or, tous les critères de caractérisation de ce niveau sont fondamentalement *tectoniques*, et conduisent à considérer les gneiss fins en plaquettes comme des mylonites profondes.

### 3 - LES MYLONITES SYNMETAMORPHIQUES:

#### 3.1 - Description:

A l'affleurement, l'horizon mylonitique, simple ou composite, est toujours parfaitement concordant avec la foliation régionale. On n'observe à ce niveau aucune déflexion de la schistosité qui, en particulier, ne dessine pas de figure sigmoïde, typique des "shear zones" (du moins lorsqu'elles recoupent un encaissant isotrope) (RAMSAY et GRAHAM, 1970). Les faciès pétrographiques qu'on y rencontre sont variés: le plus souvent il s'agit de gneiss de teinte sombre, à cassure esquilleuse, riches en biotite et grenat, mais il existe aussi, en quantité moindre, des leptynites et des gneiss oillés à structure mylonitique. *Toutes* ces roches ont en commun un grain extrêmement ténu, leur foliation, particulièrement prononcée, détermine un aspect finement rubané caractéristique. Lorsque la recristallisation n'a pas entraîné une oblitération totale, cette foliation porte constamment une linéation d'allongement et d'intersection dont la direction, subméridienne (fig. 24), contraste avec celles que l'on rencontre de part et d'autres (hormis les très rares linéations d'allon-



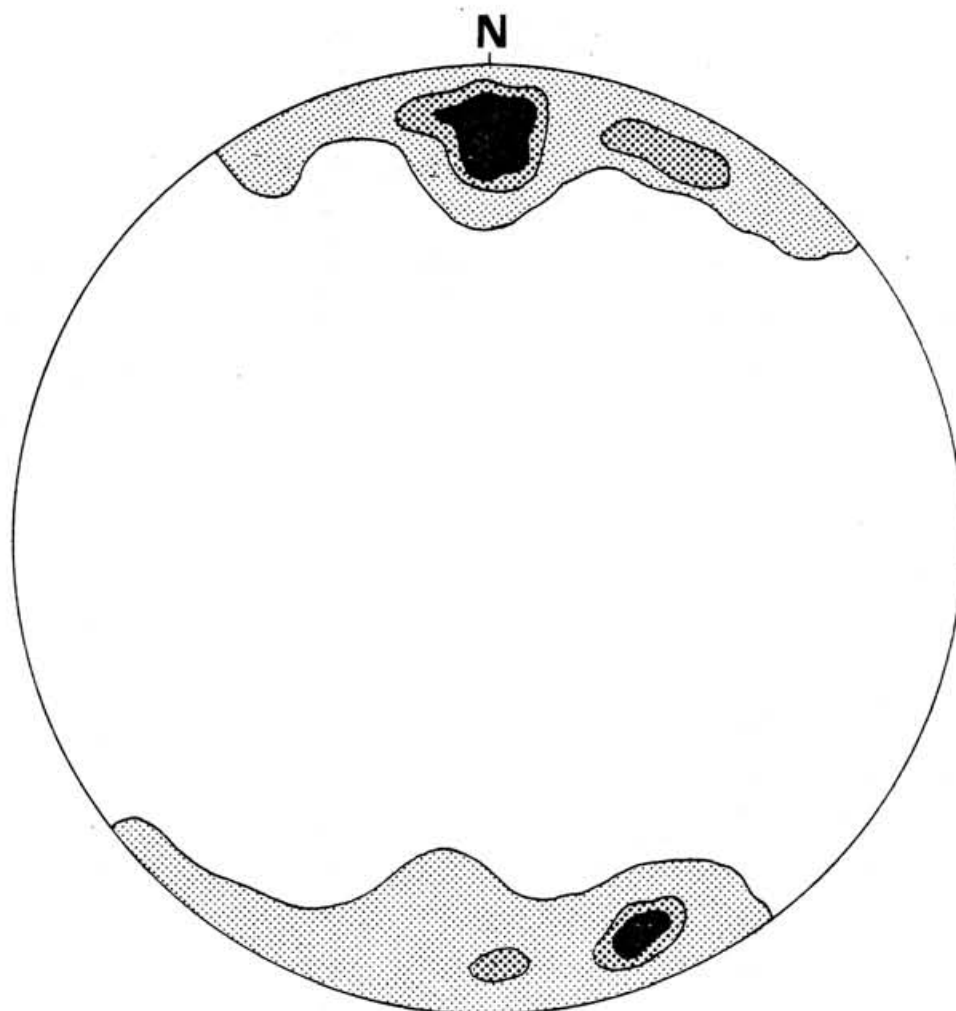


FIG. 24: Linéations d'intersection, d'allongement  
et d'axes de microplis.

Niveau mylonitique.

57 mesures : Contours : 12 %, 9 %, 5 %, 2 %  
par % de surface.

Maximum : 16 %.



gement N-S du groupe leptyno-amphibolique). Le passage des gneiss communs du groupe leptyno-amphibolique sus-jacent aux "gneiss en plaquettes" est extrêmement franc. On observe seulement une réduction très brutale de la taille des grains, et l'accentuation de la schistosité, qui passe brusquement d'un rubanement gneissique grossier à une foliation mylonitique typique.

A l'intérieur de la zone mylonitique, on observe parfois des corps lenticulaires de gneiss, contenant des amas quartzo-feldspathiques riches en tourmaline, moulés par la foliation: ces boudins; moins déformés que leur matrice, représentent probablement des reliques d'un stade précoce de la mylonitisation. Par ailleurs, une importante blastèse orientée (à muscovite, plagioclase ...) oblitère souvent la structure rubanée mylonitique et la linéation, aboutissant à la réalisation d'un gneiss grossier banal. Ces "blastites" déterminent des niveaux subparallèles à la schistosité; cependant, dans le détail, le front de blastèse peut montrer une légère obliquité par rapport à la foliation mylonitique, ce qui montre bien son caractère tardif. Ainsi, une coupe de la zone mylonitique dans son ensemble montrera la superposition de:

- septa de gneiss relativement peu déformés, à valeur de reliques épargnées par la mylonitisation;
- horizons de gneiss apparemment peu déformés, à plagioclases et grandes muscovites, résultant d'une recristallisation tardive massive (peut être favorisée par des circulations fluides ?);
- niveaux de mylonites typiques; nous décrirons brièvement ces dernières.

Les échantillons macroscopiques du faciès commun montrent une alternance de bandes sombres hypermicacées, et de feuilletts quartzo-feldspathiques plus ou moins espacés, d'épaisseur millimétrique, qui déterminent sur les sections XZ de minces rubans très allongés. Ces feuilletts, qui contiennent de nombreux clastes de feldspath potassique et de tourmaline, dérivent probablement de la déformation intense de termes pegmatoïdes. Sur les sections

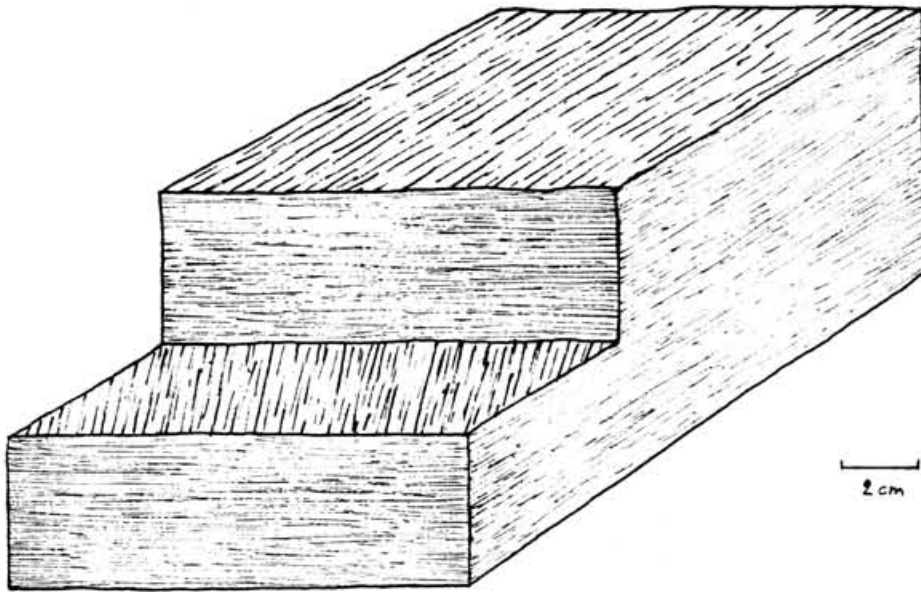


FIG. 25: Variation de direction de la linéation perpendiculairement au plan de la foliation mylonitique.

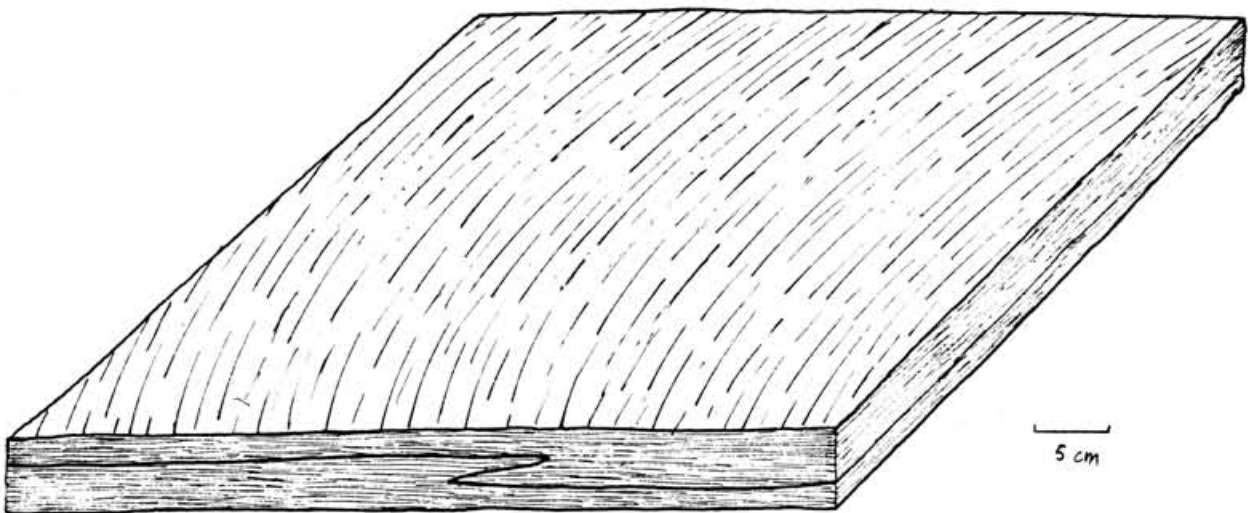


FIG. 26 : Linéation d'intersection et d'allongement courbe.

XZ, nous n'avons observé aucune figure dissymétrique pouvant indiquer un sens de rotation. Le plan de foliation (XY) porte de façon caractéristique une linéation qui évoque parfois beaucoup des stries pénétratives. Il s'agit d'une direction d'allongement matérialisée par le grand axe des clastes, le caractère fibreux des placages de quartz et l'alignement des phyllosilicates. Cet allongement est parallèle aux axes de microplis et à l'intersection de deux schistosités, souvent subconfondues. Il est intéressant de noter que cette linéation peut avoir une direction variable à petite échelle, dans le plan de foliation (fig.26) ou perpendiculairement à celui-ci (fig. 25).

Les microplis observés sont de deux types:

- plis intrafoliaux, parfaitement isoclinaux (photos XX, 5,6);
- plis plus ou moins serrés, affectant les rubanements leucocrates, et de géométrie souvent complexe (en particulier, micro-plis adjacents à déversements opposés, évoquant des "blagues à tabac" (photo XX,3).

En lame mince, la microstructure blastomylonitique est très claire: on distingue des rubans de quartz, typiques des mylonites (BOULLIER et BOUCHEZ 1978), et une matrice finement grenue où coexistent des minéraux relictuels clastiques, et des minéraux blastiques.

Les *clastes* comprennent une partie des feldspaths, du disthène, du grenat, de grandes apatites vertes et les tourmalines. Ils résultent de la granulation, dans le plan de foliation, d'individus antérieurs. Le disthène, en particulier, est très révélateur: il se concentre dans des "horizons" peu épais, sous forme de traînées de tout petits grains; cette disposition suggère un "émiettement" de cristaux de plus grande taille. Le caractère clastique est généralement net: cristaux moulés par la foliation, à "queues" de biotite, tablettes tronçonnées, individus kinkés parallèlement à la foliation, etc... (photos XXII,3,4). Cependant, l'absence de manifestations rétro-morphiques importantes permet de penser que la granulation du disthène s'est effectuée dans son champ de stabilité; en effet, dans le cas contraire, les fragments minuscules produits par la cataclase n'auraient certainement pas subsisté à l'état métastable, à cause de l'action "catalytique" de la déformation intense. Outre, probablement, certains disthènes, les minéraux blastiques comprennent une partie du grenat, et

surtout la biotite. Ils attestent de l'importance des phénomènes de recristallisation, qui sont aussi bien reflétés par la microstructure des grains de quartz (FAURE, PIN et MAILHE, sous presse).

### 3.2 - Degré de métamorphisme.

Le degré métamorphique de ces blastomylonites peut être appréhendé de façon approximative: en effet, la biotite et une partie du grenat sont manifestement néoformés, tandis que le disthène reste stable. Il n'a nulle part été observé de staurotide (chimisme défavorable ou conditions P.T. inadéquates?); par contre, de la cordiérite tardive est probable. La muscovite est secondaire. Compte tenu de la forte dispersion tectonique qui a affecté ces roches, la signification zonéographique du couple disthène-feldspath K est douteuse: le feldspath K pourrait, comme les tourmalines et les apatites, provenir entièrement des pegmatoïdes, mais peut-être aussi d'anciennes granulites *s.l.* (phénoclastes presque méso-perthitiques) (*cf.* les cas "d'hybridation tectonique" reconnus en Haut-Allier par LASNIER *et al.*, 1974). On peut donc admettre, en première analyse, que l'évolution blastomylonitique s'est déroulée dans les conditions du faciès amphibolite profond, analogues à celles qui régnaient au sommet de la Série du Lot et dans le supergroupe de Marvejols. On est ainsi en présence d'une zone mylonitique symmétamorphique encadrée par de puissants complexes de haut-grade. Cette disposition implique le maintien prolongé d'une température élevée (c'est-à-dire un refroidissement très lent) qui rendrait compte de la recristallisation poussée qui affecte les mylonites à des degrés divers, allant même parfois jusqu'à les "effacer" totalement (blastites). De ce point de vue, les mylonites de Marvejols s'opposent à de nombreuses mylonites "chaudes" recoupant un encaissant anciennement cratonisé, et dont le refroidissement s'est effectué de façon très rapide, "figeant" les microstructures mylonitiques.

### 3.3 - Chronologie relative:

Le "timing" de la blastomylonitisation peut être précisé par rapport aux phases microtectoniques mises en évidence dans les séries encais-

santes et par rapport à l'évolution du métamorphisme.

a) Par rapport aux phases tectoniques: La foliation mylonitique coïncide rigoureusement avec la foliation composite  $S_{1-2}$  définie dans la Série du Lot et dans le supergroupe de Marvejols. Par contre, les microstructures linéaires précoces des phases "1" de chacun des deux ensembles sont sensiblement distinctes. Enfin, localement, les crénulations de phase 3 reprennent la foliation mylonitique. On peut par conséquent supposer que l'essentiel de l'épisode de blastomylonitisation est contemporain de la deuxième phase de déformation synschisteuse reconnue de part et d'autre du niveau mylonitique. En d'autres termes, l'ensemble des séries subissait la phase 2, mais la déformation était particulièrement intense dans une zone étroite correspondant à la base du groupe leptyno-amphibolique. Ceci n'exclut bien sûr pas que la zone mylonitique ait pu avoir une individualisation plus précoce, dès le début de la tectogenèse.

b) Par rapport au métamorphisme. Le degré métamorphique des blastomylonites ne paraît pas sensiblement différent de celui des roches situées au-dessous et au-dessus d'elles (exception faite des éclogites *s.l.* du groupe leptyno-amphibolique). La mylonitisation s'est donc effectuée dans les conditions du faciès amphibolite, syn- à tardi-cinématique par rapport à la phase 2.

Ainsi, les arguments microstructuraux et métamorphiques concourent pour suggérer que l'épisode blastomylonitique est un phénomène sensiblement contemporain de la deuxième phase de déformation souple et du pic du métamorphisme qui l'accompagne dans la Série du Lot.

### 3.4 - Les données de l'orientation préférentielle de réseau (O.P.R) du quartz. Interprétation cinématique.

a) Résultats: L'analyse pétrofabrique a été réalisée par Michel FAURE et Didier MAILHE. Les principaux résultats de cette étude ont été exposés ailleurs (FAURE *et al.*, sous presse) et nous ne résumerons ici que les points essentiels. Tous les diagrammes effectués dans le plan XZ

montrent:

- la tendance à l'individualisation de couronnes croisées;
- une dissymétrie de densité de peuplement des couronnes, la couronne plongeant au N étant la plus peuplée;
- à l'intérieur de chaque couronne, un maximum, situé à proximité du bord du diagramme;
- de plus, on note que les O.P.R. ne s'inversent pas de part et d'autre du plan axial des plis.

A la lumière des travaux expérimentaux sur la déformation plastique du quartz, ces données suggèrent:

- un fort *aplatissement* (guirlandes croisées) (cf. JOHNSON, 1967; SYLVESTER et CHRISTIE, 1968; TULLIS *et al.*, 1973);
- une composante de déformation non coaxiale (légère dissymétrie des guirlandes), pouvant s'expliquer par un cisaillement ductile dirigé du Nord vers le Sud.

b) Interprétation cinématique des blastomylonites:

La direction et le sens de la composante de cisaillement ne peuvent être déterminés que de façon assez indirecte:

- *direction*: on a déjà signalé que la foliation porte une linéation d'intersection et d'allongement qui évoque parfois de façon très suggestive des "slickenside striae" pénétratifs. De plus, l'absence d'inversion des O.P.R du quartz, dans les flancs opposés des plis, laisse penser qu'on a affaire à des plis subparallèles au déplacement de la matière. De fait, le parallélisme des plis et linéations d'allongement des zones hautement déformées avec la direction de transport tectonique (direction "a" de Sander, 1948) est classique, et a reçu deux types d'interprétation:

- 1 - soit les plis *naissent* parallèles à la direction de cisaillement, du fait d'une constriction latérale mineure (NICOLAS et BOUDIER, 1975; MATTAUER *et al.*, 1977);



- 2 - soit les plis apparaissent avec des axes obliques par rapport à la direction de cisaillement, puis sont ré-orientés au cours de la déformation progressive (BRYANT et REED, 1969; SANDERSON, 1973; ESCHER et WATTERSON, 1974; RHODES et GAYER, 1977; CARRERAS *et al.*, 1977; BELL, 1978, *etc* ...).

Quel que soit le mode de formation envisagé, la plupart des auteurs admettent que les axes des plis des zones très déformées sont parallèles à la direction de transport; par conséquent, sans entrer dans ce débat de mécanisme, nous considérerons que la direction de déplacement est représentée ici par la linéation omniprésente, subméridienne.\*

- *sens*: Nous n'avons observé aucun critère de sens de rotation évident à l'échelle méso- ou microscopique. Aussi, seule la légère dissymétrie des diagrammes d'O.P.R. permet d'envisager *ici* un déplacement du Nord vers le Sud. Une telle vergence serait cependant en bon accord avec la polarité structurale d'ensemble du Massif central, qui montre, du Sud vers le Nord, des zones de plus en plus internes du segment orogénique (ARTHAUD et MATTE, 1974; BURG et MATTE, 1978b). Toutefois, il convient de noter que, dans l'état actuel de nos connaissances, les arguments absolument déterminants semblent faire défaut à Marvejols.

#### 4 - LES MANIFESTATIONS CATACLASTIQUES TARDIVES:

Les mylonites plastiques ("chaudes") que l'on vient de décrire ne sont pas les seuls indices de l'existence d'une "zone de mouvement" entre le groupe leptyno-amphibolique et la Série du Lot. En effet, on peut observer aux abords du contact de ces deux ensembles, des mylonites "froides", cataclastiques.\*\*

---

\* On peut cependant remarquer que le parallélisme des plis synschisteux précoces et des plis postérieurs au rubanement mylonitique, plaide en faveur de la 1ère hypothèse.

\*\* Je remercie vivement Mr R. CABY (CGG Montpellier) qui m'a montré toute l'importance de ces roches.

#### 4.1 - Les cataclasites - "kikirites":

Les gneiss de l'extrême base du groupe leptyno-amphibolique montrent souvent des traces de broyage et de rétro-morphose (chloritisation, oxydation, etc...). Ils sont localement parcourus par de nombreuses fractures à bords nets, *tangentiels*, jalonnées de passées millimétriques très sombres d'ultra-mylonite, et prennent alors l'aspect de kikirites (CHRISTIE, 1960; HIGGINS, 1971). Sur certaines surfaces listriques, on observe des enduits noirâtres porteurs de stries subméridiennes pour lesquelles nous n'avons pas observé de sens de déplacement très clair; cependant, quelques plis ouverts associés montrent un déversement vers le Sud.

#### 4.2 - Pseudotachylites:

Localement, ces gneiss sont sillonnés par des veines centimétriques à bords francs qui sont le plus fréquemment sub-parallèles à la foliation; toutefois, certaines, plus ou moins anastomosées, la recoupent dans toutes les directions. Ces veines sont emplies d'un matériau gris foncé, aphanitique, à cassure subconchoïdale, ayant un aspect de silex, ou de cornéenne, et parsemé d'éléments figurés clairs de taille millimétrique. Des structures de flux, matérialisées par des rubanements de teintes différentes, plus ou moins parallèles aux épontes, sont parfois visibles dans cette matrice.

Au microscope, les éléments figurés ont un caractère cataclastique accusé; il s'agit:

- de quartz, à extinction roulante, plus ou moins intensément fracturé, parfois à golfes de corrosion (photo XXIV, 6,7)
- de feldspaths, très fragmentés;
- de "galets" arrondis de microbrèche cataclastique.

On n'observe jamais de claste de phyllosilicates. Ces éléments ne montrent pas d'orientation préférentielle; ils baignent dans une matrice brune cryptocristalline, parfois quasi-isotrope, dans laquelle on note, dans certaines

lames, de très belles structures axiolithiques, analogues à celles figurées par MASCH, 1974, (photo 5, p. 491): des microlithes aciculaires de biotite (?) rayonnent à partir d'un minuscule claste de quartz ou de feldspath, évoquant des pelotes d'épingles (photos XXIV, 8, 9).

Tous les caractères intrinsèques et le contexte cataclastique de ces veines sont ceux de *pseudotachylites* tout à fait typiques (SHAND, 1916; PARK, 1961; PHILPOTTS, 1965; SPRY, 1969, etc...) qui ont été décrites dans toutes les régions du monde au voisinage de failles de grande ampleur. Tous les auteurs s'accordent sur l'évidence de l'état *fluide* originel, mais la plupart du temps, la question se pose de savoir si la matrice aphanitique dérive d'un véritable produit de fusion (hyalomylonites, SCOTT et DREVER, 1953 ; PARK, 1961; PHILPOTTS, 1965; MASCH et PREUSS, 1977, ...) ou seulement d'un matériau très finement pulvérisé (WATERS et CAMPBELL, 1935), voire même d'un système solide-gaz fluidisé (REYNOLDS, 1954).

Dans notre cas, la finesse des injections, les figures d'écoulement interne traduisent bien la haute mobilité du matériau. On n'a pas retrouvé de *verre* proprement dit; cependant, les structures sphérolitiques, les quartz golfés, l'allure plus fine, plus opaque près des contacts avec l'encaissant (qui évoque beaucoup des bordures figées), etc..., nous suggèrent que la mésostase cryptocristalline dérive, du moins en partie, de la recristallisation d'une phase vitreuse.

Les "hyalomylonites" auraient pour origine une fusion locale, induite par friction au niveau des plans de failles lors de déplacements importants (Mc KENZIE et BRUNE, 1972; SIBSON, 1975; ERISMANN, 1977).

La mise en évidence de ces pseudotachylites est importante, car elle permet de préciser quelque peu les conditions qui régnaient au cours des déformations tardives. En effet, SIBSON (1975) a montré que la présence de pseudotachylites dans un encaissant quartzo-feldspathique traduit:

- la genèse au niveau des plans de faille d'un bain à une température voisine de 1100°C;

- un contexte structural relativement superficiel, compatible avec un comportement ruptuel, caractérisé par une température de l'ordre de  $250^{\circ} \pm 100^{\circ}\text{C}$ , et une profondeur comprise entre 1 et 10 Km, probable-

ment voisine de 4-5 Km;

- un encaissant pauvre en fluides intergranulaires, inhibant "l'hydrolitic weakening" (GRIGGS, 1967) du quartz, donc repoussant son seuil de déformation plastique;

- une vitesse de déplacement sur le plan de faille extrêmement élevée ( $> 10 \text{ cm.s}^{-1}$ ) (cf. SCHREYER et ABRAHAM, 1978, p. 59), telle que celle qui prévaut lors des activités sismiques.

#### 4.3 - Conclusions sur les mylonites tardives:

L'existence à la base du groupe leptyno-amphibolique d'une zone affectée par des manifestations cataclastiques *s.l.* montre que des mouvements tangentiels se sont poursuivis à ce niveau jusqu'aux stades tardifs de l'évolution tectonique, dans un étage structural relativement superficiel. L'absence apparente de cataclasites homologues au sommet de la Série du Lot pourrait avoir pour cause la nature micaschisteuse, moins compétente, des matériaux. On note toutefois, à cet endroit, des enduits intrafoliaux blanchâtres à kaolinite-chlorite-séricite ("pseudo-fibrolite", cf. p. 67) qui pourraient traduire des glissements "froids" le long des plans de schistosité.

L'ampleur de ces mouvements tardifs est difficile à évaluer mais la présence de pseudo-tachylites, qui impliquent des vitesses de glissement considérables, suggère que les déplacements ont pu être importants. Il n'est pas impossible, ainsi, que la mise en place de l'ensemble allochtone dans sa position actuelle résulte en grande partie de ces rejeux cataclastiques ultimes.

5 - SIGNIFICATION DE CETTE SUITE MYLONITIQUE:

Le fait important qui ressort de cette description nous paraît être la coexistence, à la base du groupe leptyno-amphibolique, de *mylonites ductiles précoces* synschisteuses, formées par des processus de déformation plastique et de recristallisation, à  $T \sim 600^\circ\text{C}$  et à une profondeur voisine de 25 Km, et de *mylonites rupturales tardives*, non foliées, révélatrices d'un "régime élastico-frictionnel" (SIBSON, 1977) plus superficiel.

Des associations spatio-temporelles de ce type sont connues dans de nombreuses autres zones de chevauchement (par ex. CHRISTIE, 1960; KRUPICĀKA et SASSANO, 1972).

Contrairement à ce qui est fréquemment décrit, nous n'avons pas observé à Marvejols les "mylonites secondaires" reprendre les "mylonites primaires". Cependant, les unes et les autres sont très proches sur le terrain, et il est extrêmement probable qu'elles relèvent de la même cause: le charriage du "supergroupe de Marvejols" sur les schistes du Lot.

A notre avis, cette "suite mylonitique" illustre donc de façon assez exemplaire, d'une part, la pérennité du mouvement, et d'autre part, l'évolution de ses modalités d'expression microstructurale. Autrement dit, on peut penser que les "conditions aux limites" générales, qui déterminaient le charriage, ont subsisté tout au long de la tectogenèse, mais que le régime de la déformation s'est modifié, passant d'un stade initial plastique à un stade ruptural, sous les effets conjugués de la chute de température et de la pression de confinement, et peut-être aussi de l'expulsion des fluides, liées à la surrection régionale du segment orogénique.

6 - DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES:

Nous avons entrepris l'étude des zircons extraits d'une blastomylonite, dans l'espoir de déterminer l'âge de la mylonitisation synmétamorphique. L'échantillon, prélevé au Grenier, est représentatif du faciès commun des mylonites les moins recristallisées: la roche présente l'aspect d'un quartzite gneissique micacé sombre, à grain fin et cassure esquilleuse; son rubanement accusé et son débit en plaquettes sont caractéristiques.

Les zircons, limpides et de teinte rosée, ont une distribution granulométrique banale: on ne note pas, en particulier, de rareté particulière des grains d'assez grande taille (> 100  $\mu\text{m}$ , pour fixer les idées), ni d'homogénéisation de la taille des grains, contrairement à ce qui a pu être observé ailleurs (BOULLIER, *sous presse*), dans un contexte structural et métamorphique bien différent, il est vrai. Les zircons sont assez bien cristallisés, mais on remarque une nette prédominance des grains équidimensionnels. Les fractions magnétiques sont relativement riches en inclusions, comme c'est souvent le cas.

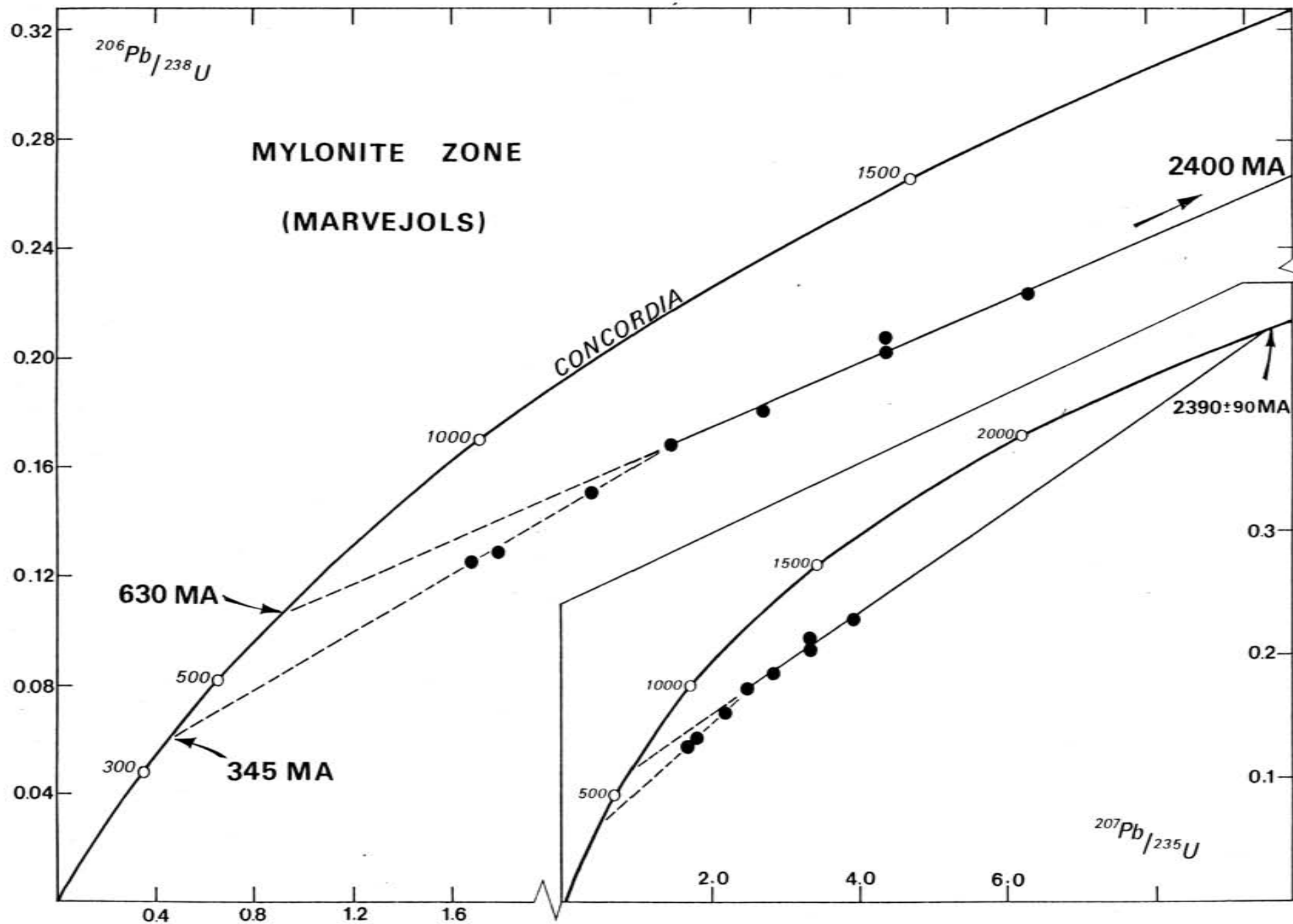
Les résultats analytiques sont particulièrement surprenants: on pouvait, en effet, s'attendre à trouver des zircons extrêmement discordants, groupés près de l'intercept inférieur, voire même des points subconcordants indicateurs d'une reconstruction totale (néogénèse) des zircons lors de l'évènement mylonitique (*cf.* PETERMAN *et al.*, 1978). Or, les points expérimentaux ont des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  compris entre *ca.* 1500 et 2000 M.A.!

Or, dans le Massif central, les âges apparents  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  les plus vieux obtenus ont été 1250 M.A. (Granite du Pinet) et 1760 M.A. (métasédiments de la Montagne Noire, GEBAUER et GRÜNENFELDER, 1976). De plus, à notre connaissance, aucun âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  supérieur à 1800 M.A. n'a encore été publié en Europe moyenne\*, y compris dans des roches paléozoïques et algonkiennes (briovériennes) peu ou non métamorphiques (PIDGEON *et al.*, 1970; KÖPPEL et GRÜNENFELDER, 1971; GRAUERT *et al.*, 1973, 1974; NUNES et STEIGER, 1974; KÖPPEL, 1974; GEBAUER et GRÜNENFELDER, 1976, 1977).

Il est donc très paradoxal que ce soit dans une zone hautement déformée, dans des conditions mésozonales profondes, que nous trouvions les zircons apparemment les moins affectés, si l'on raisonne "classiquement" en termes de pertes préférentielles en Pb.

---

\* Iles anglo-normandes mises à part (CALVEZ et VIDAL, 1977).



Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1 : 63-80 µ, NM0°	3.06	372	65.1	2654	0.11137	0.13416	0.16576	2.4281	0.10624
2 : 100µ-150 µ, NM0°	2.79	316	67.1	5979	0.12192	0.12749	0.19879	3.2803	0.11068
3 : 100µ-150 µ, M0°-2°	3.22	321	60.4	3089	0.11808	0.12630	0.17816	2.7934	0.11372
4 : >150 µ, NM0°	1.59	262	62.0	2055	0.13301	0.13889	0.22034	3.8452	0.12657
5 : 63-80 µ, M0°-2°	1.97	619	79.9	3557	0.10021	0.12795	0.12360	1.6417	0.09633
6 : 80-100 µ, NM0°	0.95	341	73.5	5544	0.11912	0.11762	0.20404	3.2829	0.11670
7 : 80-100 µ, M0°-2°	2.86	340	53.2	1082 <sup>x</sup>	0.11612	0.15224	0.14872	2.1218	0.10347
8 : 100-150 µ, M2°	0.56	642	85.1	614	0.12243	0.17158	0.12697	1.7509	0.10002

Blastomylonite (Le Grenier, Marvejols) = Résultats analytiques

<sup>x</sup> contaminé après l'aliquote

Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :

<sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 17.8 , <sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.5 , <sup>208</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 37.5

7 et 8 corrigés avec : <sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 18.05 , <sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.55 , <sup>208</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 38.0

(composition du blanc)



La droite de régression, calculée à partir de *l'ensemble* des points expérimentaux, recoupe la courbe Concordia à 466 M.A. Il est bien connu que d'une façon générale, l'interprétation des intercepts inférieurs doit être recherchée avec une grande prudence, et il semble que ce soit particulièrement vrai en l'occurrence. Il nous paraît, en effet, très improbable que cet intercept — obtenu de façon "brutale" — ait une signification géologique. On a vu que la foliation mylonitique est l'équivalent de la foliation 1-2 de la Série du Lot et du supergroupe de Marvejols, que l'on peut dater à 350-340 M.A. Il est donc difficile d'admettre que la mylonitisation ne soit pas hercynienne.

En fait, un examen plus détaillé de l'arrangement expérimental montre qu'on a affaire à une trajectoire complexe, dans laquelle on peut distinguer deux tendances:

- les points non magnétiques et/ou de grosse taille, les moins discordants, s'alignent sur une droite recoupant la Concordia à 630 et 2400 M.A.
- les points magnétiques, situés plus bas dans le diagramme, se disposent de façon convenable sur une droite de pente plus forte, passant par 345 M.A.

On est donc en présence d'un problème délicat, au sujet duquel, en l'absence d'autres données, nous ne pourrions prétendre donner que des *tentatives* d'explication. Dans l'état actuel, il semble qu'on ne puisse rendre compte des résultats analytiques sans:

- 1) admettre une origine exotique par rapport au contexte régional des zircons étudiés;
- 2) postuler un mécanisme de mylonitisation hercynien n'ayant eu que très peu d'effets sensibles sur le système U/Pb des zircons.

### 1 - Origine "exotique" des zircons:

L'hypothèse la plus simple que l'on pouvait faire au sujet de l'origine des gneiss sombres en plaquettes à la suite de l'étude géologique "classique" était d'admettre qu'ils dérivait de la mylonitisation synmétamorphe des gneiss du groupe leptyno-amphibolique sus-jacent. En effet, les micaschistes de la Série du Lot ne semblent guère être un matériau de départ envisageable, compte tenu de leur composition et de leurs propriétés mécaniques. Certes, le passage des gneiss aux mylonites ne montre pas de caractère progressif (*cf.* p.166) et on n'avait pas rencontré dans les mylonites d'indice probant (métabasite, en particulier) d'une origine "leptyno-amphibolique". De plus, il était évident que des différences sensibles de composition existent entre les gneiss sombres en plaquettes et les paragneiss banaux du supergroupe; mais comme on sait que les phénomènes mylonitiques ne sont absolument pas topochimiques (par ex. MITRA, 1978: enrichissement en micas, appauvrissement en feldspaths), ces différences ne constituaient pas un obstacle majeur à une dérivation leptyno-amphibolique des mylonites.

Nous n'avons pas eu le temps d'étudier les zircons des roches situées immédiatement au-dessus et au-dessous de la zone mylonitique; aussi, les considérations qui suivent ne sont que des *hypothèses de travail*. Il est néanmoins raisonnable de supposer que les points représentatifs des zircons contenus dans les paragneiss du groupe leptyno-amphibolique ne doivent pas avoir des caractéristiques isotopiques très différentes de ceux rencontrés dans les paragneiss du Val d'Enfer (*cf.* p.133) ou dans les fractions non magnétiques du gneiss amphibolique que nous avons étudié et qui ont tous dans le diagramme ( $r_8, r_5$ ) une position très basse, proche d'un intercept inférieur à 340-350 M.A.

Or, comme nous l'avons mentionné, les fractions 2, 6 et 4 fournissent des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  plus anciens que ceux publiés jusqu'ici en Europe varisque.

La position très élevée des points expérimentaux dans le diagramme Concordia interdit, nous semble-t-il, de considérer que les "gneiss en plaquettes" dérivent de la mylonitisation de roches encaissantes. Au contraire, les données U/Pb suggèrent fortement que nos zircons ont subi un événement majeur à la fin du Précambrien (intercept inférieur à 630 M.A. de l'alignement

des points non magnétiques). Or, en dehors du Nord du domaine armoricain, on ne connaît pas de témoins à l'affleurement du cycle cadomien (= pan-africain, assynthique). Cependant, les données de la géochimie isotopique du Strontium montrent (JÄGER, 1974; VIDAL, 1974; HAMET, 1975; VITRAC, 1975) grâce à l'utilisation du diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = f(t)$ , que la croûte continentale du segment médio-européen s'est individualisée pour l'essentiel vers 600-700 M.A. L'existence sous le domaine varisque d'un socle cadomien est par conséquent probable.

Nous interprétons donc les zircons rencontrés dans nos mylonites comme des grains issus d'une zone affectée par une forte crise vers 650-600 M.A.

Le contexte typiquement mylonitique suggère évidemment un transport tectonique, sous forme de copeaux ("slices") de taille tout à fait indéterminée (peut-être seulement cristalline?) coincés et entraînés vers le haut dans le chevauchement. Des phénomènes d'extrusions de lambeaux profonds peuvent se produire au niveau des grands décrochements; aussi paraissent-ils *a fortiori* envisageables dans les charriages profonds. Il est d'ailleurs fréquent que des lentilles de péridotites, nécessairement allochtones, jalonnent des plans de chevauchement.

Nous considérons donc que les mylonites de Marvejols dérivent, au moins en partie, de copeaux d'un socle profond\*, édifié au Précambrien supérieur, entraînés et totalement restructurés lors du charriage du groupe leptyno-amphibolique. Quoi qu'il en soit, nous pensons qu'on ne peut rendre compte des résultats U/Pb qu'en admettant l'origine ancienne et allochtone du matériau aux dépens duquel se sont réalisées les mylonites.

## 2 - Les effets hercyniens:

On doit retenir, pour de simples raisons de chronologie relative, un âge hercynien pour le charriage. Il est alors intéressant d'essayer de modéliser l'évolution du système U/Pb selon la méthode "multiépisode", mise au point par ALBAREDE (1971) et présentée par ALLEGRE *et al.* (1974). Il apparaît qu'un modèle mettant en jeu des zircons vieux de 2500 M.A., affectés par deux crises épisodiques à 650 et 350 M.A. (séparées par des

---

\* peut-être granulitique? cf. association possible disthène-orthose, FK méso-perthitique.

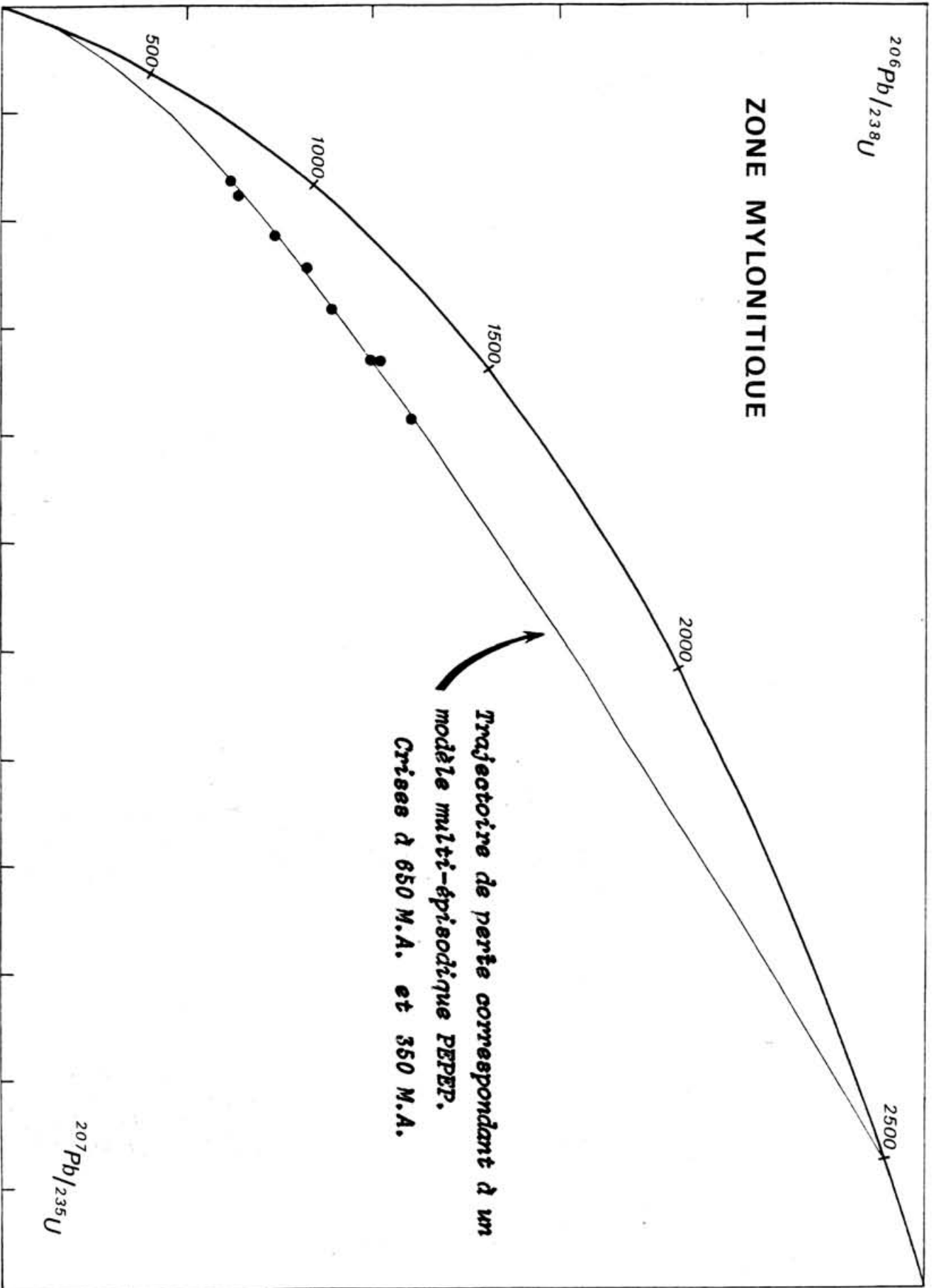


Fig. 27

périodes de comportement en système ouvert selon des processus de perte continue en Pb; un comportement tout à fait clos, pendant près de 2000 M.A., étant improbable), permet le tracé d'une trajectoire courbe qui serait en très bon accord avec les points expérimentaux (fig. 27). Bien sûr, il ne s'agit que d'un modèle, dont le postulat de base (proportionnalité des pertes lors des différentes crises ou pertes continues) n'est d'ailleurs pas très satisfaisant dans le cas (général?) où interviennent des phénomènes de néocristallisation: en effet, à ce moment-là, il est peu probable que les populations résultantes aient un comportement "homothétique" de celui des populations initiales.

Nous retiendrons seulement qu'une superposition d'effets cadomiens et hercyniens est envisageable, sinon probable, pour nos zircons.

Un problème délicat se pose : il ressort en effet de la disposition des points expérimentaux que, du point de vue du système U/Pb des zircons (et de ce seul point de vue) la crise majeure ne serait pas la mylonitisation hercynienne, mais l'évènement à ca. 650 M.A.

Bien qu'on ne connaisse rien de ce premier évènement, une telle constatation peut paraître surprenante, car la mylonitisation est extrêmement poussée ici, et on pourrait s'attendre à ce qu'elle ait eu des conséquences importantes sur les zircons. On peut invoquer deux explications possibles, non exclusives l'une de l'autre:

- les zircons étaient, pour des raisons à préciser, particulièrement résistants;
- le mécanisme de déformation mis en jeu était tel que les zircons ne subissaient pas de sollicitations mécaniques très intenses.

La première hypothèse est toujours possible, s'agissant de zircons, dont la ténacité est tout à fait remarquable. Cependant, il semble que la cause majeure réside dans le mode de déformation. En effet, à la température élevée (> 500°C) à laquelle la mylonitisation s'est produite, les zircons ne sont probablement que des objets passifs qui ne constituent pas un obstacle à la déformation plastique (mouvement des dislocations), car les dislocations peuvent aisément "monter" (climb) et "éviter" les zircons.

Il ne se produit donc pas, au niveau des zircons, de "work-hardening" qui, à

plus basse température, entraîne la fracturation des grains (A.M. BOULLIER, comm. pers.).

Quoi qu'il en soit des mécanismes d'insertion et de néostructuration des copeaux, la mise en évidence, dans la zone mylonitique, de témoins probables — fussent-ils réduits à des grains — d'une croûte profonde précambrienne, suggère que le charriage de Marvejols est *ensialique*.

Il se distinguerait alors du chevauchement majeur mis en évidence plus au Nord (BURG, 1977), jalonné par des lentilles de métapéridotites qui dériveraient d'anciennes harzburgites (BURG et MATTE, 1978b). Si tant est que l'on doive admettre, avec NICOLAS et JACKSON (1972), que les harzburgites sont des restites des processus de genèse de la croûte océanique, la présence de ces lambeaux à la semelle du chevauchement du Haut-Allier militerait en faveur d'un enracinement dans un domaine de type océanique *s.l.* (BURG et MATTE, 1978b).

Il n'y aurait donc pas, dans le Massif central, un seul grand charriage (BURG et MATTE, 1978b) mais plusieurs, de nature et d'âge différents.

Une conclusion voisine était d'ailleurs suggérée par l'hétérochronisme très probable du phénomène: le groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais qu'on peut considérer comme allochtone, est en effet transgressé par la Série de la Brévenne, d'âge au moins éo-Dinantien (si ce n'est Dévonien supérieur)\*. Il semble bien difficile qu'un même charriage profond puisse, à la même époque, être actif dans sa région frontale et exhumé dans son domaine plus interne... On est donc conduit à postuler l'existence dans le Massif central de grands contacts cisailants, initiés à partir de zones de nature différente, et actifs à des époques variables, de plus en plus récentes vers le Sud. A grande échelle\*\*, ce dispositif rappellerait le schéma d'ensemble admis dans l'Himalaya (MATTAUER, 1975).

\* limite Dévonien-Dinantien à 345 M.A. (VAN EYSINGER, 1975);

\*\* dans le détail, les choses sont sensiblement différentes, apparemment (cf. p. 184).

7 - CONCLUSIONS:

La mise en évidence d'un véritable "cortège mylonitique" diversifié (blastomylonites, cataclasites, pseudo-tachylites, *etc...*) à la base du du groupe leptyno-amphibolique constitue un argument majeur en faveur de l'allochtonie du supergroupe de Marvejols par rapport aux schistes du Lot.

La direction de transport au niveau de ce charriage de premier ordre est probablement reflétée par la linéation subméridienne que porte de façon caractéristique la foliation mylonitique.

D'un point de vue "typologique", les particularités de la zone mylonitique (faible épaisseur, passage très rapide à l'encaissant, déformation par aplatissement prépondérant) n'évoquent guère le "M.C.T." himalayen tel qu'il a été décrit récemment (PECHER, 1978). De même, la direction Est-Ouest de l'allongement dans la Série du Lot (fig. 27'), et l'absence dans la même série du découpage en amandes fusiformes si caractéristiques à toutes les échelles des micaschistes du Moyen Pays népalais, constituent des différences structurales importantes; par conséquent, nous pensons que la seule zonéographie inverse du métamorphisme ne suffit pas à justifier le qualificatif d'"himalayen" attribué au chevauchement de Marvejols.

Par ailleurs, ce n'est pas la moindre particularité de ce charriage, que d'amener des terrains à 480 M.A. sur une série plus ancienne (> 540 M.A.). Il n'y a donc pas, globalement, de superposition anormale du point de vue purement stratigraphique, mais plutôt, mise en contact de deux domaines à la signification paléogéodynamique sans doute très différente, selon un schéma comparable à celui décrit au Pakistan, où le "complexe basique du Kohistan" (mésozoïque) est charrié sur la "Série de la Swat", paléozoïque (KHAN TAHIRKELI *et al.*, 1976).

Les données géochronologiques sont paradoxales dans la mesure où c'est au niveau de cette zone mylonitique que l'on trouve les zircons les moins affectés dans la région par les événements paléozoïques. Ces résultats peuvent suggérer que les mylonites ne dérivent pas de la déformation des séries encaissantes, mais de copeaux anciens d'origine profonde, entraînés dans le charriage.

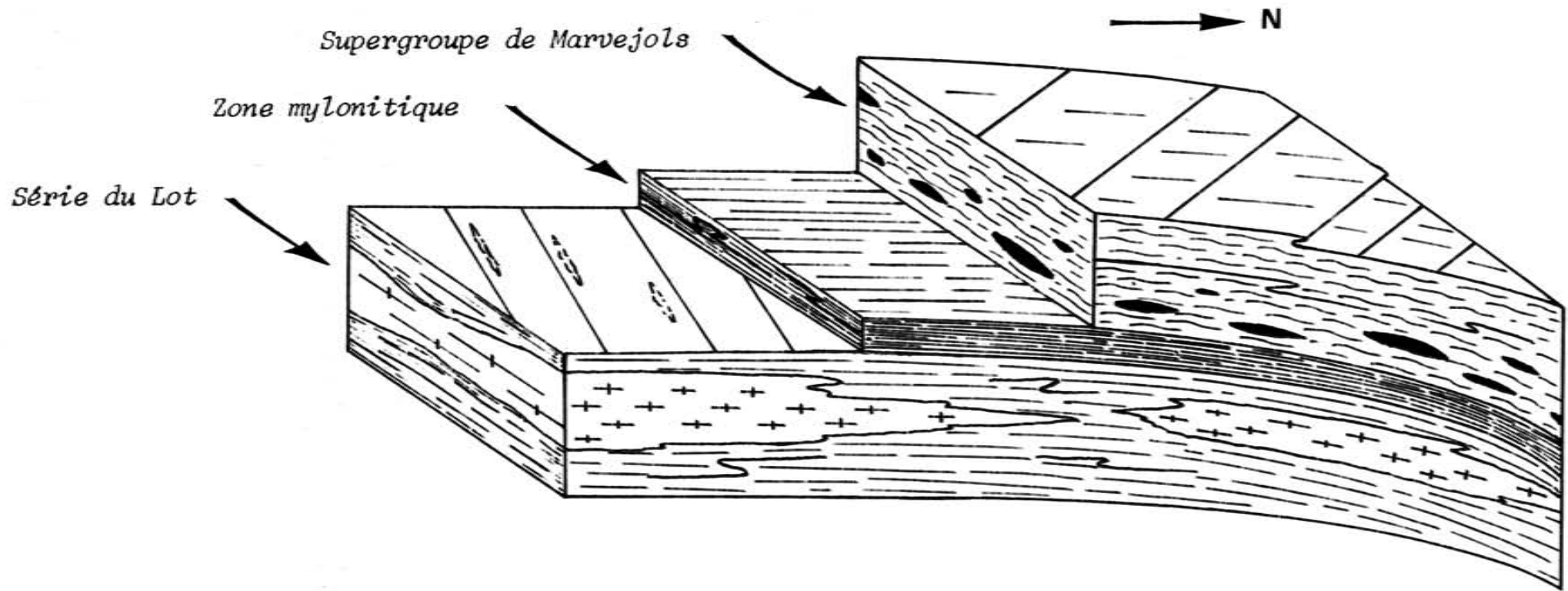


FIG. 27': Bloc diagramme schématique montrant les caractères microtectoniques essentiels de chaque unité structurale.





D'un point de vue méthodologique, cet exemple montre donc le grand intérêt du système U/Pb des zircons en tant que traceur de phénomènes, certes mal compris, mais qui seraient passés totalement inaperçus en l'absence d'investigation géochronologique.

Ici encore plus qu'ailleurs, des études complémentaires par la méthode U/Pb et par les autres techniques radiométriques, sur d'autres échantillons (notamment les pseudo-tachylites, cf. PHILLPOTTS et MILLER, 1963) seront nécessaires pour confirmer ou infirmer les hypothèses très spéculatives présentées actuellement.

ETUDE U/PB DES ZIRCONS D'UNE ENCLAVE GRANULITIQUE DES BASALTES  
RECENTS DE LA REGION DE LODEVE (HERAULT)

Nous présentons ici les résultats de l'analyse des zircons d'un xénolithe granulitique emballé dans un dike de basalte plio-quadernaire du massif de l'Escandorgue, à proximité de Lodève. En étudiant ces roches, on pouvait espérer obtenir des informations sur l'âge de la croûte profonde, pour laquelle des arguments indirects (géochimie isotopique du Sr, résultats U/Pb des zircons de la Montagne Noire (GEBAUER et GRÜNENFELDER) dans le cadre d'une réinterprétation "multi-épisode", données U/Pb obtenues sur nos mylonites à Marvejols, etc...) suggèrent un important événement précambrien supérieur.

L'enclave, échantillonnée par J. LANCELOT et A. LEYRELOUP, est de très grosse taille (> 10 Kg), et était contenue dans la *lave* basaltique d'un dike d'épaisseur métrique. Il s'agit d'un gneiss khondalito-kinzigitique (paradérivé) à quartz, feldspath potassique recristallisé, plagioclase acide, grenat, sillimanite prismatique "anormale" ("disth-sillimanite", LEYRELOUP, 1973), rutile, apatite, zircon, graphite. Les effets du thermométamorphisme ("faciès sanidinite") liés au séjour de l'enclave dans le magma basaltique sont extrêmement importants: le grenat est complètement fondu et pseudomorphosé en hyperstène + spinelle + liquide. Le quartz et le feldspaths sont, eux aussi, plus ou moins fondus (A. LEYRELOUP, Comm. pers.)

Les zircons extraits, abondants, présentent dans leur grande majorité l'habitus sphéroïdal caractéristique dans les roches granulitiques (HOPPE, 1966; MARSHALL, 1969; MURTHY et SIDDIQUE, 1964; VITANAGE, 1957). Leur limpidité et l'absence presque totale de coloration sont remarquables. On note, par ailleurs, une assez faible proportion de zircons limpides, émoussés, qui se distinguent bien des grains arrondis par une élongation très nette et, surtout, une teinte rouge violacée, assez soutenue.

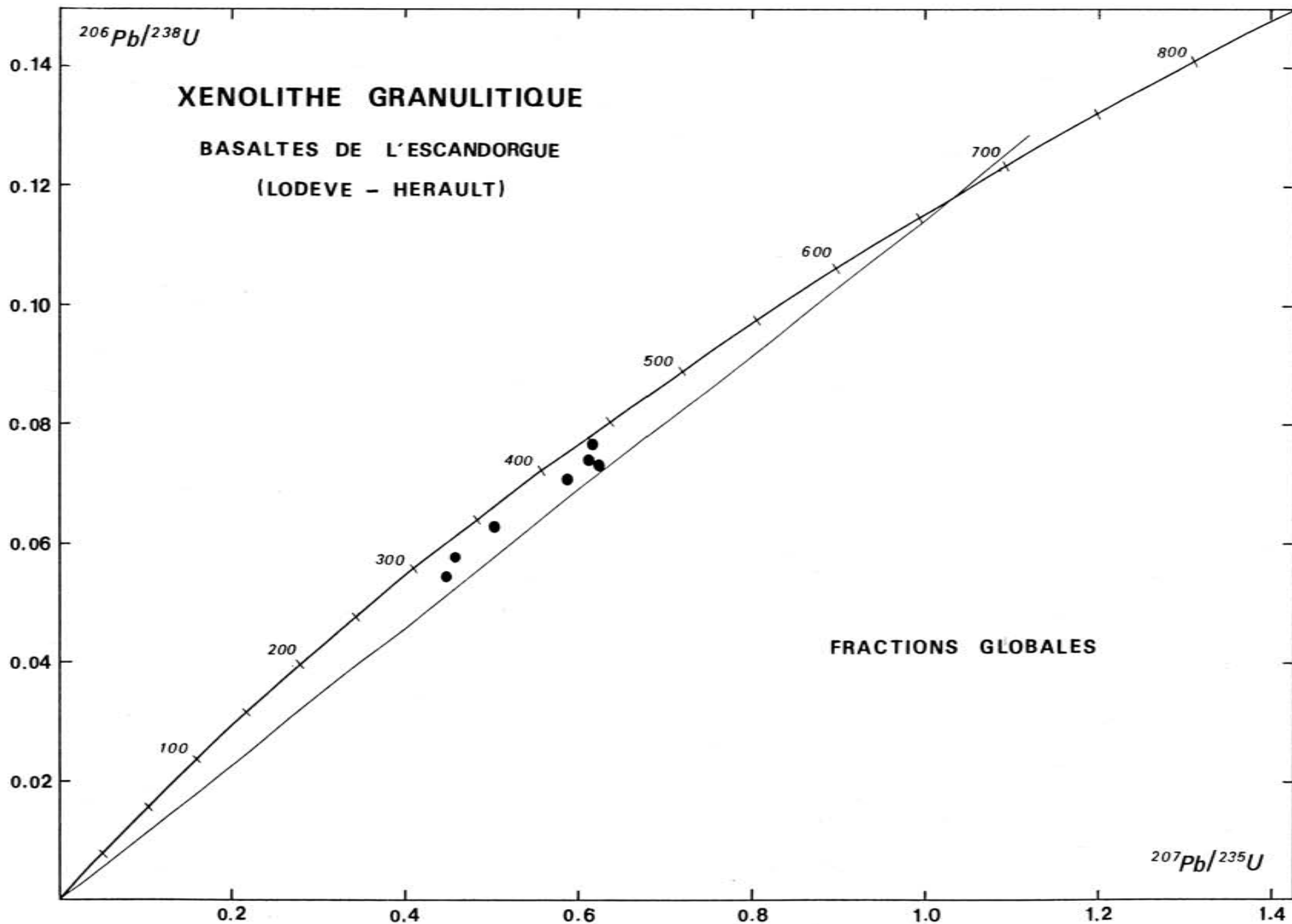


FIG. 23'

Fractions	Poids de l'échantillon (mg)	U (µg/g)	Pb <sub>total</sub> (µg/g)	Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques corrigés		
				<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
<u>Fractions globales</u>									
1 : < 74 µ, MO <sup>-2°</sup>	1.94	215.1	13.4	1883	0.06578	0.10778	0.06278	0.050269	0.05807
2 : 74-100 µ, NMO <sup>°</sup>	2.23	259.9	19.7	2976	0.06323	0.10443	0.07662	0.61671	0.05838
3 : 74-100 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.65	682.2	39.1	1209	0.06919	0.12358	0.05796	0.45730	0.05723
4 : 100-150 µ, NMO <sup>°</sup>	3.04	281.0	20.5	2822	0.06512	0.10333	0.07394	0.61177	0.06000
5 : 100-150 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.05	313.8	17.0	3018	0.06398	0.10778	0.05457	0.44521	0.05912
6 : > 150 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.26	228.6	16.7	1862	0.06987	0.11993	0.07279	0.62359	0.06213
7 : < 74 µ, NMO <sup>°</sup>	1.68	305.5	21.3	4211	0.06365	0.10025	0.07078	0.58771	0.06022
<u>Fractions sphéroïdales</u>									
1 : 74-100 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.54	298.3	16.7	2043	0.06497	0.10762	0.05672	0.45273	0.05789
2 : 100-150 µ, NMO <sup>°</sup>	3.20	245.9	15.5	3994	0.05871	0.10260	0.06383	0.48471	0.05508
3 : 100-150 µ, MO <sup>-2°</sup>	3.33	249.6	15.3	4184	0.05979	0.10697	0.06178	0.47974	0.05632
<u>Fractions "allongées"</u>									
1 : 74-100 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.00	185.4	23.5	2995	0.06591	0.09967	0.12797	1.07807	0.06110
2 : 100-150 µ, NMO <sup>°</sup>	1.86	169.2	22.4	2526	0.06638	0.10910	0.13310	1.11316	0.06066
3 : 100-150 µ, MO <sup>-2°</sup>	2.66	196.3	22.8	4769	0.05987	0.10457	0.11706	0.91720	0.05683

Xénolithe granulitique (basaltes du Lovèvois) = Résultats analytiques  
Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun :  
<sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 17.8 , <sup>207</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 15.5 , <sup>208</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb = 37.5



Dans un premier temps, nous avons analysé sept fractions, individualisées en fonction de la granulométrie et des propriétés magnétiques, au sein de la population globale. Comme on pouvait s'y attendre, la dissolution a été assez longue (une dizaine de jours) (cf. les faibles teneurs en U). Les points représentatifs de ces zircons, discordants, ne définissent pas d'alignement net, mais se disposent dans une zone relativement étroite, ne faisant pas d'angle important avec la courbe Concordia, et située près d'elle, avec des âges apparents  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  compris entre 300 et 500 M.A. (Fig. 23'). Contrairement à ce que l'on observe habituellement dans les roches paradérivées et les granites à zircons hérités, rencontrés à l'affleurement dans la région, on n'obtient pas, ici, de tendance sub-linéaire, ou de domaine triangulaire, recoupant la Concordia à l'époque paléozoïque moyen ou supérieur, et dont la projection vers le haut correspondrait à une gamme de temps allant de 1500 à 2500 M.A.

Il s'agit là d'une différence essentielle qui pourrait suggérer que la croûte profonde et le domaine varisque superficiel ne constituent pas un ensemble homogène.

L'arrangement non linéaire des points ne permet pas ici de proposer d'âge. On pourrait seulement dire que la disposition des points serait compatible avec un évènement majeur entre 500 et 700 M.A. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que l'histoire de ces zircons est assurément très complexe (l'absence d'alignement en est une preuve), et qu'on peut *a priori* supposer:

- une population de départ hétérogène;
- une succession de crises épisodiques, de  $\approx$  700 M.A. au quaternaire, en passant par l'hercynien.

Afin de mieux cerner les effets de l'éventuelle hétérogénéité, nous avons, sur trois fractions, séparé à la main, sous la loupe binoculaire, les zircons ronds incolores et les zircons allongés teintés.

L'analyse des six fractions ainsi réalisées ne clarifie pas le problème, au contraire. En effet, si les lots "ronds" et "allongés" sont, comme on pouvait le supputer, bien séparés dans le diagramme Concordia (Fig. 23"), on constate que:

- les points représentatifs des zircons allongés ne s'alignent

pas, et sont situés très nettement *au-dessus* de la courbe Concordia, ce qui traduit une perte relative en U;

- les points représentatifs des zircons sphéroïdaux sont alignés, mais selon une droite qui recoupe l'axe  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  très à droite de l'origine.

Par conséquent, ni l'une ni l'autre de ces populations ne sont utilisables - du moins simplement - du point de vue géochronologique.

Les causes de cette disposition sont, nous semble-t-il, les suivantes:

-comme les différences morphologiques le laissaient prévoir, la population de zircons initiale n'était pas homogène, ou du moins, n'a pas eu un comportement homogène en ce qui concerne le système U/Pb. De ce fait, la position assez "normale" des sept points des fractions globales (fig. 23') peut n'être que le résultat fortuit du mélange de deux populations "anormales", et n'a donc probablement aucune signification;

- la dernière crise subie par les zircons, lors de la remontée volcanique, a très certainement eu des effets considérables sur le système U/Pb des zircons (en particulier perte en U, surtout sensible chez les zircons allongés).

En conséquence, nous pensons que:

- l'on ne peut rien dire de précis sur l'âge de l'évènement granulitique, si ce n'est qu'il n'est vraisemblablement pas très ancien (< 800 M.A., par exemple);

- il est prévisible que la datation U/Pb sur zircons des xénolithes basaltiques se heurtera à des problèmes sérieux, liés aux effets de la remontée par les laves\*. Cependant, il ne faut pas être trop pessimiste sur ce point, car le cas présent était *a priori* particulièrement défavorable, l'enclave ayant été profondément modifiée par son séjour dans le magma basaltique de haute température.

\* situation pouvant être sensiblement différente dans le cas de remontée "explosive" sous forme de système solide-gaz fluidisé.



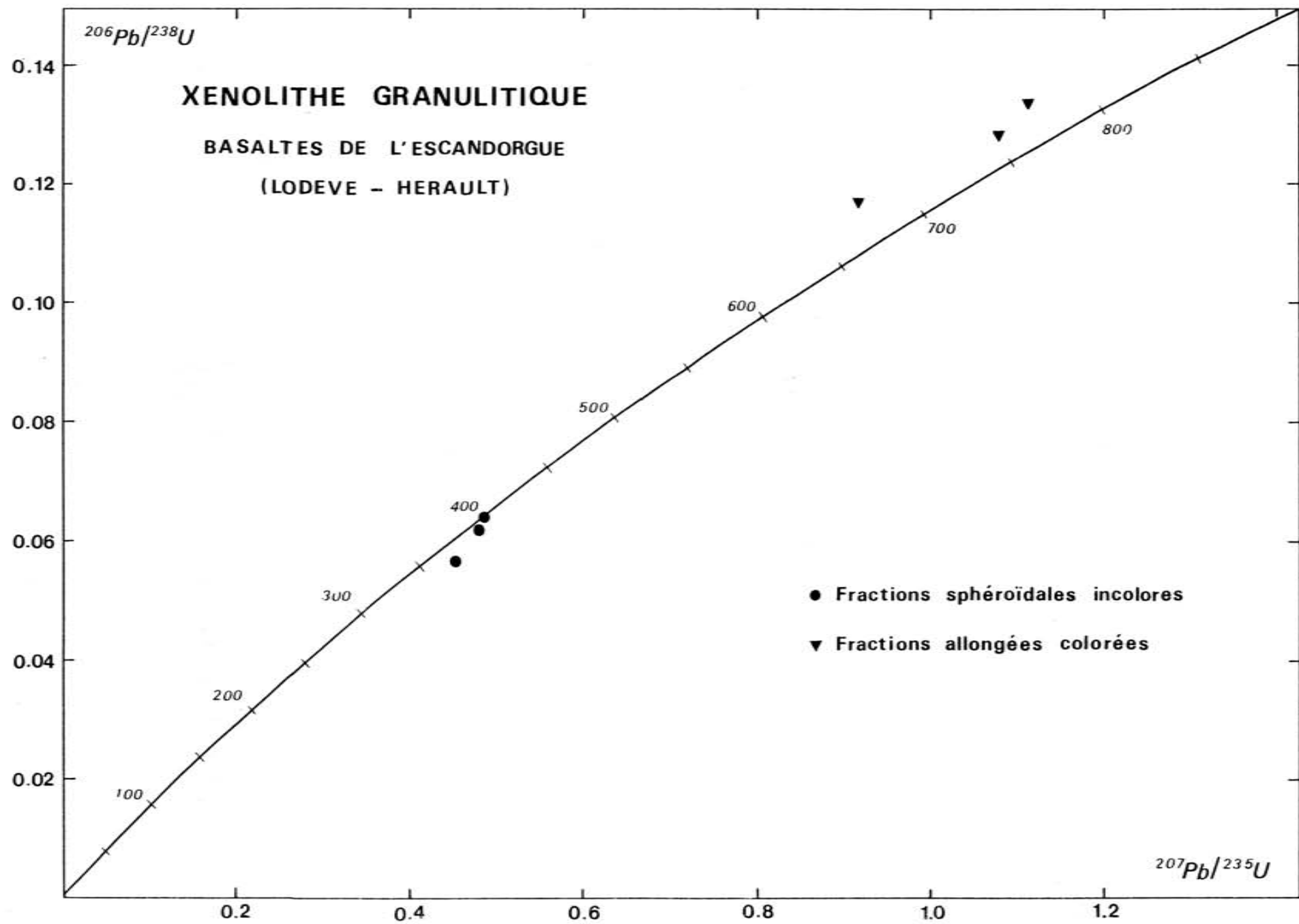


FIG. 23"

Pour conclure, nous noterons une nouvelle fois que, malgré la bonne résistance de leur système U/Pb, les zircons ne sont pas un instrument "magique", et que la superposition des effets de plusieurs crises sur une population non cogénétique, conduira presque immanquablement à des résultats inutilisables à des fins chronologiques, dans l'état actuel des connaissances.



PLANCHE XIX

---

Photos 1,2,3,4 : Les blastomylonites à l'affleurement:  
Rubanement mylonitique et débit en plaquettes  
caractéristique - Le Grenier (Lozère).



PLANCHE XX

---

Photos 1 à 7 : Divers aspects du microplissement dans les blastomylo-  
nites - les plis de toutes générations ont même direc-  
tion axiale (N-S à NNE - SSW)

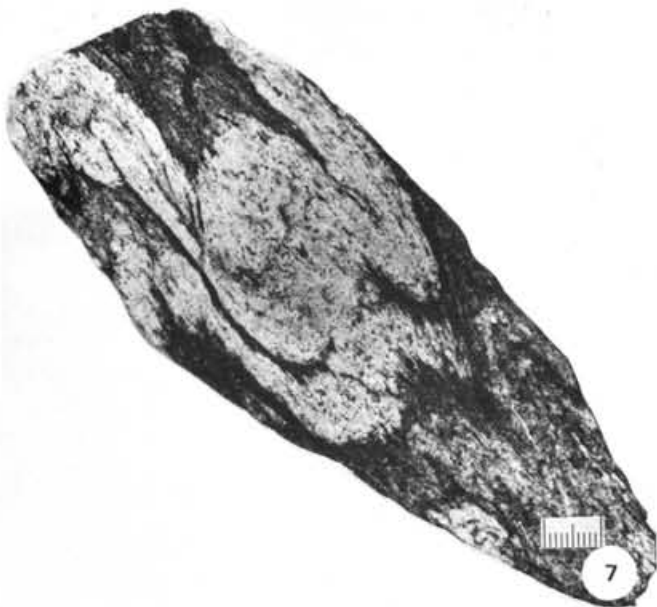
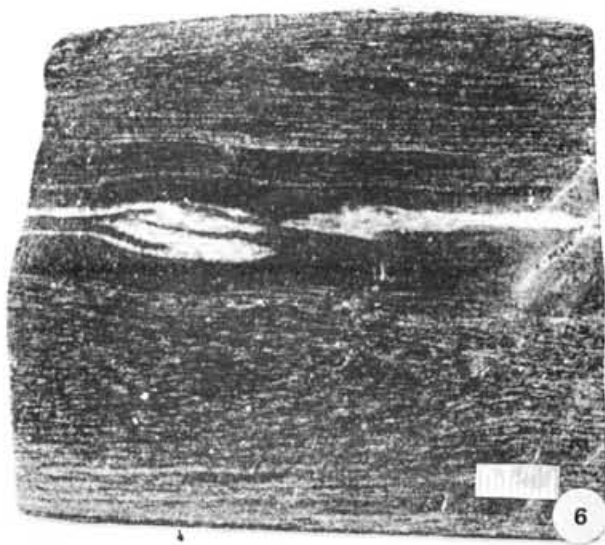
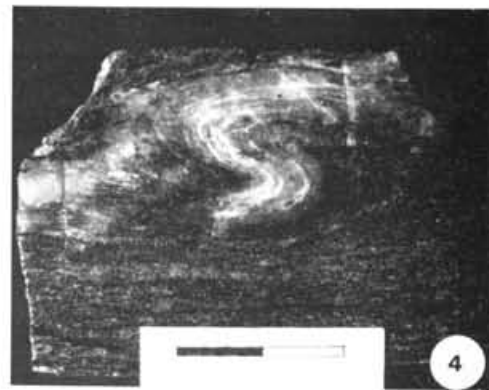
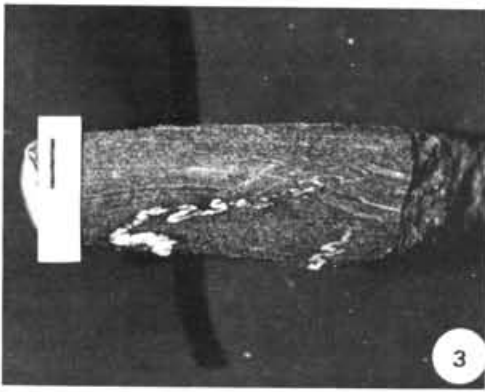
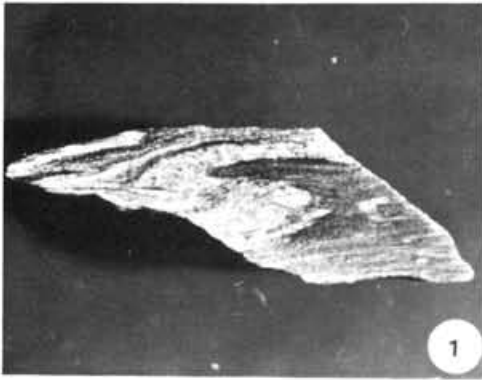


PLANCHE XXI

---

Les termes mylonitiques réalisés aux dépens de faciès gneissiques et de pegmatoïdes:  
En 1, blaste de grenat postérieur à l'essentiel de l'aplatissement.  
En 2 et 8, noter la tourmaline clastique.



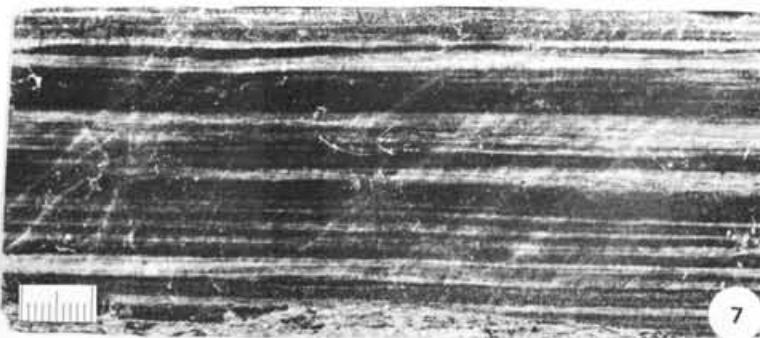
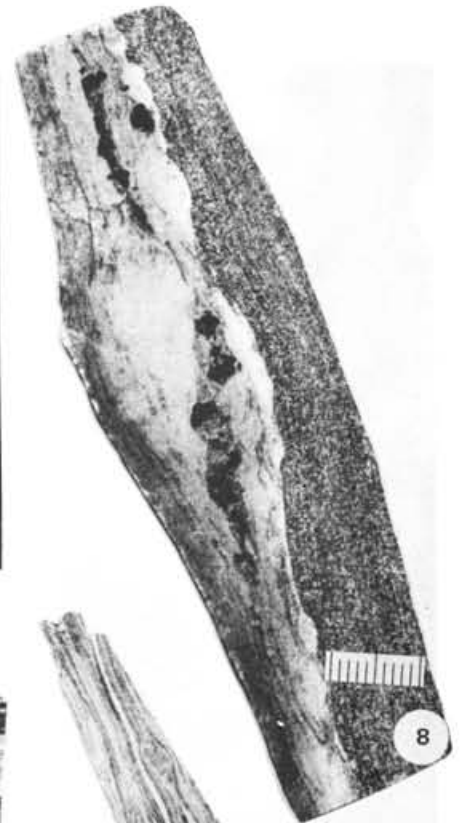
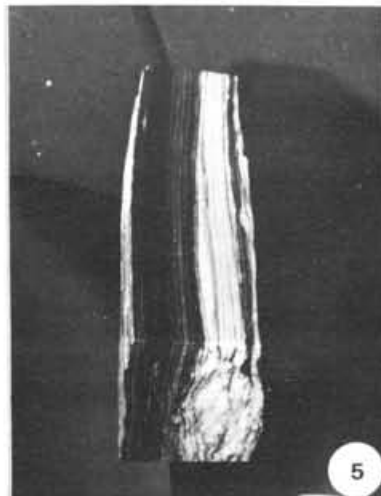
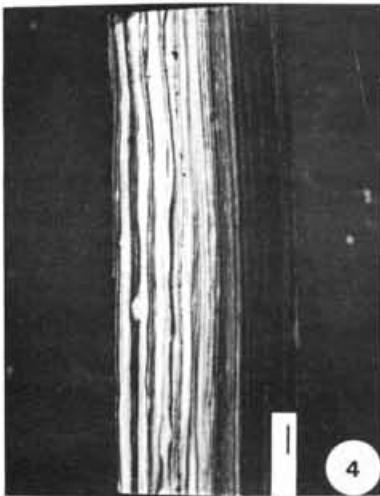
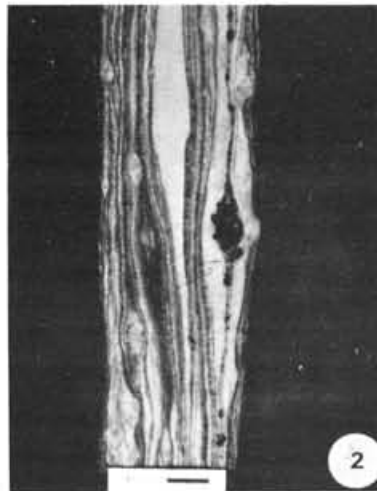
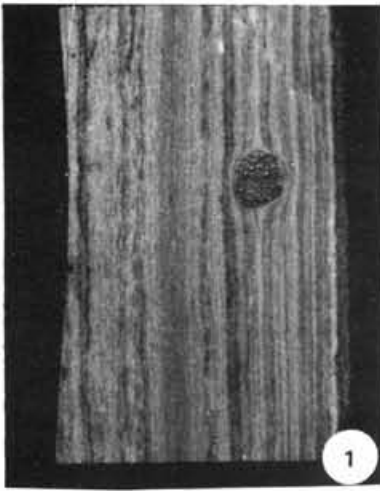


PLANCHE XXII

---

Photos 1 et 2 : Rubans de quartz - En 2 on remarque les inclusions disposées en parois obliques - L.P.

Photos 3 et 4 : disthène clastique - L.N.

Photo 5 : Claste de tourmaline, moulé par la foliation, avec "queues" de biotites - L.N.

Photo 6 : Grenat blastique tardif par rapport à la foliation mylonitique - L.P.

Photos 7 et 8 : Cataclastites à structure de flux - L.N.

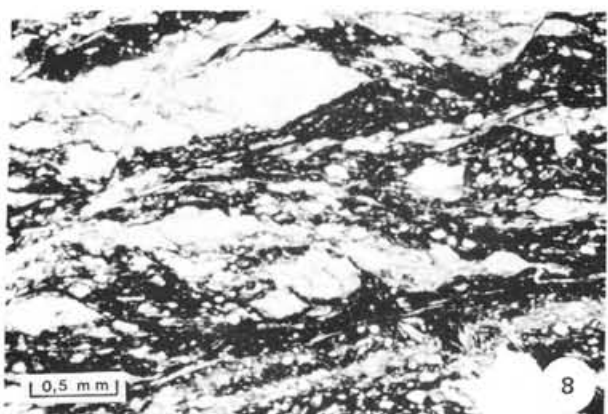
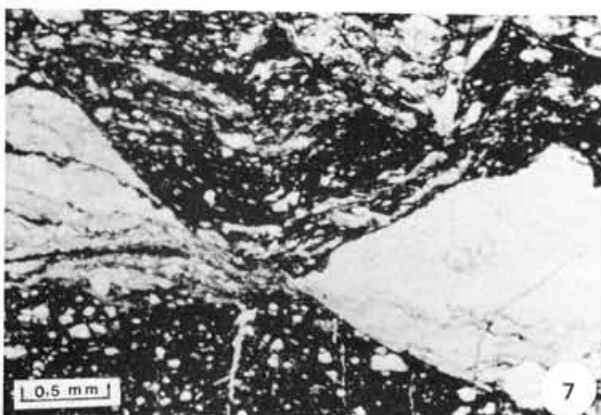
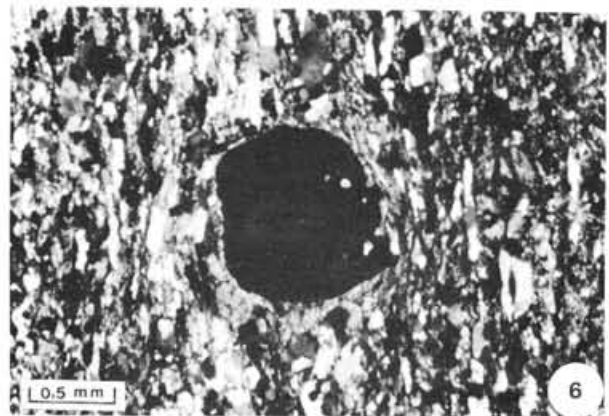
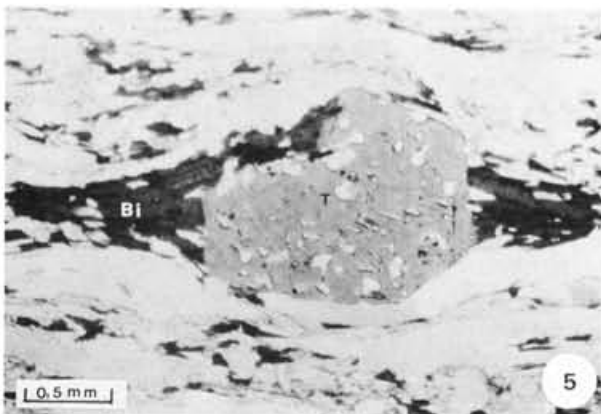
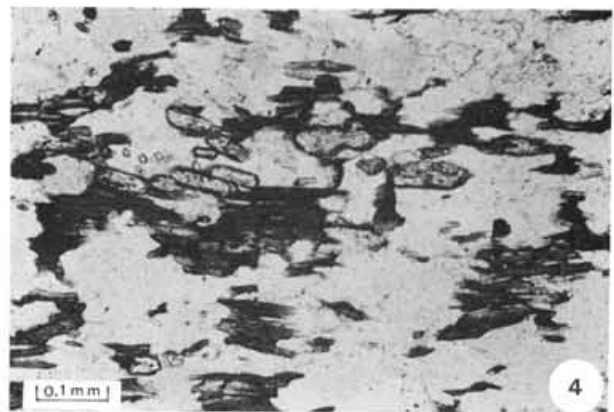
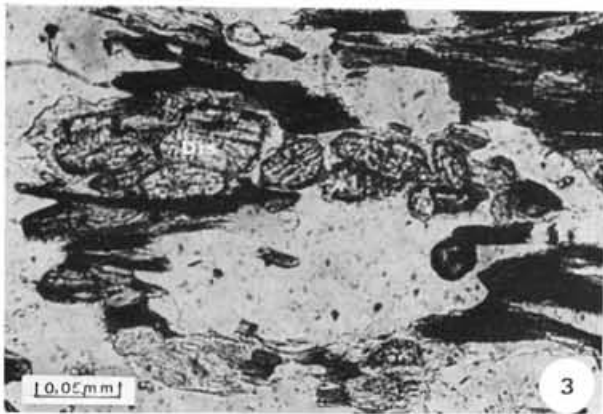
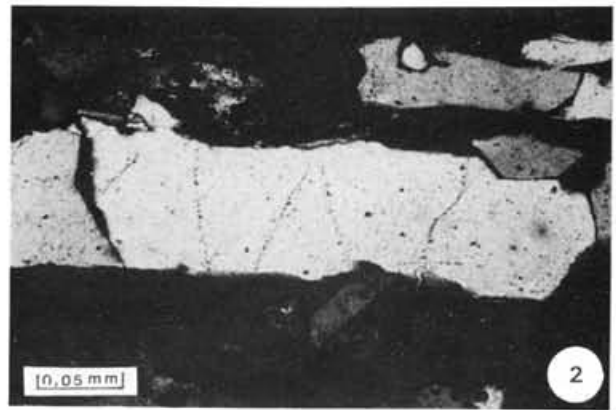
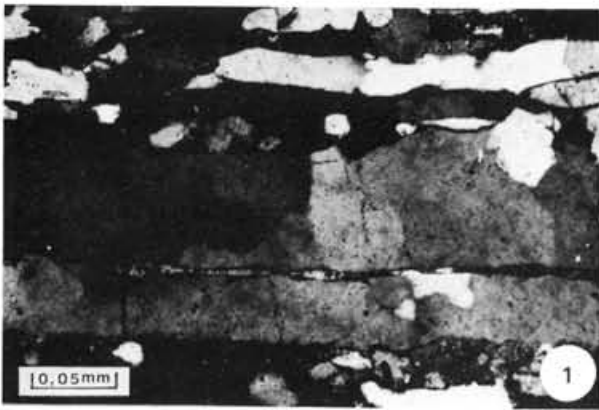


PLANCHE XXIII

---

Photos 1 et 2 : "Kakirites" - Le gneiss broyé est parcouru par de nombreux cisaillements "froids".

Photos 3 à 8 : Pseudotachylites -

En 3, figures d'écoulement

En 4 et 5, noter le rubanement parallèle aux épontes des injections.

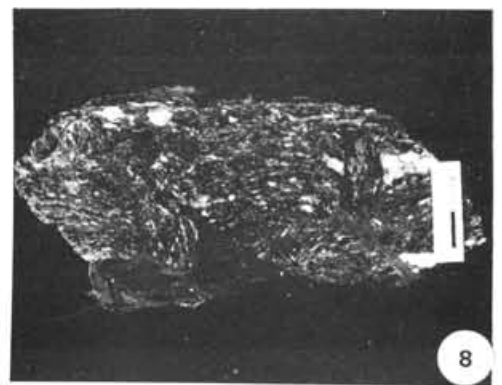
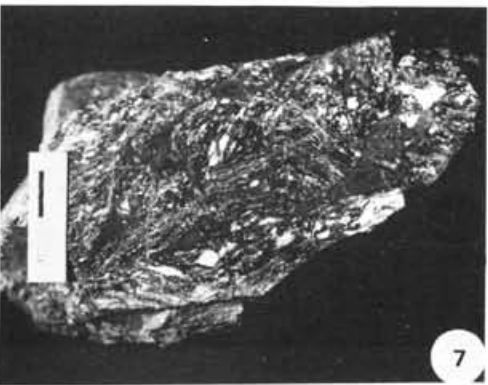
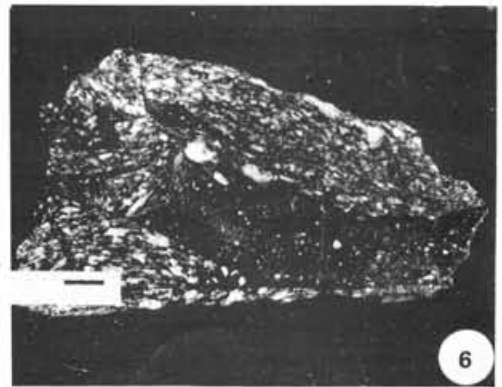
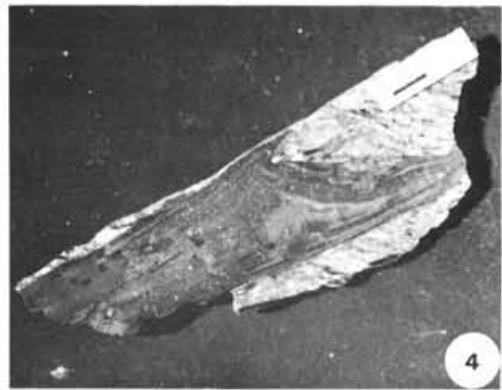
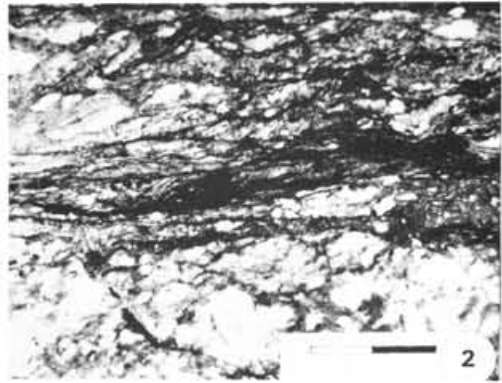
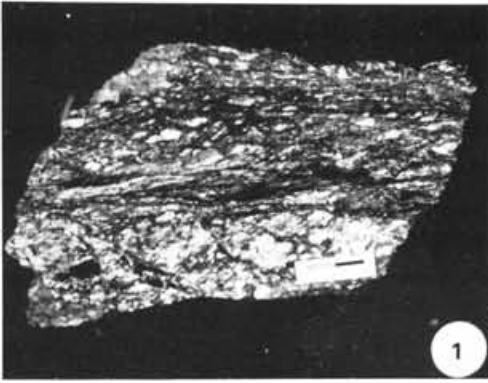


PLANCHE XXIV

---

Photos 1,2,3 : Relations pseudotachylites/gneiss cataclasés encaissants  
Noter les bordures figées et, en 3, les structures  
d'écoulement - L.N.

Photo 4 : Clastes de quartz baignant dans la matrice cryptocristalline  
L.N.

Photo 5 : Clastes fracturés, dont un de nature bréchique - L.N.

Photos 6 et 7 : Grains de quartz à golfes de corrosion - L.N.

Photos 8 et 9 : Structures axiolithiques : microlithes de biotite(?)  
rayonnant à partir d'un nucleus clastique.

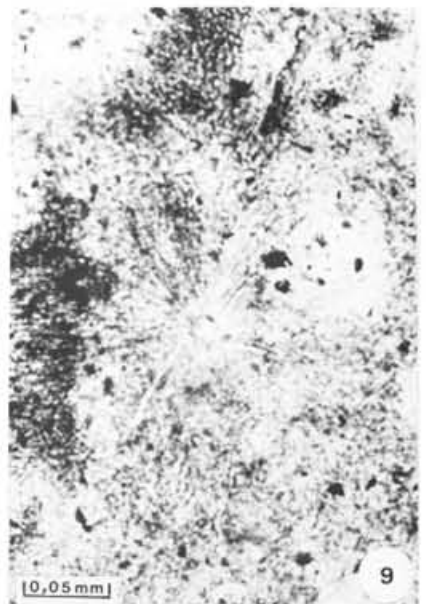
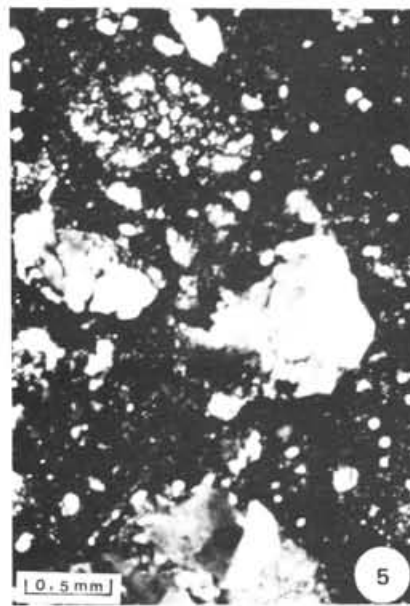


PLANCHE XXV

---

Photos 1 et 2 : Zircons xénomorphes extraits des métagabbros coronitiques

(1 : X 160 ; 2 : X 100)

Photos 3 et 4 : Petits zircons subautomorphes - Métagabbros coronitiques

(3 : X 780 ; 4 : X 480)

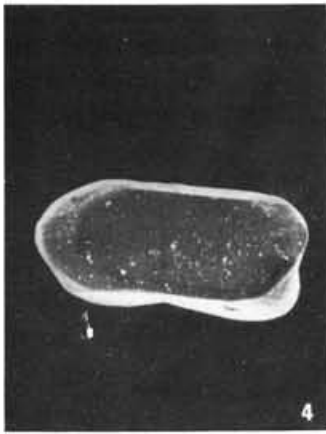
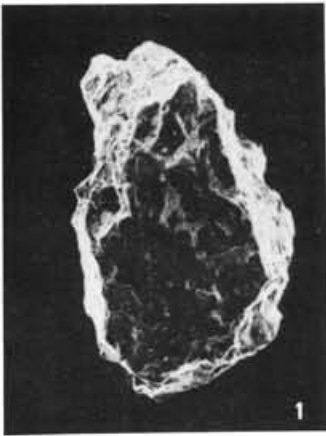
Photos 5 à 9 : Zircons accolés et associations complexes - Trondhjémite de HP - Le Massibert.

Grossissements : 5 : X 540 ; 6 : X 540 ; 7 : X 860

8 : X 720 ; 9 : X 540 -

Photos 10 à 12 : Zircons à coeur hérités et surcroissances - L.N.







*PARTIE III*

*CONCLUSIONS GENERALES*



CONCLUSIONS GENERALES

I - RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS:

Le socle cristallophyllien de l'Aubrac et de la région de Marvejols est caractérisé par la présence d'un charriage synmétamorphique majeur amenant le "supergroupe de Marvejols" (de bas en haut: groupe leptyno-amphibolique, complexe quartzo-feldspathique et micaschistes de Lachamp) sur la Série du Lot.

I.1 - La Série du Lot: essentiellement métasédimentaire, est au moins en partie antérieure aux diorites quartziques qui l'ont intrudée vers 540 M.A. Les essais de datation des orthogneiss ocellés en massifs circonscrits se sont soldés par un échec; on est donc réduit à deux hypothèses extrêmes:

- soit les âges apparents  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  élevés (jusqu'à 850 M.A.) ne résultent pas de la présence de zircons hérités, mais traduisent une activité magmatique ancienne. Une partie de la Série du Lot appartiendrait alors au Briovérien inférieur.
- soit, ces âges apparents n'ont aucun rapport avec la mise en place; on peut alors, de façon très conjecturale, rapprocher nos orthogneiss des métaгранites de type Tauves dont la mise en place\* serait silurienne.

Aucun argument ne permet d'affirmer l'existence d'une limite socle/couverture au sein de cet ensemble homogène du point de vue de son évolution microstructurale. Deux phases tangentiels précèdent un épisode de serrage symétrique, localement synschisteux. Le sens de déversement réel des microstructures tangentiels reste indéterminé.

\* aux réserves près formulées p. 89

Le métamorphisme régional appartient aux faciès schistes verts et amphibolite; son intensité augmente du Sud-Ouest vers le Nord-Est et, au moins en apparence, de bas en haut, traduisant l'existence d'une zonéographie inverse, vraisemblablement primaire.

L'âge hercynien *s.l.* du développement tectono-métamorphique demanderait à être précisé par une étude radiométrique fine, faisant appel à des méthodes bien adaptées à ce genre d'investigation.

I.2 - Le supergroupe de Marvejols: est en majeure partie gneissique. La transition entre les deux unités inférieures (groupe leptyno-amphibolique et complexe quartzo-feldspathique) est progressive. Par contre, une discontinuité existe peut être à la base des micaschistes de Lachamp, qui couronnent l'édifice.

Seul l'âge du groupe leptyno-amphibolique a pu être déterminé, grâce à la datation des formations orthodérivées, considérées comme globalement synsédimentaires, qu'il renferme. Il apparaît ainsi que *cette série ne peut pas être rapportée au Précambrien, mais s'est constituée au Paléozoïque inférieur* (480 ± 10 M.A.: ordovicien). L'âge et la signification des micaschistes de Lachamp et, surtout, du complexe quartzo-feldspathique demeurent inconnus.

Comme la série du Lot, le supergroupe de Marvejols présente une évolution tectonique, polyphasée, marquée par deux (ou trois ?) épisodes de déformation souple tangentielle superposés. Les déformations souples ultérieures n'ont que des effets locaux.

Du point de vue métamorphique, on distingue un *évènement précoce de HP* (septa d'éclogites et de pyrigarnites, gabbros coronitiques, trondhjémites de HP) que l'on peut actuellement dater *vers 415 M.A.*, et une évolution générale syntectonique dans le faciès amphibolite profond, avec mobilisation incipiente, dont la culmination se situe vers 340-350 M.A.

### I.3 - La limite entre le supergroupe de Marvejols et la Série du Lot:

Elle correspond à un charriage majeur à l'échelle régionale, probablement dirigé vers le Sud.

Ce contact est jalonné par des blastomylonites typiques dans lesquelles l'étude géochronologique semble indiquer la présence de témoins très anciens, présumés d'origine profonde, apparemment affectés par un important évènement précambrien supérieur (650 - 600 M.A.).

En outre, on a pu mettre en évidence des manifestations cataclastiques tardives importantes, remarquables par la présence de pseudotachylites qui témoignent de la persistance de cette zone de mouvement à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels. Il semble probable que la mise en place, immédiatement sous le contact anormal, de *granitoïdes syncinématiques* (345-350 M.A.), localement leucogranitiques, soit directement liée à l'existence de la zone de chevauchement. Elle pourrait rendre compte, ainsi que l'effet de "fer à repasser" de la masse charriée, de la zonéographie inverse du métamorphisme de la Série du Lot sous-jacente

## II - HISTOIRE GEOLOGIQUE HYPOTHETIQUE DE LA REGION ETUDIEE; COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES ET INTERPRETATIONS:

### II.1 - La Série du Lot:

Nous ne connaissons encore que fort peu de choses sur la *Série du Lot*. Son âge est en partie antérieur au Cambrien moyen ( $\approx$  540 M.A.), mais la présence de terrains paléozoïques est probable (acritarches d'affinité cambro-ordovicienne signalés par BRIAND et GAY, 1978). Par les caractères des métasédiments et les formations gneissiques qu'elle renferme, cette série se distingue nettement des schistes des Cévennes et de l'Albigois proprement dits. Les causes de cette différence ne sont pas évidentes;

une explication consisterait à invoquer des âges distincts; cependant, il semble probable que l'on a aussi (ou plutôt ?) affaire à deux domaines paléogéographiques distincts, juxtaposés ultérieurement (cf. le modèle de charriages superposés d'ARTHAUD et MATTE, 1974-1977). L'évolution tectonique est comparable à celle des régions situées au Sud et à l'Ouest (Cévennes, Albigeois, Rouergue, Châtaigneraie).

Compte tenu des grandes incertitudes concernant son âge, la signification géodynamique de la Série du Lot n'est pas facile à élucider. On peut seulement noter que les métadiorites quartziques sont un nouveau témoin du magmatisme d'affinité calco-alcaline cambrien, déjà connu en Limousin (CANTAGREL *et al.*, 1978), et dans les Pyrénées orientales (GUITARD, 1970; VITRAC, 1975), et dont les porphyroïdes grossiers du type "Ollo de Sapo" montrent toute l'importance en Europe Sud-occidentale. Bien sûr, il serait tentant d'évoquer, à ce propos, un contexte de marge active...

II.2 - On possède davantage de contraintes en ce qui concerne le groupe *leptyno-amphibolique*.

a) Les matériaux: âge et signification possible:

On a vu qu'un âge ordovicien devait être retenu à Marvejols; les données radiométriques suggèrent fortement la possibilité d'étendre cette conclusion à d'autres groupes leptyno-amphiboliques:  
Lévezou: leptynite trondhjémitique à 486 M.A. (U/Pb, ce travail);  
Haut-Allier: ortho-leptynites à 487 M.A. (Rb/Sr, R.T., M. ROQUES *et al.*, 1971);  
Limousin: gabbro de Sauviat-sur-Vige à ca. 500 M.A. (U/Pb, GEBAUER *et al.*, 1978); c'est-à-dire à la plupart des groupes leptyno-amphiboliques du Massif central.

Les groupes leptyno-amphiboliques sont de toute évidence un marqueur particulièrement intéressant du point de vue paléogéodynamique.

En effet, le magmatisme qui les caractérise est, en première approximation, de nature bimodale acide-basique. Une telle association traduit, en général, un régime structural fondamentalement *distensif* (MARTIN et PIWINSKII, 1972; SMITH, 1976; STRONG, 1977; EICHELBERGER, 1978, *etc.*).



Or, plusieurs données indépendantes indiquent une importante extension crustale au Paléozoïque inférieur dans le Sud du Massif central: Ainsi, les metabasites (avec pillow-lavas) intercalées dans les schistes de l'Albigeois (NICOLET *et al.*, 1963; DURAND *et al.*, 1964) et attribuées à l'ordovicien, dériveraient de tholéiites continentales (MARINI, 1978). De même, la suite granitique d'affinité alcaline mise récemment en évidence dans la zone axiale de la Montagne Noire (BARD, 1978) pourrait représenter un signe avant-coureur ou/et un équivalent lointain du même événement distensif et épirogénique dont les séries flyschoides ordoviciennes du versant sud de la Montagne Noire pourraient être un "marqueur" sédimentaire.

A l'échelle de l'Europe occidentale, des arguments décisifs en faveur d'un amincissement crustal au Paléozoïque inférieur ont été apportés en Bavière (Münchberg Gneiss Massif, GEBAUER et GRÜNENFELDER, 1979), dans l'ensemble Maures-Corse-Sardaigne (RICCI et SABATINI, 1978) et dans le Nord-Ouest de la péninsule Ibérique (FLOOR, 1966; DEN TEX, 1974; VAN CALSTEREN, 1977; VAN CALSTEREN et DEN TEX, 1978).

Il apparaît par conséquent que *l'extension crustale cambro-ordovicienne constitue un phénomène très général*, d'ampleur continentale, qui, peut-être, a revêtu ailleurs l'aspect d'une véritable océanisation.

Le concept d'un événement distensif majeur antérieur à la compression et à la tectogenèse varisques a, entre autres, deux conséquences fondamentales:

- sur les schémas d'évolution pré-tectonique du domaine hercynien *s.l.* et sur la caractérisation de la chaîne elle-même;
- sur le délicat problème des événements souvent qualifiés de "Calédoniens" en Europe moyenne.

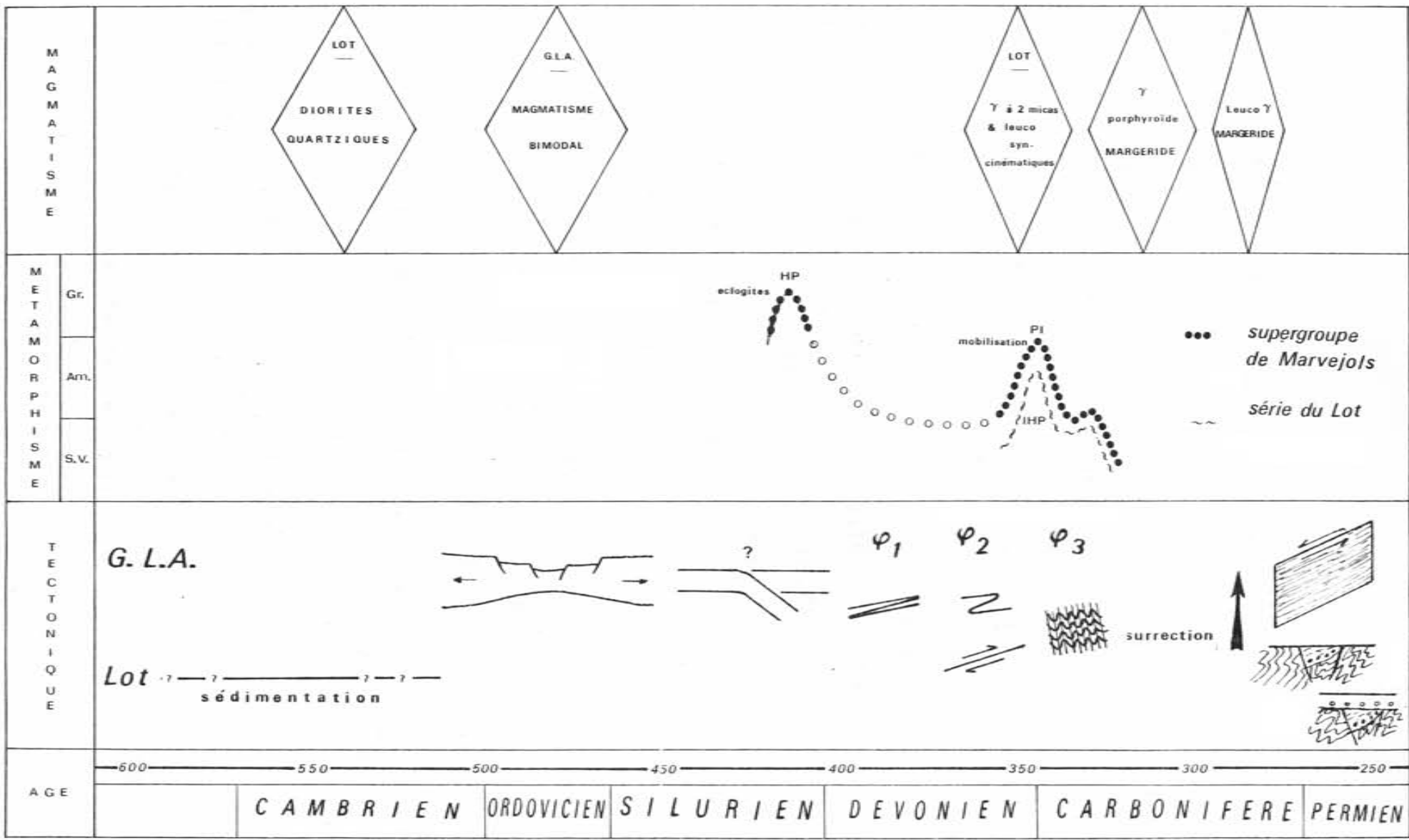
Examinons tout d'abord ce second aspect, qui concerne particulièrement les géochronologistes et l'interprétation de leurs résultats. En effet, de très nombreuses datations isotopiques à  $450 \pm 50$  M.A. ont été obtenues (par la méthode Rb/Sr) dans toute l'Europe moyenne. Ces âges

radiométriques ont été généralement considérés comme une preuve d'un métamorphisme et d'une orogénèse calédoniens (revue *in* JÄGER, 1974). On considèrerait donc que la chaîne calédonienne possédait, outre la branche Nord-atlantique classique, un important rameau médio-européen (KVALE, 1975). Or, les arguments structuraux et sédimentologiques (molasses) en faveur d'une chaîne calédonienne en Europe moyenne font défaut (HEINISCH et SCHMIDT, 1976; SCHMIDT, 1974, 1977) et de simples mouvements épigénétiques pourraient rendre compte des discordances observées à cette époque. En fait, l'interprétation en termes de *métamorphisme* "calédonien" de nombreux alignements obtenus sur anatexites, dans le diagramme:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ , ne nous paraît pas toujours absolument évidente. En effet, on suppose implicitement dans ce cas qu'un métamorphisme de degré élevé anté-hercynien a entraîné systématiquement une réhomogénéisation isotopique du Sr à grande échelle. On a vu à propos du granite du Pinet que cette supposition est, en général, dangereuse, car des isochrones reliques peuvent subsister, ou des alignements sans signification chronométrique apparaître (*cf.* RODDICK et COMPSTON, 1977).

Par contre, les isochrones obtenues sur roches totales orthodérivées sont (assez) aisément interprétables, en termes d'âge de mise en place. Aussi, on peut considérer que seule l'existence d'un "événement litho-thermique" majeur, à cette époque, est démontrée. Il nous paraît alors plus satisfaisant de considérer cet épisode comme lié à un important amincissement crustal, plutôt que de l'associer à des phénomènes compressifs et à l'édification d'une *chaîne* dont on n'a par ailleurs aucune preuve stratigraphique ou structurale en Europe moyenne. Les études futures, menées à l'aide de tout l'éventail de méthodes disponibles, permettront probablement de trancher ce débat capital pour la compréhension des prémices du cycle varisque.

A quel type d'environnement actuel pourrait-on comparer (et non *assimiler*) les groupes leptyno-amphiboliques?

Le contexte sédimentologique général, et surtout, la présence de volumes non négligeables d'ortholeptynites potassiques indiquent nettement



EVOLUTION GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE



qu'en dépit des affinités géochimiques "abyssales" d'une partie des ortho-amphibolites (PIBOULE et coll., 1975-1978) (sur les dangers d'une application rigide des divers "discriminants" géochimiques, voir par ex. CLARKE, 1977), la distension, à l'endroit et à l'époque envisagée, s'est faite dans un contexte continental. Ceci n'exclut évidemment pas pour autant qu'un stade "océanique" ait pu être atteint ailleurs.

Il n'est pas facile d'apporter davantage de précisions. A divers égards, les assemblages lithologiques des groupes leptyno-amphiboliques peuvent évoquer de façon assez satisfaisante les descriptions de nombreuses zones d'extension ensialique, qu'il s'agisse de provinces de type "Basin and Range" (LIPMAN, 1969; Mc KEE, 1971; SCHOLZ *et al.*, 1971; CHRISTIANSEN et LIPMAN, 1972; SNYDER *et al.*, 1976; STRONG, 1977; *etc...*), de "proto-bassins marginaux" (KARIG et JENSKY, 1972; KARIG, 1974; UYEDA et MIYASHIRO, 1974; *etc...*), ou encore d'aulacogènes ou autres rifts (HOFFMAN, 1973; HOFFMAN *et al.*, 1974.; RANKIN, 1975; ALEINIKOFF, 1977; BARD, 1977, OLADE, 1978; FOWLER et KUENZI, 1978; *etc...*).

La distinction entre les différents types d'environnements distensifs est d'autant moins aisée *a posteriori* que, comme l'ont noté STRONG *et al.* (1978), il pourrait souvent se produire un passage graduel de l'un à l'autre.

On peut cependant distinguer, en première analyse:

- 1- les environnements purements distensifs, du type aulacogène, qui, dans les schémas de la tectonique des plaques, seraient liés à l'évolution de "hot spots" (BURKE et DEWEY, 1973; BURKE, 1977), ("failed arm"), et
- 2- les environnements où la distension ne serait qu'un phénomène de second ordre, associé:
  - a) au fonctionnement d'une zone de subduction (UYEDA et MIYASHIRO, 1974; DE LONG et FOX, 1977; MOLNAR et ATWATER, 1978) (bassins d'arrière-arc *s.l.*), ou
  - b) à une collision continentale ("collision rift") (SENGHÖR *et al.*, 1978).

Une hypothèse de type 2a) semblerait assez adéquate compte tenu:

- du caractère plutôt calco-alcalin du magmatisme de la période antérieure (cambrien);

- de la présence probable au sein même du groupe leptyno-amphibolique, de roches d'affinité calco-alcaline (PIBOULE et PONTIER, 1978; PIBOULE et BRIAND, 1979);
- de la largeur probablement importante de la zone soumise à l'extension, peu compatible avec un modèle d'aulacogène;
- de la présence de corps d'ultra-basites pour lesquelles un emplacement diapirique au-dessus d'une zone de subduction serait envisageable (cf. STEVENS et STRONG, 1974; MISRA et KELLER, 1978).

On pourrait donc, à titre d'hypothèse évidemment très spéculative, considérer les groupes leptyno-amphiboliques comme les témoins d'une extension ensialique analogue à celle qui prévaut dans les environnements du type "Bassin and Range" ou dans les "volcano-tectonic rift zones" (KARIG, 1971, 1974) à l'origine des bassins marginaux *s.l.*

Un tel modèle de "marginal back-arc basin" semblerait susceptible de rendre compte des caractères anté-métamorphiques essentiels des groupes leptyno-amphiboliques. De nombreux essais récents (GROVES *et al.*, 1978; TARNEY *et al.*, 1978; BRUHN et DALZIEL, 1977; WINDLEY, 1977), interprètent d'ailleurs comme des bassins marginaux fossiles les "archean greenstone belts", dont les ressemblances avec les séries leptyno-amphiboliques ont déjà été soulignées (BURG, 1977, comm. pers.; NICOLLET et LEYRELOUP, 1978).

#### b) L'évolution ultérieure de haute pression:

Le second problème fondamental soulevé par le groupe leptyno-amphibolique a trait au métamorphisme de HP. La seule information que nous ayons pu obtenir semble indiquer pour cet événement un *âge silurien (415M.A) nettement antérieur au développement tectono-métamorphique hercynien.* Bien qu'il ne s'agisse que d'une donnée isolée et préliminaire, on peut essayer de l'intégrer à un cadre plus vaste. Dans les schémas pertinents actuels, on admet que les pressions nécessaires (15-20 Kbars) à l'apparition des paragenèses éclogitiques sont atteintes dans un contexte de subduction *s.l.* (KROGH, E.J, 1977; BRYHNI *et al.*, 1977). Cependant, pour certains auteurs (ERNST, 1974), le métamorphisme HP-HT ne se développerait pas dans la plaque *descendante* d'une zone de subduction "classique".

On a d'ailleurs vu qu'il était difficile de considérer le groupe leptyno-amphibolique comme un fragment océanique franc. Par contre, si l'on en croit le modèle de distribution des faciès métamorphiques de SMITH (1976), un métamorphisme granulitique HP-HT pourrait apparaître, *au-dessus* de la zone de subduction.

Dans tous les cas, il est nécessaire d'imaginer un mécanisme susceptible d'avoir amené la série supracrustale initiale dans un environnement très profond. On peut donc envisager un phénomène de subduction continentale (KROGH, 1977) dont le blocage ultérieur aurait causé la déformation tangentielle majeure hétérochrone qui traduit un contexte de collision.

Quel qu'ait été le mécanisme précis de cet événement de HP, l'âge silurien est en assez bon accord avec des données récentes obtenues ailleurs: ainsi, les "schistes bleus" de Groix ont fourni une isochrone Rb/Sr (R.T.) (PEUCAT et COGNE, 1977) et un intercept inférieur sur zircons (PEUCAT, 1977) à environ 420 M.A., interprétés comme l'âge du métamorphisme de HP/BT (alors que les âges sur minéraux s'étalent entre 375 et 315 M.A.). De même, dans le NW de la péninsule ibérique, on rencontre dans le silurien des indices de l'existence possible d'une zone de subduction:

- intercalations de calcaires et d'ultrabasites serpentini-sées, pouvant évoquer des "mélanges" (VAN DER MEER MOHR, 1975; BAYER et MATTE, sous presse);
- présence de crossite (L. RIBEIRO, 1978);
- déformation et métamorphisme (MARTINEZ GARCIA, 1973).

Ainsi, vers l'époque silurienne un régime en compression ("fermeture") semble, à grande échelle, avoir succédé à la distension ("ouverture") ordovicienne, et il est probable qu'une partie au moins du métamorphisme de HP se soit produite dès cette époque (*cf.* le métamorphisme HP éo-alpin, DAL PIAZ *et al.*, 1978, *etc.*...).

Evidemment les modalités de cet événement demandent à être bien précisées...

c) L'évolution hercynienne s.s.:

Le dernier volet concerne la structuration majeure. Dans le domaine qui nous occupe, le paroxysme tectono-métamorphique (qu'on peut imaginer lié à un blocage des phénomènes de subduction et à la collision continentale proprement dite) ne semble pas antérieur à la fin du Dévonien (350 - 340 M.A.).

On sait qu'en Limousin les évènements majeurs sont intra-dévonien (BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1977; AUTRAN, 1978). Il en est probablement au moins de même dans les Monts du Lyonnais, où le Dinantien, si ce n'est le Dévonien supérieur, transgresse le socle catazonal.

Par contre, en Montagne Noire, la tectonogenèse est intra-(ENGEL *et al.*, 1978) et post-viséenne, les évènements majeurs étant datés à environ 330-320 M.A. (HAMET, 1975)\*. On observe donc une migration de la zone de déformation majeure et du pic du métamorphisme, dont la polarité est en bon accord avec le sens de déversement général présumé du segment. Ce diachronisme prononcé des évènements tectono-métamorphiques mériterait des études approfondies par les méthodes appropriées.

L'approche pluridisciplinaire en général, et les apports de la géochronologie en particulier, ont permis, depuis quelques années, d'accomplir des progrès considérables, et même d'entrevoir des solutions partielles à certains problèmes. Cependant, bien des points demeurent encore obscurs, voire même tout à fait inabordés. C'est ainsi, par exemple, que l'on ignore encore presque tout de l'âge et de la signification géotectonique de formations extrêmement abondantes, mais assez rebutantes, telles que les "schistes périphériques" ou les complexes quartzo-feldspathiques du centre du Massif central.

Aussi serait-il assez prématuré de tenter dans l'état actuel des connaissances, des synthèses rétrotectoniques générales qui nécessitent l'accumulation d'une "masse critique" de données fiables qui est encore assez loin d'être réalisée.

Toutefois, on peut souligner que c'est avec les Alpes occidentales

---

\* le faciès flysch typique du Viséen des nappes du versant Sud indique d'ailleurs l'existence de phénomènes orogéniques contemporains dans les régions les plus internes de la chaîne.



et centrales que le segment hercynien du Massif central pourrait, en définitive, montrer le plus d'analogies.

En effet, si l'on établit un parallèle entre les événements majeurs reconnus dans ces deux chaînes (tableau p. 203), on constate plusieurs analogies possibles:

- Ainsi, une phase métamorphique de HP précède nettement le développement tectono-métamorphique majeur. Ce développement est lui-même caractérisé par une évolution progressive des caractères structuraux et métamorphiques, et par un diachronisme marqué des zones internes vers les zones externes.

- Tout comme les Monts du Lyonnais et la zone Morvano-roanaise, la zone Sesia (éclogitisée à  $\approx 130$  M.A., DAL PIAZ *et al.*, 1978) a été érodée profondément et recouverte en discordance par des formations d'affinité calco-alcaline à une époque précoce par rapport aux événements majeurs des régions voisines.

- La croûte actuelle du Massif central a une épaisseur normale (25-30 Km, AUBERT et PERRIER, 1971). On peut donc supposer que 20 à 30 kilomètres de terrains ont été érodés. On n'observe donc plus que l'infrastructure des zones internes du segment. Il faut donc garder présent à l'esprit, lorsqu'on dessine des coupes dans de tels domaines profonds, que *des unités fondamentales pour la compréhension de la chaîne ont pu disparaître totalement.*

Ainsi, on ne peut exclure *a priori* qu'une grande nappe de socle anté-hercynien, analogue à l'ensemble austro-alpin\*, ait recouvert les domaines internes actuellement accessibles à l'observation, et ait joué, entre autres, un rôle dans le développement des schistosités horizontales.

Dans ce schéma, les terrains paléozoïques métamorphisés du Massif central correspondraient au "Peripheral schieferhülle" que l'on observe dans la fenêtre des Tauern (OXBURGH, 1972, 1974) des Alpes orientales.

Enfin, certains problèmes structuraux épineux, tels que la position de la ceinture basique du Lévezou, pourraient peut-être être reconsidérés en faisant appel à la notion de sous-charriage dont l'intérêt a été souligné récemment dans les Alpes occidentales (CABY *et al.*, 1978).

---

\* qui, dans les Alpes centrales et occidentales, n'est plus représenté que par la klippe de la Dent Blanche.

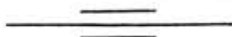
- Silurien : évènement précoce de HP (a, b, ce travail) lié  
410 ±20 M.A. au blocage d'une subduction de croûte continen-  
tale amincie (?) et océanique? Début de la  
collision?
- Dévonien : - développement tectono-métamorphique majeur.  
Dinantien - déformation tangentielle polyphasée, diachro-  
380-340 M.A. nique (c, d, e).  
- Second métamorphisme de HP possible (f, g, h)  
évolution plurifaciale d'un type saxonien à un  
type IBP.  
- Granitisation syncinématique.  
- Sédimentation synorogénique ("wildflysch")  
(i) dans les zones externes; à la fin du Dévonien,  
la série des Monts du Lyonnais est arrasée et  
transgressée par la série de la Brévenne,  
d'affinité calco-alcaline (j).
- Namurien : granites tardi-tectoniques (l)  
Westphalien déformation tangentielle des zones externes, puis  
340-300 M.A. serrage symétrique (m).
- Stéphanien : dômes thermiques locaux avec anatexie type Velay (d).  
290 ±10 M.A.
- Références: (a) PEUCAT et COGNE, 1977; (b) PEUCAT, 1977;  
(c) BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1977;  
(d) CANTAGREL, 1973; (e) HAMET, 1975;  
(f) CARPENTIER et CIVETTA, 1976; (g) MALUSKI, 1976;  
(h) MATTE et MATTAUER, 1978; (i) ENGELET *al.* 1978;  
(j) PETERLONGO, 1960; (k) FONTEILLES, 1968;  
(l) CANTAGREL *et al.*, 1979; (m) ARTHAUD, 1970.

- Crétacé : phase de métamorphisme HP/BT généralisé "éo-alpine"  
130-100 M.A. ( 0 à 6) avec glaucophanes non orientés (4).  
Subduction ou/puis obduction (14) du domaine océa-  
nique piémontais?
- Eocène moyen : - déformation majeure et second épisode métamorphi-  
à que ubiquiste de type P/T variable selon les endroits:  
Oligocène inf. HP/BT (2 à 5, 8) ou Pi (6, 7). "Phase méso-alpine" (9)  
50-30 M.A. - Mise en place du granite de Bergell (13).  
- Contacts anormaux majeurs, symmétamorphes et à pen-  
dages externes: "sous-charriages" (8).  
- Sédimentation flysch dans le domaine externe (ultra-  
helvétique).  
- Dès l'oligocène inf., l'uplift et l'érosion des  
zones les plus internes (Sesia) sont achevés, avec in-  
trusions et volcanisme calco-alcalin discordant (10,8)
- Oligocène sup. : dernière pulsation métamorphique (fin de la phase  
Miocène "lépontine") avec apparition de dômes thermiques:  
30-15 M.A. Tessin, Tauern.  
Migmatisation, mise en place du granite de Novate  
(7, 11, 12).  
Chevauchements et plissements dans les zones externes  
(nappes helvétiques) (9). Mouvements tangentiels accom-  
pagnés de rétro-morphose dans les zones internes (8).
- Références (0) DAL PIAZ *et al.*, 1978;  
(1) HANSON *et al.*, 1969; (2) BOCQUET *et al.*, 1974;  
(3) FREY *et al.*, 1974; (4) HUNZIKER, 1974;  
(5) ERNST, 1973; (6) BOCQUET *et al.*, 1978;  
(7) H.R. WENK, 1974; (8) CABY *et al.*, 1978;  
(9) TRUMPY, 1973; (10) SCHEURING *et al.*, 1974;  
(11) H.R. WENK, 1973; (12) H.R. WENK, 1977;  
(13) GULSON *et al.*, 1973; (14) MATTAUER et TAPPONNIER,  
1978.

Evidemment chaque chaîne constitue un cas particulier, et des différences sensibles séparent les Alpes s.s. de la chaîne hercynienne d'Europe. Cependant, les contrastes les plus évidents (ophiolites, granites, métamorphisme,...) ont pour principale cause le degré d'évolution et la profondeur du niveau d'érosion. Ainsi, par exemple, ENGLAND et RICHARDSON (1977) et WOOD (1979) montrent que les roches du faciès "schistes bleus" ne pourront éviter d'être détruites par évolution prograde que si elles subissent un "uplift" très rapide qui, précisément, les condamnera à disparaître à assez court terme du fait de l'érosion.

De même, les modèles thermiques d'ENGLAND (1978) prévoient que l'érosion continue de la chaîne alpine exposera dans l'avenir une "ceinture métamorphique caractérisée par des granites post-tectoniques et des séries de faciès de rapport T/P plus élevé que celles qu'on observe actuellement".

Ainsi, l'opposition entre orogène "hercynotype" et "alpinotype" (ZWART, 1967) est-elle, sinon dénuée de tout fondement, du moins très exagérée.



LOCALISATION DES ECHANTILLONS ETUDIES  
(COORDONNEES LAMBERT)

- Série du lot

- Métadiorites quartziques : x = 651,2 ; y = 252,9 (feuille  
st Geniez d'olt)

- gneiss ocellés en massifs circonscrits:

. Sonilhac : x = 640,8 ; y = 246,3 (feuille Espalion)

. St Chély d'Aubrac : x = 646,6 ; y = 254,7 (St Geniez)

. La Vaissière : x = 660,1 ; y = 241,2 (St Geniez)

- gneiss "stratoïdes" : x = 675,3 ; y = 249,4 (Mende).

- Supergroupe de Marvejols

- Ortholeptynite alcaline : x = 675,9 ; y = 253,3 (Mende)

- Métagabbro coronitique : x = 671,5 ; y = 252,3 (Mende)

- Gneiss amphibolique : x = 675,5 ; y = 252,2 (Mende)

- Paragneiss : x = 675,4 ; y = 258,2 (Mende)

- Pegmatite syntectonique : x = 678,2 ; y = 253,2 (Mende)

- Trondhjémite de HP : x = 669,6 ; y = 249,8 (St Geniez)

- Mylonites synmétamorphiques

: x = 676,6 ; y = 252,2 (Mende)

- Granite du Pinet

Ru 58 ..... : x = 635,5 ; y = 196,0

Ru 63 ..... : x = 635,0 ; y = 195,3

- Leptynite trondhjémitique

Ru 513 : x = 637,0 ; y = 196,6

- Xénolithe granulitique de Lodève

: x = 680,0 ; y = 158,8

B I B L I O G R A P H I E

---

Afin que cette bibliographie ne dépasse pas une longueur "raisonnable", une partie des travaux cités dans le texte n'a pas été reportée ici.

On pourra trouver la plupart de ces références dans les ouvrages de :

DOE ( 1970 ) et JÄGER et HUNZIKER ( 1979 ) pour la géochronologie ;  
MIYASHIRO ( 1973 ) et LASNIER ( 1977 )  
pour les questions relatives au métamorphisme ;  
SPRY ( 1969 ) , HIGGINS ( 1971 ) , HOBBS , MEANS et WILLIAMS ( 1976 ) ,  
SMITH ( 1976 ) et WINDLEY ( 1977 ) en ce qui concerne la géologie  
structurale et les problèmes géodynamiques.

---

- ADAMS J.A.S. , BARETTO M.M.C., et CLARK R.B. (1972)  
*Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs* p. 430
- AHRENS L.H. (1965) *in* : Hamilton : *Applied geochronology*
- ALBAREDE F. (1971) : *Etude quantitative de l'histoire géologique d'une région polytectonique à l'aide des modèles complexes de comportement géochimique des systèmes radiométriques U-Pb - Exemple d'application cas des Alpes Suisses.*  
Thèse 3<sup>o</sup> cycle, Paris.
- ALEINIKOFF J.N. (1977) : *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 88, pp. 1546-1552.
- ALLEGRE C.J. (1967) *Introduction à la géochronologie systématique des systèmes ouverts ; Thèse Sc. Phys. Paris.*
- ALLEGRE C.J., ALBAREDE F., GRÜNENFELDER M. et KÖPPEL V. (1974)  
*Contrib. Mineral. Petrol.* ; v. 43 , p 163-194
- ANDRIEUX J., BRUNEL M. et HAMEY J. (1976) ; *Colloque CNRS "Himalaya" Paris 1976*
- ARMSTRONG R.L. et DICK J.J.B. (1974) - *Geology*, v. 2 pp 35-40
- AUTRAN A. (1978) - *Geol. Survey Canada ; paper 78-13 ; p. 159-175*
- AUTRAN A., FONTEILLES M. , GOGUEL J. et GUITARD G. (1974)  
*Centenaire de la Soc. géol. de Belgique ; Géologie des domaines cristallins, Liège 1974 p. 89-121*
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1974-1977) - *Coll. int. CNRS Rennes 1974 - Paris 1977 - pp. 497-513*
- AUBERT M. et PERRIER G. (1971) - *La structure profonde du Massif Central*

*in Symposium J. Jung, éd. Plein Air Service,  
Clermont-Ferrand pp. 45-69*

- AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1974-1977) - *Coll. int. CNRS Rennes*  
n° 243, Sept. 1974, p. 211-226
- AYRTON S. (1969) - *Eclogae geol. Helv.*, 62 n° 2 p. 567-570
- AYRTON S. et RAMSAY J.G. (1974) - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*  
54, 2-3, p. 609-639
- BARD J.P. (1977) - *Bull. Soc. Géol. France (7) t. XIX, n°2*  
pp. 385-393
- BARD J.P. (1979) - *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 288, pp. 371-374*
- BARBIER J., CARRAT H.G. et RANCHIN G. (1967) - *C.R. Acad. Sc.*  
*Paris t. 264 p. 2436-2439*
- BARKER F. et ARTH J.G. (1976) - *Geology, v.4, pp 596-600*
- BAUBRON J.C., DEFAUT B., DEMANGE J. et MAURY R. (1978)  
*C.R. Acad. Sc. Paris, t. 287 pp. 225-227*
- BEACH A. et FYFE W.S. (1972) *Contrib. Miner. Petrol. 36, pp. 175-180*
- BELL T.H. (1978) *Tectonophysics, 44, pp. 285-320*
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) - *Essai sur la signification des*  
*âges au strontium dans une série métamorphique :*  
*Le Bas-Limousin - Thèse, Annales scientifiques de*  
*l'Université de Clermont, n° 55*
- BERNARD-GRIFFITHS J. et TEMPIER P. (1977) - *C.R. Acad. Sc. Paris*  
*t. 284 p. 2199-2202*
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. et DUTHOU J.L. (1977) -  
*Contrib. to Min. and Petrol., 61, p. 199-212*
- BIRD P. et TOKSÖZ M.N. (1975) *J.G.R., v. 80, pp. 4405-4416*
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974) -  
*Contrib. Min. Petrol., v. 47, pp. 7-26*
- BOULE M. (1900) *Bull. Serv. Carte Géol. France n° 76 tome XI*
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) *Volcanismes acides paléozoïques dans*  
*le Massif Armoricain - Thèse Sc. Nat. Orsay.*
- BRACE W.F., ERNST W.G. et KALLBERG R.W. (1970) - *Geol. Soc. Am. Bull.,*  
*v. 81 pp. 1325-1338*
- BRIAND B. (1972) *Etude géologique des formations cristallophylliennes*  
*à l'Est de Marvejols. Thèse 3° cycle Lyon.*

- BRIAND B. (1973) *Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols.*  
Bull. B.R.G.M. section 1, n°4 p. 183-198
- BRIAND B. (1978) - C.R. Acad Sc. Paris t. 286 p. 729-731
- BRIAND B. et GAY M. (1978) Bull. B.R.G.M., I, 3, pp. 167-186.
- BROOKS C.K. (1969) - *Geoch. Cosmoch. Acta.*, v. 33; p. 357-374
- BRUHN F.L. et DALZIEL I.W.D. (1977) *Destruction of the early cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego - in Island arcs, Deep Sea Trenches and back-arc basins, M.Ewing series v. I, Am. Geophys. Union, pp. 395-405*
- BRYHNI I., KROGH E. et GRIFFIN W.L. (1977) - N. Jb. Miner. Abh. v. 130, pp. 49-68
- BURG J.P. et LAURENT Ph. (1978) - *Tectonophysics*, 47, 15-42;
- BURG J.P. et MATTE Ph. (1978a) C.R. Somm. S.G.F., 6, p. 325-329
- BURG J.P. et MATTE Ph. (1978b) - *Z. dt. geol. Ges.*, Bd 129, 429-460
- BURKE K. (1977) - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* vol. 5, pp. 371-396
- BURSILL L.A. et Mc LAREN A.C. (1966) - *Physica Status Solidi*, v. 13 n°2 p. 331-343
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978) - *R. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, v. XX, 4, pp. 307-322
- CALVEZ J.Y. et VIDAL Ph. (1978) - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, pp. 395-399
- CANTAGREL J.M. (1973) *Signification des ages à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Thèse, Annales scientifiques de l'Université de Clermont, n° 50*
- CANTAGREL J.M. et PIBOULE M. (1972) - C.R. Ac. Sc. Paris t. 274 pp. 2125-2128
- CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. et BERNARD-GRIFFITHS J. (1978) - *Geochronology of paleozoic magmatism in the Massif Central (France) ; its connections with tectonism and metamorphism. 4th Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol., Denver, pp. 55-58*
- CAPDEVILA R. (1969) - *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale. Thèse Sc. Nat. Montpellier.*
- CARME F. (1974) C.R. Ac. Sc. Paris, t. 278 ; pp. 2501-2504

- CARME F. (1974) C.R. Ac. Sc; t. 278 pp. 2613-2616
- CARUBA R., BAUMER A. et TURCO G. (1975) - *Geoch. Cosmoch. Acta*,  
v. 39 p. 11-26
- CHAPPELL B.W. et WHITE A.J.R. (1974) - *Pacific Geology* , 8, pp. 173-  
174
- CHASE C.G. (1978) - *J.G.R.*, v. 83, pp. 5385-5387
- CHENEVOY M. (1978) - *Metam. Map Of Europe*, H.J. Zwart, éd.  
*Explanatory text*, pp. 92-101
- CHENEVOY M. et PIBOULE M. (1974) - *C.R. Ac. Sc. Paris t. 279*  
pp. 1155-1158
- CHENEVOY M. et RAVIER J. (1971) - *Caractères généraux des métamor-  
phismes du Massif Central ; in "Symposium  
J. Jung" Géologie du Massif Central Français ;  
Plein Air Service éd. Clermont-Ferrand pp.*  
109-132.
- CHEZE Y. (1975) *Etude géologique de la Chataigneraie au nord  
d'Entraygues (Aveyron) = pétrographie, structure  
et métallogénie. Thèse 3° cycle Clermont.*
- CHRISTIANSEN R.L. et LIPMAN P.W. (1972) - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*  
vol. A 271, pp. 249-284.
- CLARKE D.B. (1977) - *The geological association of Canada special  
paper number 16 ; pp. 454-455-457.*
- COGNE J. (1974-1977) - *Coll. Int. C.N.R.S. n° 268 "Himalaya"*  
pp. 11-129;
- COLIN F. (1966) - *Etude géologique du volcanisme basaltique de  
l'Aubrac - Thèse Sciences Nat. Clermont.*
- COLLOMB P. (1969) - *Geol. Assoc. Of Canada, Special Paper 5,*  
pp. 89-104
- COLLOMB P. (1970) - *Etude géologique du Rouergue cristallin .  
Thèse, Mém. Explic. Carte Géol. Fr., Paris.*
- COUTURIE J.P. (1969) - *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 269,*  
pp. 2298-2300
- COUTURIE J.P. (1977) *Le Massif granitique de la Margeride.  
Thèse Sc. Nat. Ann. Scient. Univ. Clermont. n° 62*
- COUTURIE J.P., ROQUES M. et VACHETTE M. (1971) - *C.R. Ac. Sc.*  
*Paris, t. 272 pp. 3235-3238;*



- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et STERN W.B. (1978) - 4th Coll. Geochron. Cosmoch. Denver, pp. 83-85
- DANGLA Ph., PLOQUIN A. et QUENARDEL J.M. (1977) - 5ème R.A.S.T. Rennes, p. 184
- DAVIS G.L. (1978) - 4th Conf. Geochronol. Cosmochronol. , Isotope Geol. , Denver. pp. 86-88
- DELIFENS M., DELHAL J. et TARTE P. (1977) - E.P.S.L., 33, pp. 331-344
- DELONG S.E. et FOX P.J. (1977) - Geological consequences of ridge subduction - in Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc basins, M. Ewing Series, vol. I Am. Geophys. Union, pp. 221-228
- DELPONT G. (1973) - Les séries métamorphiques de l'Albigeois à l'Est de Réalmont (Tarn). Etude microtectonique Thèse 3° cycle Toulouse.
- DEMAY A. - (1941) - C.R. Ac. Sc. Paris t. 217 pp. 803-805
- DEMAY A. (1946) - C.R. Ac. Sc. Paris, t. 222 pp. 1119-1121
- DEMAY A. (1948) - Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 246 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1974-1977) - Coll. int. du C.N.R.S. "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Rennes
- DOE B.R. (1970) - Lead Isotopes ; Springer Verlag.
- DURAND J. et RAGUIN E. (1932) - C.R. Acad. Sci., t. 195; pp. 580-582
- DURAND B., NICOLAS A. et WEPPE M. (1964) C.R. s. S.G.F., p. 300-302.
- DUSCHATKO R.W. et POLDERVAART A. (1955) Geol. Soc. Am. Bull.,
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoides d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le nord limousin ; Thèse, Ann. Sc. Univ. Clermont, n° 63.
- EICHELBERGER J.C. (1978) - Nature, v. 275, pp. 21-27.
- ENGEL W., FEIST R. et FRANKE W. (1978) - Z. dt. Geol. Ges. 129, pp. 461-472
- ENGLAND P.C. (1978) - Tectonophysics, 46, pp. 21-40

- ENGLAND P.C. et RICHARDSON S.W. (1977) - *J. Geol. soc. London*,  
v. 134, pp. 201-213
- ERNST W.G. (1974) - *Metamorphism and ancient continental margins* ;  
in "*The geology of continental margins*", C.A.  
BURK et C.L. DRAKE, ed., Springer Verlag.
- ESCHER A. et WATTERSON J. (1974) - *Tectonophysics*, 22, p. 223-231
- FORBES W.C. (1969) - *Am. Min.* v. 54 p. 787-795;
- FORESTIER F.H. (1963) *Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans  
le bassin du Haut-Allier* ; Thèse et Bull. Serv.  
Carte géol. Fr. n°271 ; 293 p.
- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973) -  
*Bull. Soc. Géol. France* t. XV p. 562-578
- FRANCIS P.W. -(1972) - *Comments on Earth Sc. geoph.*, 3, pp. 35-53
- FRANK W., HOINKES W., MILLER C., PURTSCHELLER F., RICHTER W.,  
et THONI M. (1973) - *T.M.P.M.*, v;20, pp. 303-332
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V.,  
JÄGER E. et NIGGLI E. (1974)  
*S.M.P.M.*, 54, pp. 247-290
- FUCHS Y., LEUTWEIN F. et ZIMMERMANN J.L. (1970) - *C.R. Acad. Sc. Paris*  
t. 270 pp. 2415-2417;
- GAHREMANLOU B. (1973) - *Le granite du Sidobre et son encaissant  
entre Burlats et Vabre (Tarn) - Microtectonique et  
pétrologie - Thèse 3° cycle - Toulouse.*
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., KREBS O. et GRÜNENFELDER M.  
(1978) - 4th Int. Conf. Geochr. Cosmoch. Isotope  
: Geol., Denver.
- GEBAUER D. et GRÜNENFELDER M. (1979) - *E.P.S.L.*, v. 42, pp. 35-44
- GRAHAM C.M. et ENGLAND P.C. (1976) - *E.P.S.L.*, v. 31, pp. 142-152
- GRAUERT B. et ARNOLD A. (1968) - *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 20  
pp. 34- 56
- GRAUERT B., HANNY R. et SOPTRAJANOVA G. ( 1974) - *Contrib. Mineral  
Petrol.* , 45, pp. 37-63.
- GRIFFIN W.L. et RÅHEIM A. ( 1973 ) - *Lithos*, v.6, pp. 21-40
- GROLIER J. (1965) - *Contribution à l'étude géologique des séries  
cristallophyliennes inverses du Massif Central  
français : la série de la Sioule - Thèse Sc. Nat.  
Clermont et Mém. B.R.G.M. N° 64 (1971)*
- GROLIER J. (1971) - *La tectonique du socle hercynien dans le massif  
central - in Symposium J.Jung "géologie du Massif  
central français" ; Plein Air Service éd., Clermont -  
Ferrand, pp. 215-268.*
- GROVES D.I., ARCHIBALD N.J., BETTENAY L.F. et BINNS, R.A. (1978) -  
*Nature*, v. 273, pp. 460-461.

- GRÜNENFELDER M. (1963) - S.M.P.M. 43, 1, pp. 235-257
- GUILLOIN J.H., NICOLET B. et VIALLEFOND L. (1963) -  
Thèses de 3<sup>o</sup> cycle Paris.
- GUITARD G. (1965-1970) - Le métamorphisme hercynien mésozoonal et les  
gneiss ocellés du massif du Canigou. Thèse  
Sc. Nat. Paris et Mém. B.R.G.M. N<sup>o</sup> 63
- GULSON B.L. et KROGH T.E. (1973) - Contrib. Mineral. Petrol. ,  
40, pp. 239-252
- GULSON B.L. et KROGH T.E. (1975) - Geoch. Cosmoch. Acta, v. 39  
pp. 65-82.
- GULSON B.L. et RUTISHAUSER H. (1976) - Geochim. Journ. v. 10 PP. 13-23
- HALLER J. (1962) - Proc. Geol. Soc. London, n<sup>o</sup> 1594, pp. 21-25.
- HAMET J. (1975) - Etude systématique par la méthode de Rb-Sr des pro-  
cessus orogéniques - Exemple de la Montagne Noire.  
Thèse Sc. Phys. Paris VI - VII
- HEINISCH H. et SCHMIDT K. (1976) - Geol. Rundschau, Bd 65, pp.  
459-482.
- HIGGINS M.W. (1971) - Geol. Survey Prof. Paper 687
- HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976) - An outline of  
structural geology ; J. Wiley, 571 p.
- HOFMANN A. (1974) - Carnegie Y.B. 73, D.T.M., pp. 935-941
- HOPPE G. (1966) - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner.  
Lagerstat. tenf. 11. 1 p. 47-81 Berlin.
- HUNZIKER J.C. (1974) - Mem. Univ. Padova, v. XXXI 54 p.
- JÄGER E. (1974-1977) - Coll. int. C.N.R.S. N<sup>o</sup> 243, Rennes 1974  
p. 227-239
- JÄGER E. et HUNZIKER J.C. (1979) - Springer - Verlag, 329 p.
- JOHNSON M.R.W. (1967) - Nature, v. 213, pp. 246-247
- JUERY A. (1976) - Datation U-Pb du socle précambrien du Haut -  
Atlas (Maroc) ; Thèse 3<sup>o</sup> cycle Paris VII
- JUNG J. (1953) - B.S.G.F. 6<sup>o</sup> série, t III, p. 329-343
- JUNG J. (1954) - Annales Hébert et Haug, Fac. Sciences Paris ;  
tome 8, p. 245-258
- KARIG D.E. (1974) - Ann. Rev. Earth Planet. Sciences, pp. 51-75
- KHAN TAHIRKELI R.A., MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1976)-  
Coll. Intern. CNRS Himalaya n<sup>o</sup> 268 pp. 209-212

- KÖPPEL V. et GRÜNENFELDER M. (1975) - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*,  
55, p. 122-131.
- KÖPPEL V. et GRÜNENFELDER M. (1978) - *4th Conf. Geochronol., Cosmochronol.  
and Isotope Geol.*, Denver pp. 226-227.
- KORNPROBST J. et POULAIN D. (1972) - *C.R. Ac. Sc. Paris t. 274*,  
pp. 3511-3514.
- KROGH E.J. (1977) - *Nature v. 267*, pp. 17-19.
- KROGH T.E. (1973) - *Geoch. Cosmoch. Acta ; v. 37* pp. 485-494
- KROGH T.E. et DAVIS G.L. (1973) - *Carnegie Y.B. 72, Geophys. Lab.*,  
pp. 601-610.
- KROGH T.E. et DAVIS G.L. (1975) - *Carnegie Y.B. 74, Geophys. Lab.*  
pp. 619-623
- KRAUS K.A. et NELSON F. (1955) - *Proc. Int. Conf. on Peaceful uses of  
Atomic Energy*, P/837, p. 130-144.
- KRESTEN P. (1973) - *Int. Conf. on Kimberlites, Cape Town* pp. 191-194
- KRUPICĀKA J. et SASSANO G.P. (1972) - *Canad. J. Earth. Sci.*,  
9, pp. 422-432
- LANCELOT J.R., VITRAC A. et ALLEGRE C.J. (1976) - *E.P.S.L.*,  
29, pp. 357-366.
- LAPADU-HARGUES P. (1943) - *B.S.G.F. t. 13* pp. 105-112
- LAPADU-HARGUES P. (1947) - *Les massifs de la Margeride et du  
Mt Lozère et leurs bordures ; Thèse, Bull. Serv.  
Carte géol. Fr. n° 222*
- LASNIER B. (1970) - *Le métamorphisme régional des gabbros d'après  
la littérature internationale. Thèse 3° cycle  
Nantes, 297 p.*
- LASNIER B. (1977) - *Persistance d'une série granulitique au coeur  
du Massif Central français. Haut - Allier. Les termes  
basiques, ultra-basiques et carbonatés.  
Thèse Sc. Nat. Nantes, 351 p.*
- LE FORT P. (1976) - *Accad. Nazion. dei Lincei, Roma*, pp. 209-214
- LIPMAN P.W. (1969) - *Geol. Soc. Am. Bull. v. 80*, pp. 1343-1354
- LUDWIG K.R. et STUCKLESS J.S. (1978) - *Contrib. Mineral. Petrol.*  
65, 243-254.
- Mc KENZIE D. et BRUNE J.N. (1972) - *Geophys. J.R. astron. Soc.*  
29, pp. 65-78
- MARCHAND J. (1974) - *Persistance d'une série granulitique au coeur  
du Massif Central français, Haut-Allier les termes  
acides. Thèse 3° cycle Nantes.*

- MARINI F. (1978) - 6ème RAST, Orsay, p. 266
- MARSHALL B. (1969) - *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia*, 2, p. 349-351
- MARTIN R.F., PIWINSKII A.J. (1972) - *Journal of geophysical research*  
v. 77, pp. 4966-4975
- MARTINEZ-GARCIA E. (1973) - *Studia Geologica*, V, pp. 7-106
- MASCH L. (1974) - *N. Jb. Miner. Mh.*, 11, pp. 485-509
- MASCH L. et PREUSS E. (1977) - *N. Jb. Miner. Abh.*, 129, 3, pp. 292-311
- MATTAUER M. (1974) - *R. Annuelle Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson*,  
p. 279.
- MATTAUER M. (1975) - *E.P.S.L.* v. 28 p. 144-154
- MATTAUER M. et ETCHECOPAR A. (1976) - *Colloque C.N.R.S. Sur la géologie de  
l'Himalaya, Paris*
- MATTAUER M., PROUST F. et ETCHECOPAR A. (1977) - *B.S.G.F. (?) t. XIX*  
841-848
- MATTE Ph. (1968) - *Géologie Alpine, Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t44
- MATTHES S. et SEIDEL E. (1977) - *N. Jb. Miner. Abh.* v. 129 pp. 269-291
- MATTINSON J.M. (1972) - *Analytical chemistry*, v. 44 n° 9 p. 1715-1716
- MATTINSON J.M. (1977) - *Can. J. Earth Sc.*, 14 p. 2316-2324
- MAZERAN R. (1969) - *Etude tectonique et microtectonique des séries  
épimétamorphiques de la partie sud-ouest des  
Cévennes méridionales - Thèse 3° cycle Montpellier*
- MEHNERT .K.R (1971) - *Migmatites and the origin of granitic rocks*  
Elsevier.
- MIYASHIRO A. (1973) - *Metamorphism and metamorphic belts*, G. Allen & Unwin.
- MURTHY M.V.N. et SIDDIQUIE H.N. (1964) - *J. Of Geology*, v. 72, pp. 123-127
- NAYLOR R.S., STEIGER R.H. et WASSERBURG G.J. (1970) - *G.C.A.*  
vol. 34 pp. 1133-1159
- NICOLLET Ch. (1978) - *Bull. B.R.G.M.*, I, 3, pp. 225-263
- NICOLLET C. et LEYRELOUP A. (1978) - *Can. J. Earth-Sc.*, v. 15  
pp. 696-707
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. et DUPUY C. (1979) - *Petrogenesis of  
high pressure trondhjemitic layers in eclogites  
and amphibolites from southern Massif central  
France - in Trondhjemitites, Dacites and Related  
Rocks F. Barker, ed., Elsevier, pp. 435-463*

- OLESEN N. (1971) - *Norsk Geol. Tidsskrift*, v. 51 p.355-377
- OXBURGH E.R. (1972) - *Nature*, v. 239, pp. 202-204
- PANKHURST R.J. et PIDGEON R.T. (1976) - *E.P.S.L.*, 31, pp. 55-68
- PARK R.G. (1961) - *Am. J. Sc.*, v. 259, pp. 542-550
- PECHER A. (1978) - *Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement - Exemple du grand chevauchement central himalayen (MCT), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse Sciences Nat. Grenoble.*
- PELLET J. (1965-1972) - *Bull. Serv. Carte géol. France n°282*
- PETERMAN Z.E., ZARTMAN R.E. et SIMS P.K. (1978) - 4th Conf. Geochronol., Cosmochronol. Isotope Geol., Denver pp. 332-333
- PEUCAT J.J. et COGNE J. (1977) - *Nature*, v. 268, pp. 131-132
- PEYRETTI G. (1971) *Etude géologique des formations cristallophyl- liennes à l'ouest de Marvejols - Thèse 3° cycle Lyon*
- PHILPOTTS A.R. (1964) - *Am. J. Sc.*, v. 262, pp. 1008-1035
- PIBOULE M. (1978) - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t XIX, p. 1133-1143
- PIBOULE M. et COFFRANT D. (1970) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270 pp. 22-24
- PIDGEON R.T. *E.P.S.L.*, v. 37, 421-428
- PIDGEON R.T., O'NEIL J.R. et SILVER L.T. (1966) - *Science*, v. 154 pp. 1538-1540
- PIDGEON R.T. et JOHNSON M.R.W. (1974) - *E.P.S.L.* 24, pp. 105-112
- PIDGEON R.T. et AFTALION M. (1978) - *Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites : paleozoic granites of Scotland and England in "Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions" D.R. Bowes et B.E. Leake, ed. Geological Journal Special Issue, n° 10 pp. 183-220*
- POLDERVAART A. (1956) - *Am. J. Science*, v. 254 pp. 521-554
- POULAIN D. (1972) - *Les micaschistes des environs de St Geniez d'Olt (Aveyron) - Thèse 3° cycle Paris VI*
- PRAX J.Y. (1978) - 6ème R.A.S.T. Orsay, p321
- PUPIN J.P. (1976) - *Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en Pétrologie - Base de la méthode typologique - Applications Thèse Sc. Nat., Nice.*

- PYATENKO Y.A. (1970) - *Geoch. Intern.* 7, n° 5, pp. 758-763
- RÅHEIM A. et GREEN D.H. (1975) - *Lithos*, v. 8, p. 317-328
- RANKIN D.W. (1975) - *Am. J. Sc.*, v. 275A, pp. 298-336
- RODDICK J.C. et COMPSTON W. (1977) - *E.P.S.L.*, v. 34, pp 238-242
- ROQUES M. (1971) - *Structure géologique du Massif Central - in Symposium J. Jung "géologie du Massif Central français" Plein Air Service éd. Clermont, p.17-32*
- ROQUES M., VACHETTE M. et VIALETTE Y. (1971) - *Géochronologie du socle du Massif Central - in Symposium J. Jung "Géologie du Massif Central français" Plein Air Service éd. Clermont-Ferrand, p. 269-289*
- ROMANS P.A., BROWN L.L. et WHITE J.C. (1975) - *Am. Miner.*, v. 60 pp. 475-480
- SANDERSON D.J. (1973) - *Tectonophysics*, 16, pp. 55-70
- SANTALLIER D., FLOC'H J.P. et GUILLOT P.L. (1978) - *Bull. Minéral.*, 101, 77-88
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. et ZINGG A. (1974) - *Geol. Rundschau*, 63, pp. 305-326
- SCHMIDT K. (1974) - *Das "Kaledonische Ereignis" in Mittel und Südwesteuropa. F. Kossmat Symposium, in Nova Acta Leopoldina, Bd 45 pp. 381-401*
- SCHMIDT K. (1977) - *Z. dt. Geol. Ges.*, 128, pp. 121-141
- SCHOLZ Ch. H., BARAZANGI M. et SBAR M.L. (1971) - *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 82, pp. 2979-2990
- SHESTAKOV G.I. (1972) - *Geochem. Intern.* pp. 801-807
- SHUKOLYUKOV Y.A. (1964) - *Geochem. Int.* vol. 5 pp. 843-850
- SCHREYER W. et ABRAHAM K. (1978) - *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, pp. 53-62
- SCOTT J.S. et DREVER H.I. (1953) - *Royal Soc. Edinburg Proc. Sec. B*, v. 65, pp. 121-140
- SIBSON R.H. (1975) - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 43, pp. 775-794
- SIBSON R.H. (1977) - *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 113, pp. 191-213
- SILVER L.T. et DEUTSCH S. (1963) - *J. of Geology*, v. 71 n°6 pp. 721-758
- SINHA A.K. et GLOVER L. (1978) - *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 66, p. 305-310

- SMITH A.G. (1976) - *Tectonophysics*, v. 33, pp. 215-285
- SPOTTS J.H. (1962) - *Geol. Soc. Am. bull.* v. 73 pp. 1221-1240
- SPRY A. (1969) - *Metamorphic textures*, Pergamon Press, 350 p.
- STRONG D.F. (1977) - *The geological association of Canada*  
*Special Pap. n° 16*, pp. 61-90
- STRONG D.F., O'BRIEN S.J., TAYLOR S.W., STRONG P.G. et WILTON D.H. (1978)  
*Can. J. Earth Sc.* v. 15, pp. 117-131
- TARNEY J., SAUNDERS A.D. and WEAVER S.K. (1977) - *Geochemistry of*  
*volcanic rocks from the Island arcs and marginal basins*  
*of the scotia arc region. in: Island arcs, Deep*  
*sea Trenches and back-arc basins, M. Ewing Series*  
v. I, *Am. Geophys. Union*, pp. 367-377
- TAUBENECK W.H. (1957) - *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 68 pp. 181-238
- TAYLOR J.H. (1934) - *Geol. Mag.* v. 71 pp. 1-16
- TEMPIER P. (1978) - 103° *Congrès Soc. Sav.*, f. IV, pp. 67-78
- TOKSOZ M.N. et BIRD P. (1977) - *Tectonophysics*, 41, pp. 181-193
- TOMLINSON R.H. et DAS GUPTA A.K. (1953) - *Canad. J. Chem.*, v. 31  
n° 10, pp. 909-914
- UYEDA S. et MIYASHIRO A. (1974) - *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85,  
pp. 1159-1170
- VAN BREEMEN O., AFTALION M. et PIDGEON R.T. (1971) - *Scott.*  
*J. Geol.* 7(2) pp. 139-152
- VAN DE KAMP P.C., LEAKE B.E. et SENIOR A. (1976) - *J. Geol.*  
v. 84, pp. 195-212
- VAN CALSTEREN P.W.C. (1977) - *Proc. Kon. Ned. Acad. Wet. série B*,  
80 (3) pp. 156-168
- VELDE B. (1970) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t 271 p2247-2250
- VELDE B., HERVE F. et KORNPORBST J. (1970) - *Am. Min.* v. 55  
pp. 953-974
- VERNON R.H. (1978) - *Geol. rundschauf*, v. 67, pp. 288-305
- VIDAL Ph. (1977) - *Coll. intern. CNRS, Rennes (1974) n° 243*  
pp. 129-141
- VITANAGE P.W. (1957) - *Journ. Geol.* v. 65 pp. 117-128
- VITRAC-MICHARD A. (1975) - *Chronologie et développement d'une*  
*orogénèse - Exemple des Pyrénées Orientales.*  
*Thèse Paris VII*
- VIVIER G. et LASSERRE M. (1973) - *bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XV  
pp. 283-287



- VOGEL D.E. (1967) - *Leidse geol. Med.*, v. 40, pp. 121-213
- WASSERBURG G.J., PAPANASTASSIOU D.A., NENOW E.V. et BAUMAN C.A.  
(1969) - *Rev. Sc. Instr.*, v. 40 pp. 288-295
- WEBSTER R.K. (1960) - *Mass spectrometric isotope dilution analysis*  
*in: Methods in geochemistry*, Smales A.A. et Wager  
L.R. ed., 1960, *Interscience* pp. 203-246
- WENK H.R. (1973) - *Eclog. geol. Helv.*, v. 66, pp. 255-291
- WETHERILL G.W. (1956) - *Trans. Am. Geophys. Union* v. 37 n° 3  
pp. 320-326
- WILLIAMS I.S. (1978) - 4th Conf. Geochronol. Cosmochronol.  
*Isotope Geol.*, Denver, pp. 455-457
- WINDLEY B.F. (1977) - *The evolving continents* - J. Wiley, 371 p.
- ZWART H.J. (1967) - *Geol. en Mijnbouw*, 46, pp. 283-309
- ZWART H.J. (1974) - *Centenaire de la Soc. géol. de Belgique*  
*Géologie des domaines cristallins*, Liège  
1974 pp. 129-144.
- ZWART H.J. (1976) - *Symposium F. Kossmat, Nova Acta Leopoldina*  
Nr 224, Bd 45, pp. 361-367

## TABLE DES MATIERES

---

PARTIE I : LA GEOLOGIE DU MASSIF CENTRAL : UN APERCU HISTORIQUE

PARTIE II : RESULTATS DE L'ETUDE REGIONALE

### Introduction

1 - Situation géographique.....	p. 24
2 - Caractérisation géologique sommaire .....	p. 26
3 - Intérêt de ce secteur.....	p. 26
4 - Travaux antérieurs.....	p. 28
5 - Présentation.....	p. 29

### Chapitre I : Le domaine micaschisteux de la vallée du Lot ("Série du Lot")

1 - <u>Introduction</u>	
2 - <u>Constitution lithologique</u>	
2-1 - Métasédiments.....	p. 34
2-2 - Formations gneissiques.....	p. 34
- <i>gneiss à biotite et amphibole</i> .....	p. 34
- <i>gneiss ocellés en massifs circonscrits</i> .....	p. 36
- <i>gneiss hétérogènes "stratoïdes"</i> .....	p. 37
- <i>autres types de gneiss</i> .....	p. 38
3 - <u>Les traits structuraux essentiels</u>	
3-1 - Introduction.....	p. 41
3-2 - Travaux antérieurs.....	p. 41
3-3 - Description.....	p. 42
3-4 - Synthèse.....	p. 49
3-5 - Conséquences.....	p. 54
4 - <u>Les principaux caractères du métamorphisme régional</u>	
4-1 - Considérations régionales.....	p. 60
4-2 - Distribution des zones de métamorphisme ; évolution dans l'espace.....	p. 61
4-3 - Relations avec les phases de déformation ; évolution dans le temps.....	p. 63

4-4 - Remarque au sujet des "assemblages relictuels granulitiques".....	p. 68
4-5 - Type du métamorphisme.....	p. 69
4-6 - Discussion du problème de la zonéographie inverse.....	p. 73
4-7 - Conclusions.....	p. 76
<b>5 - <u>Données radiochronologiques</u></b>	
5-1 - Les métadiorites quartziques.....	p. 77
5-2 - Les gneiss ocellés en massifs circonscrits.....	p. 80
a - St Chély d'Aubrac.....	p. 80
b - Sonilhac.....	p. 82
c - La Vaissière.....	p. 82
d - Discussion.....	p. 85
e - Conclusions.....	p. 90
5-3 - Les gneiss stratoïdes.....	p. 90
5-4 - Conclusions.....	p. 93
 <b><u>Chapitre II - Le supergroupe de Marvejols</u></b>	
1 - <u>Localisation</u> .....	p. 94
2- <u>Constitution lithologique</u> .....	p. 94
2-1 - Le groupe leptyno-amphibolique.....	p. 95
2-2 - Le groupe quartzo-feldspathique.....	p. 97
2-3 - Les micaschistes de Lachamp.....	p. 98
3 - <u>Aspect microstructural</u>	
3-1 - La phase 3.....	p. 99
3-2 - La phase 2.....	p. 100
3-3 - La phase 1.....	p. 103
3-4 - Autres microstructures.....	p. 106
3-5 - Conclusions.....	p. 110
4 - <u>Le métamorphisme :</u>	
4-1 - La mobilisation.....	p. 111
4-2 - Les metabasites.....	p. 112
4-3 - Le problème de la signification des roches "granulitiques".....	p. 118
4-4 - Conclusions.....	p. 121

5 - Données radiochronologiques :

5-1 - Ortholeptynite.....	p. 122
5-2 - Métagabbro.....	p. 124
5-3 - Gneiss amphibolique.....	p. 128
5-4 - Paragneiss.....	p. 133
5-5 - Pegmatite de zone abritée.....	p. 136
5-6 - Les trondhjémites de HP.....	p. 138
5-7 - Annexe : Etude d'un leptynite trondhjémitique du Lézou.....	p. 141
5-8 - Conclusions.....	p. 145

6 - Comparaison préliminaire avec le Rouergue cristallin :

1 - Introduction.....	p. 148
2 - Le granite du Pinet.....	p. 149
2-1 - Présence d'une composante héritée.....	p. 151
2-2 - Phénomènes de pertes tardives en Pb.....	p. 153
3 - Essai d'interprétation des données Rb/Sr Difficulté de datation de ce type de granite.....	p. 157
4 - Conclusion.....	p. 160

Chapitre III - Relations entre la série du Lot et le supergroupe de Marvejols :  
Présence d'un charriage.

1 - <u>Arguments généraux en faveur de l'existence de grands chevauchements dans le Massif Central</u> .....	p. 162
2 - <u>Cas de la région de Marvejols</u> .....	p. 163
3 - <u>Les mylonites symmétamorphiques</u> .....	p. 165
3-1 - Description.....	p. 165
3-2 - Degré de métamorphisme.....	p. 169
3-3 - Chronologie relative.....	p. 169
3-4 - Données de l'O.P.R. et interprétation cinématique.....	p. 170
4 - <u>Les manifestations cataclastiques tardives</u> .....	p. 172
4-1 - Les cataclasites.....	p. 173
4-2 - Les pseudotachylites.....	p. 173
4-3 - Conclusions.....	p. 175

5 - <u>Signification de cette suite mylonitique</u> .....	p. 176
6 - <u>Données radiochronologiques</u> .....	p. 177
7 - <u>Conclusions</u> .....	p. 184

Addendum : Etude U/Pb des zircons d'une enclave granulitique des  
basaltes récents de la région de Lodève (Hérault).....p. 186

### PARTIE III : CONCLUSIONS GENERALES

#### I/ - Rappel des principaux résultats obtenus

1 - La série du Lot.....	p. 192
2 - Le supergroupe de Marvejols.....	p. 193
3 - La limite entre le supergroupe et la série du Lot.....	p. 194

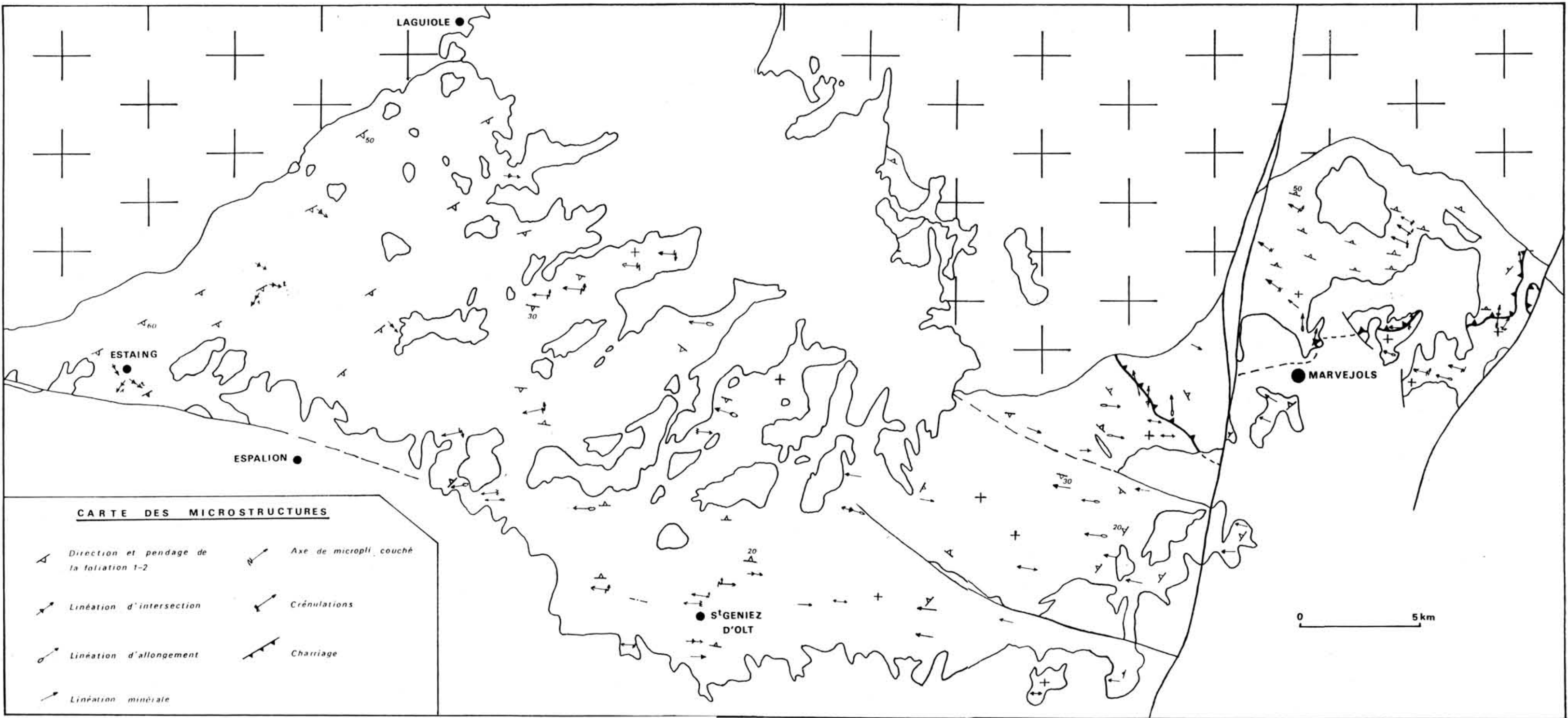
#### II/ - Histoire géologique de la région étudiée ; comparaison avec les régions voisines et interprétations..

1 - La série du Lot.....	p. 194
2 - Le groupe leptyno-amphibolique	
a) - les matériaux : âge et signification possible	p. 195
b) - L'évolution ultérieure de HP.....	p. 199
c) - L'évolution hercynienne s.s. ....	p. 201

- Localisation des échantillons étudiés

- Bibliographie.





**CARTE DES MICROSTRUCTURES**

- Direction et pendage de la foliation 1-2
- Axe de microf. couché
- Linéation d'intersection
- Crénulations
- Linéation d'allongement
- Chariage
- Linéation minérale

0 5 km