



HAL
open science

Evolutions P-T et structures associées dans l'Est du Massif Central français : un exemple de l'évolution thermomécanique de la chaîne paléozoïque

Veronique Gardien

► **To cite this version:**

Veronique Gardien. Evolutions P-T et structures associées dans l'Est du Massif Central français : un exemple de l'évolution thermomécanique de la chaîne paléozoïque. Sciences de la Terre. Université Joseph Fourier Grenoble 1, 1990. Français. NNT: . tel-01755822v2

HAL Id: tel-01755822

<https://theses.hal.science/tel-01755822v2>

Submitted on 20 Aug 2019 (v2), last revised 30 Aug 2019 (v3)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

SUDOC
m9423834

INTRO

?



THESE

PRESENTEE PAR

Véronique GARDIEN

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)*

(SPECIALITE: GEOLOGIE)

**EVOLUTIONS P-T ET STRUCTURES ASSOCIEES DANS L'EST
DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS:
UN EXEMPLE DE L'EVOLUTION THERMOMECHANIQUE DE LA
CHAINE PALEOZOIQUE.**

DATE DE SOUTENANCE: 17 Décembre 1990.

COMPOSITION DU JURY MM :

P. Vialon (président)
P. Choukroune (rapporteur)
J. Kornprobst (rapporteur)
A. Autran
J.M. Caron
J.M. Lardeaux
Ph. Matte

THESE PREPAREE AU SEIN DU LABORATOIRE DE PETROLOGIE ET PLANETOLOGIE
STRUCTURALES. ENS. LYON .et UNIVERSITE CLAUDE BERNARD UA, 726.



AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail je tiens tout d'abord à remercier J.M Lardeaux de m'avoir fait confiance et de m'avoir permis de mener à bien cette thèse. Je remercie également J.M Caron, M. Misseri, P. Ledru, A. Autran, G. Courrioux et J. Kornprobst pour les discussions nombreuses et constructives et les corrections qu'ils ont apportées aux différents travaux qui constituent ce mémoire.

Monsieur le professeur P. Vialon a accepté de présider le jury; Messieurs A. Autran, P. Choukroune, J. Kornprobst, Ph. Matte ont bien voulu juger ce travail, qu'ils en soient remerciés.

- A tous les membres du laboratoire de Planétologie et Pétrologie structurales de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon et en particulier à E. Egal, C. Uberty, F. Thoué, J. Bouffette, V. Joanny, G. Chazot, L. Mercier, pour la patience et l'amitié qu'ils m'ont témoignées depuis de nombreuses années;

- Aux chercheurs "de passage", M.I Spalla, L. Benciolini, H.V. Roermund, J. Kotkova et P. Philipot qui ont été des amis et des interlocuteurs scientifiques appréciés, j'exprime ma reconnaissance

L'Université Joseph Fourier de Grenoble (bourse M.R.T), le C.N.R.S (URA 726), l'ENS de Lyon, le BRGM ("projets Velay" 1989 et 1990) et l'INSU (projets DBT 1989 " Failles normales et mécanismes d'extension dans les chaînes" et 1990 "La destruction des chaînes de montagnes : les phénomènes tardi-orogéniques dans la chaîne hercynienne") ont apporté un concours financier à ce travail.

TABLE DES MATIERES

1^{ere} PARTIE

DEFINITION DES NAPPES DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

I L'HISTOIRE OROGENIQUE DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

| | |
|---|----|
| 1) Allochtonie ou autochtonie? Les différentes interprétations..... | 1 |
| 2) Les données récentes..... | 4 |
| a) Définition des nappes | |
| - Les unités épizonales supérieures | |
| - L'unité supérieure des gneiss | |
| - L'unité inférieure des gneiss | |
| - Les complexes autochtones relatifs | |
| - Les unités méridionales d'âge paléozoïque | |
| b) Les grandes périodes orogéniques..... | 8 |
| - La période éo-varisque | |
| - La période médio-varisque | |
| - La période néo-varisque | |
| 3) Les questions qui restent posées..... | 10 |

II LE CHOIX DU SECTEUR D'ETUDE.....12

III L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS: JUXTAPOSITION DE 4 UNITES TECTONIQUES14

| | |
|--|----|
| 1) L'unité supérieure épizonale | |
| 2) L'unité supérieure des gneiss..... | 16 |
| a) Le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais | |
| b) Les séries du Vivarais oriental: un équivalent des Monts du Lyonnais sur la | |
| bordure Est du Velay | |
| + Les associations à grenat-omphacite-amphibole-quartz-disthène | |
| + Les associations à orthopyroxène-grenat-plagioclase-quartz-biotite | |
| + Les associations à ortho-amphibole-grenat-plagioclase- quartz-biotite | |
| + Les associations à grenat-plagioclase-Feldspath potassique-biotite- | |

rutile

c) La synforme de Maclas: nouveaux témoins du métamorphisme de haute pression au Sud du Pilat

3) L'unité inférieure des gneiss.....32

a) Le complexe métamorphique du Mont Pilat

b) Les séries du Vivarais occidental

c) Les unités à la base des séries du Vivarais oriental et de la synforme de Maclas

4) Le dôme du Velay.....35

CONCLUSIONS36

2 eme PARTIE

HISTOIRE EN EPAISSISSEMENT DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

I INTRODUCTION.....39

II LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DES MONTS DU LYONNAIS: DE LA SUBDUCTION A LA COLLISION CONTINENTALE.....40

1) Les péridotites à grenats du Bois des Feuilles: témoins privilégiés de la subduction lithosphérique41

2) Les relations croute/manteau dans les Monts du Lyonnais: un contexte de collision continentale.....48

III LES NOUVEAUX TEMOINS DU METAMORPHISME DE HAUTE-PRESSION DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS.....65

1) Les assemblages éclogitiques des séries du Vivarais oriental.....65

a) Minéralogies des éclogites du Vivarais oriental

b) Evolution paragénétique des éclogites du Vivarais oriental

c) Evolution thermobarométrique des éclogites du Vivarais oriental

2) Les assemblages éclogitiques de la synforme de Maclas.....72

IV L'EPAISSISSEMENT CRUSTAL DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS.....80

1) La subduction lithosphérique

2) La collision continentale.....82

a) Laminations intracontinentales et "uplift" de la nappe à haute pression

b) l'évolution intracontinentale

3^{eme} PARTIE

EVOLUTION POST-EPAISSISEMENT

| | |
|----------------------------|-----------|
| I INTRODUCTION..... | 84 |
|----------------------------|-----------|

| | |
|---|-----------|
| II LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DU MONT PILAT: L'AMINCISSEMENT CRUSTAL TARDI-OROGENIQUE ET LE METAMORPHISME DE BP-HT..... | 85 |
|---|-----------|

- 1) Reliques de grenat et de staurotide dans les séries de haute température du Pilat..87
- 2) Collapse of the thickened Variscan chain.....95
- 3) P-T Paths related to uplift during extensional shearing.106

| | |
|---|------------|
| III ANALYSE TECTONIQUE DE LA PARTIE EST DU VELAY: Les structures liées au diapirisme tardi-orogénique..... | 143 |
|---|------------|

- 1) Les différentes géométries de structures dans les séries du Vivarais
oriental.....143
- 2) Les séries du Vivarais occidental.....154
- 3) Conclusion.....157

| | |
|-----------------------------------|------------|
| CONCLUSIONS GENERALES..... | 163 |
|-----------------------------------|------------|

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION GENERALE

Les chaînes de montagnes sont les témoins des perturbations et des réajustements thermiques et mécaniques aux paléo-limites convergentes des plaques. En reconstituer la genèse nécessite de combiner différentes approches (structurale, minéralogique, thermique et géochronologique,...) en différents secteurs de l'orogène afin de proposer un modèle géodynamique cohérent qui intègre le maximum des contraintes.

Pendant, en pays métamorphique, il est assez rare de pouvoir appliquer toutes ces techniques sur l'ensemble des secteurs. En effet, l'hétérogénéité de la déformation finie et des cinétiques des réactions minéralogiques impliquent de privilégier certains secteurs selon l'événement que l'on veut caractériser. Dans le Massif Central français par exemple sont reconnues depuis 1948 une zone nord très métamorphique et à histoire ancienne reposant sur une zone sud constituée de terrains plus récents moins métamorphiques.

Ce Massif Central a fait l'objet ces dix dernières années d'un effort particulier de synthèse. Des travaux fondamentaux, (Burg et Matte, 1978., Bard et al, 1980., Matte, 1986., Ledru et al, 1989) ont permis une vision moderne et dynamique de la chaîne, mais ont également soulevé de nombreuses questions.

L'objectif de cette thèse est d'étudier, à partir de l'exemple de la bordure Est du Massif Central français, l'évolution thermomécanique de la chaîne varisque. Cette étude s'articulera de la façon suivante:

- Afin de situer la zone étudiée dans son contexte géologique, nous aborderons les grandes lignes de l'évolution du Massif Central français depuis Demay (1942) jusqu'à nos jours: ceci constituera la **1^{ere} PARTIE** de cette thèse. C'est au cours de cette introduction que nous soulèverons les points qui restent encore à éclaircir sur les différentes étapes de l'évolution tectonométamorphique.

- La **2^{eme} PARTIE** de cette thèse sera consacrée aux problèmes liés aux événements les plus anciens de l'orogénèse ; ce sera l'histoire en épaissement de la chaîne. Les stades les plus précoces ayant en partie été gommés par les événements thermiques et tectoniques les plus récents, cette partie sera bien sûr consacrée aux reliques les plus anciennes dans l'ensemble des lithologies.

- Les phénomènes tardifs dans l'histoire d'une chaîne de montagne sont toujours les mieux représentés. Ils s'expriment par des rééquilibrations thermiques et mécaniques post-épaissement dont l'étude fera l'objet de la **3^{eme} PARTIE**.

Chaque partie de cette thèse constitue une étude à part entière avec des conclusions qui leur sont propres. En conséquence, des **CONCLUSIONS GENERALES** concernant l'histoire orogénique de la chaîne Varisque seront résumées en quelques figures synthétiques.

1ère PARTIE

DEFINITION DES NAPPES DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

I L'HISTOIRE OROGENIQUE DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

1 Allochtonie ou autochtonie ? Les différentes interprétations

La notion de nappe dans le Massif Central français a été introduite dès 1948 par Demay dans le premier essai de synthèse structurale réalisé sur cette zone orogénique. En effet, cet auteur décrivant "de vastes plis couchés" (fig. 1) invoqua pour la première fois une "tectonique de style souple". Ainsi, des nappes allochtones reposeraient en discordance sur un substratum autochtone constitué de terrains plus récents, après avoir été déplacées sur plusieurs kilomètres comme par exemple " la nappe de la Margeride, dont le flanc inverse a été charrié d'au moins 50 km". Le déplacement apparent de ces nappes se faisant toujours, comme le note Demay dès 1945, " dirigé du Nord vers le Sud", il en résulte une opposition entre une zone Nord caractérisée par des terrains hercyniens allochtones, et une zone Sud autochtone constituée de terrains plus récents (fig. 2). Dans le même ordre d'idées, le caractère inverse de la zonéographie métamorphique (ensemble de roches de haut grade surmontant des séries de plus bas degré métamorphique) a été mis en évidence très tôt dans le Massif Central (Boule, 1900 ; Demay, 1948 ; Grolhier, 1971). Pour ces auteurs, cela démontre l'existence de grands plis couchés, la zonéographie inverse correspondant au flanc inversé de structures postérieures au métamorphisme (Demay, 1948).

Par la suite, ce qui restera des travaux précurseurs de Demay sera cette opposition Nord/Sud. La notion de nappe sera par contre balayée au profit d'une vision autochtoniste de la chaîne de montagne. En effet, Jung en 1954 (fig. 3) propose d'interpréter le Massif Central français comme un ensemble de roches métamorphiques varisques constituant les chaînes hercyniennes périphériques, moulées sur un noyau arverne, composé de séries cristallophylliennes anté-hercyniennes, voire précambriennes . Ce modèle autochtoniste

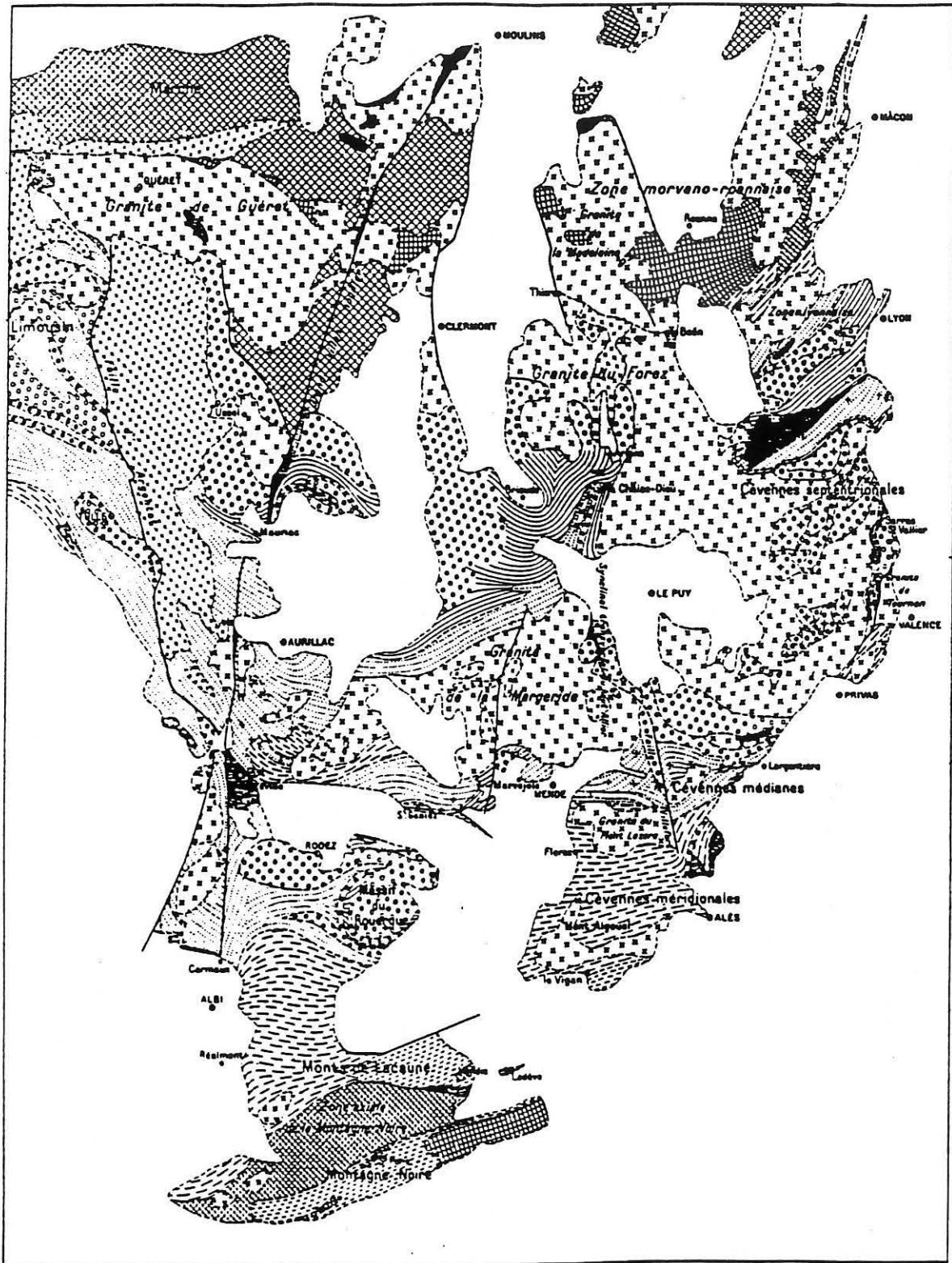


Fig. 2 - Carte géologique des terrains précambriens au Nord et paléozoïques au Sud du Massif Central français (Demay, 1948).

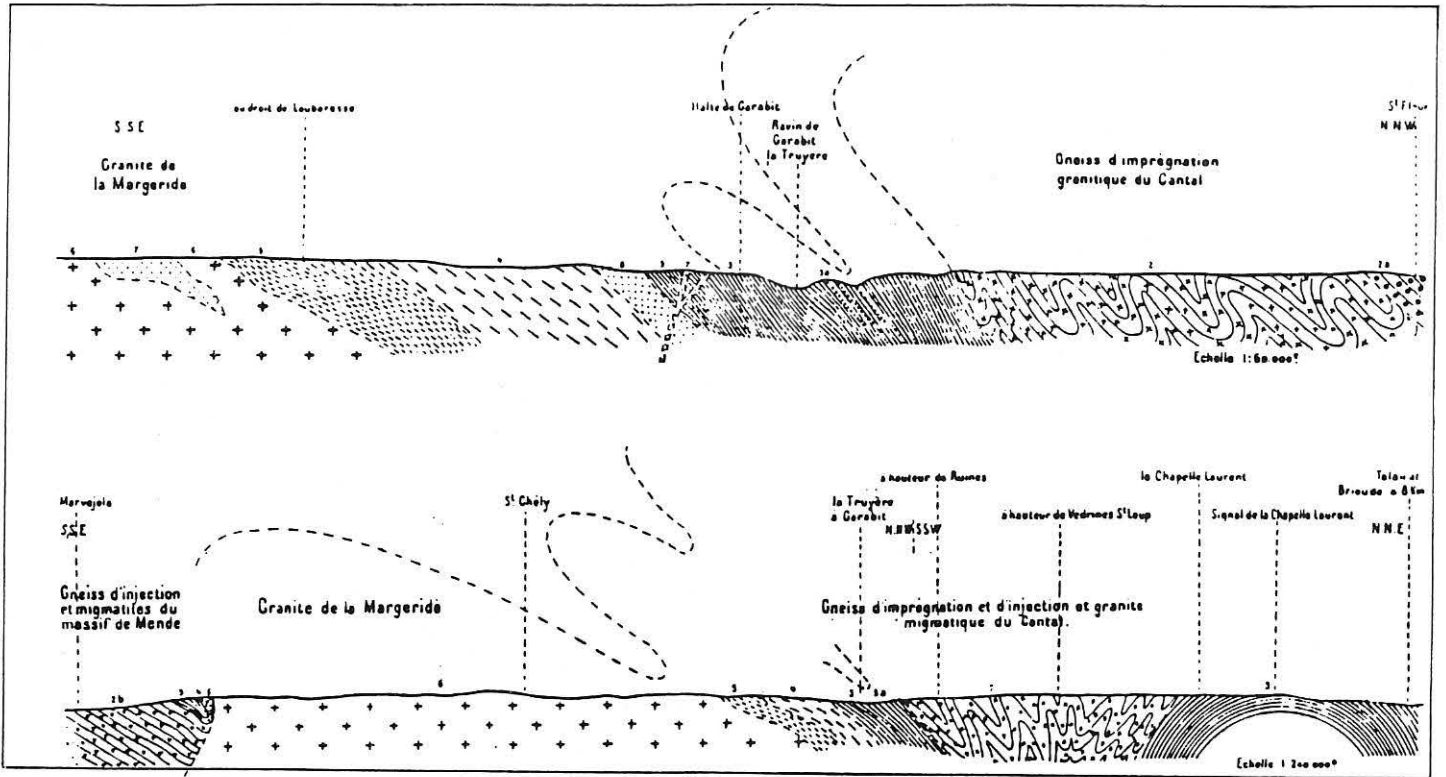


Fig. 1 - Coupe du massif granitique de la Margeride et de la région médiane du Massif Central (d'après Demay, 1942).

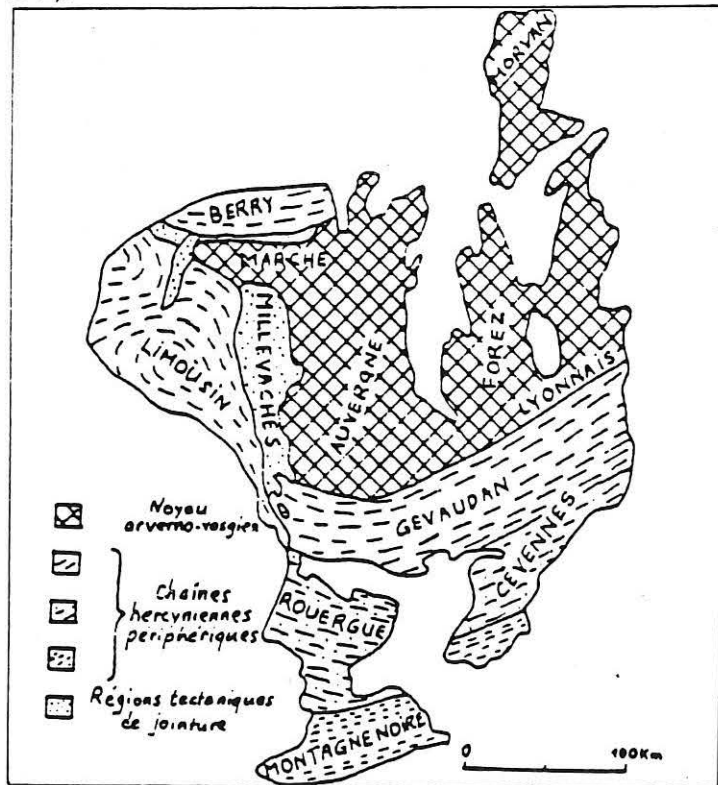


Fig. 3 - Les différents ensembles du Massif Central français (d'après Jung, 1954).

sera repris par différents auteurs (Roques, 1971 ; Chenevoy et Ravier, 1971) dont l'apport principal sera de modifier les limites des secteurs définis par Jung.

Des mesures d'âges réalisées à partir de méthodes isotopiques effectuées sur les séries cristallophylliennes définies par Jung et réputées précambriennes n'ont révélé aucun âge antérieur à 500 Ma (Cantagrel et al., 1978 ; Pin, 1979 ; Pin et Peucat, 1986). Ce résultat est d'une importance capitale puisqu'il implique que l'édification du Massif Central relève d'une évolution mono-orogénique polyphasée appartenant à un seul cycle tectonométamorphique : le cycle varisque.

Dès 1972, Kornprobst et Poulain soulignent une discordance structurale entre les "micaschistes inférieurs" et les "micaschistes supérieurs" dans la région de St Geniez-d'Olt et suggèrent, pour les schistes cévenols, une tectonique et une rétro-morphose distinctes de celle des micaschistes auxquels ils étaient généralement associés. Cette première évocation d'une tectonique tangentielle ne fera pas école immédiatement.

Ce n'est que plusieurs années après que l'importance de la tectonique tangentielle sera remise à l'ordre du jour par les écoles montpelliérainne et lyonnaise. En effet, par analogie avec le modèle himalayen, un "Main Central Thrust" (Mattaer et Etchecopar, 1976) séparant un secteur Nord allochtone transporté sur un secteur Sud autochtone, est défini. De la même façon, Briand (1978) et Briand et Gay (1978) définissent un métamorphisme inverse lié à un chevauchement de type "himalayen" dans la vallée du Lot. La déformation essentiellement hercynienne se caractérise par une schistosité horizontale traduisant le charriage du Nord vers le Sud d'une unité très profonde contenant des reliques de granulites et d'éclogites sur une unité plus superficielle de plus basse pression (Burg et Matte, 1978). Cette zone de suture, matérialisée par le groupe leptyno-amphibolique, transportée lors d'un déplacement de grande ampleur, correspondrait à la trace d'un paléo-océan refermé lors de la convergence de plaques lithosphériques (Matte, 1976 ; Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1978 ; Bard et al., 1980). Bien que le schéma proposé soit encore assez simple, (une unité profonde charriée sur une unité superficielle) l'allochtonie des unités est dorénavant admise.

2 Les données récentes

a) Définition des nappes

Des études pluridisciplinaires prenant en compte les contraintes géochronologiques, pétrologiques et structurales, ont permis d'élaborer des schémas orogéniques qui tous ont dû intégrer les données suivantes.

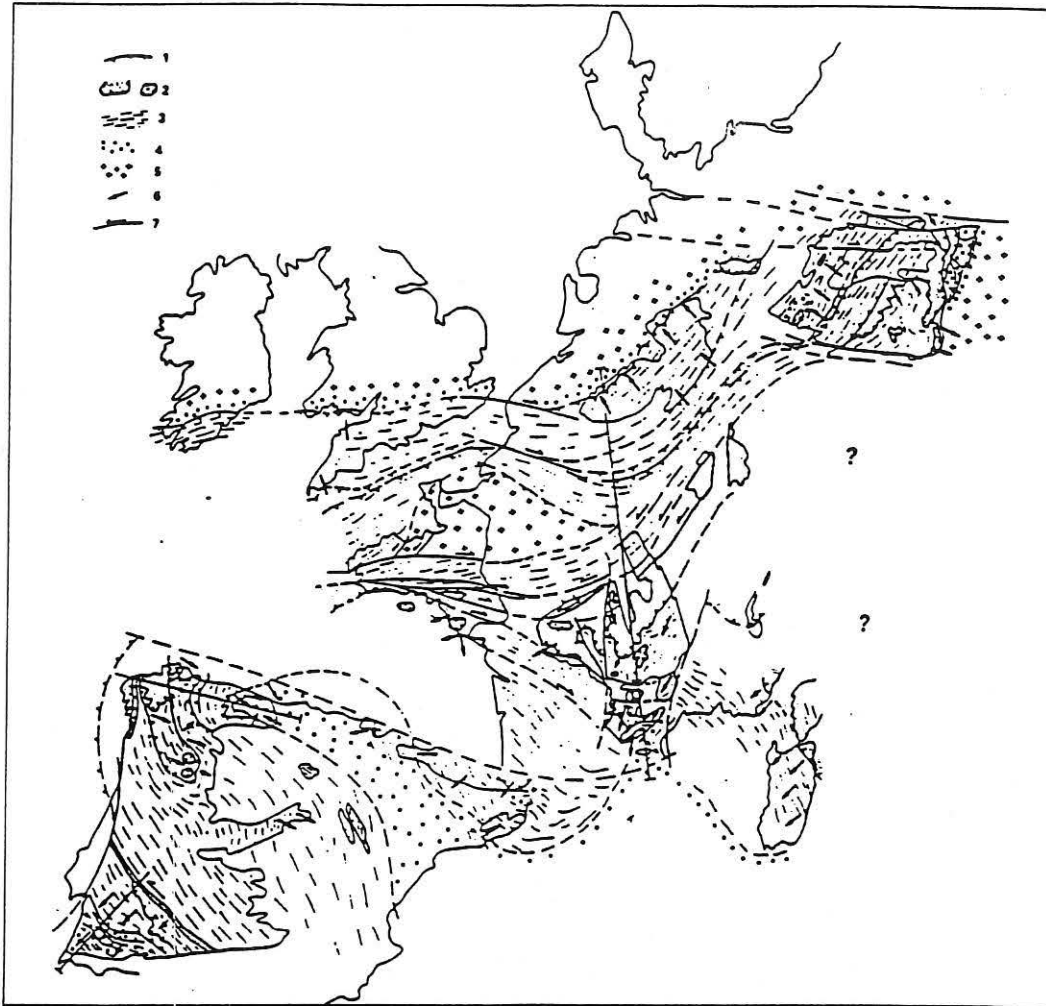


Fig. 4 - Carte structurale schématique de la Chaîne Varisque d'Europe occidentale (Matte, 1986). 1 = principaux chevauchements ; 2 = nappes cristallines internes à foliation horizontale, ophiolites et zones de racine ; 3 = zones déformées à schistosité ardoisière ; 4 = bassins carbonifères externes ; 5 = plateforme sans déformation varisque ; 6 = sens de déplacement des nappes ; 7 = failles décrochantes ductiles.

- Il existe une période distensive au Cambro-Ordovicien datée entre 500 et 470 Ma (âges des protolithes des roches métamorphiques).

- L'évolution orogénique du Massif Central s'est déroulée entre 450 Ma et 300 Ma, elle se rapporte donc au cycle Varisque.

- Il existe un stade précoce de haute pression (Coffrant et Piboule, 1971 ; Davoine, 1975 ; Nicollet, 1977 ; Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Briand et Piboule, 1979 ; Forestier et Touret, 1980 ; Blanc, 1981 ; Santallier, 1981 ; Dufour, 1982 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Dufour et al., 1985) interprété en termes de subduction ou de collision (Bard et al., 1980).

- Des zones mylonitiques séparent des unités à histoires métamorphiques et structurales différentes démontrant l'existence d'une tectonique tangentielle importante en contexte de collision continentale.

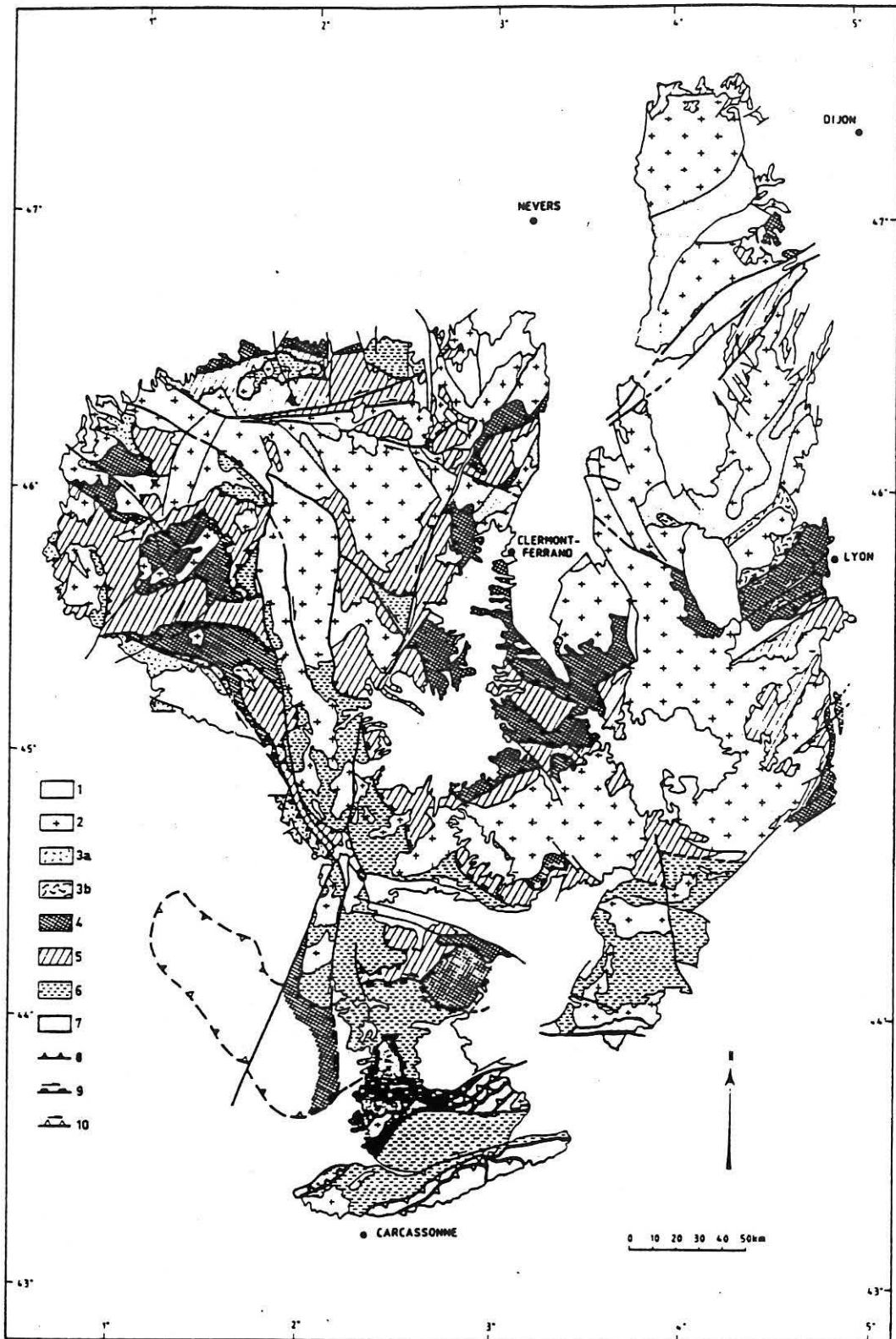


Fig. 5 - Carte schématique des principales nappes du Massif Central français. (Ledru et al., 1989). 1 = dépôts viséens ; 2 = massifs granitiques indifférenciés ; 3a = unités de Thiviers Payzac et de Génis, 3b = unité de la Brévenne ; 4 = unité supérieure des gneiss ; 5 = unité inférieure des gneiss ; 6 = complexes autochtones relatifs ; 7 = unités méridionales d'âge paléozoïque ; 8 = chevauchements (370-390 Ma) ; 9 = chevauchements et décrochements (350-320 Ma) ; 10 = chevauchements et décrochements (320+-10 Ma).

- Les granites les plus anciens sont datés entre 380 et 360 Ma. Ils sont produits en contexte de collision continentale et ils sont largement postérieurs à l'événement de haute pression (Berthier et al., 1979 ; Mezure, 1981 ; Duthou et al., 1984).

- Il existe une anomalie thermique tardi-orogénique à l'origine des granulites de basse pression (Pin et Vielzeuf, 1983) et des dômes granitiques ou granito-gneissiques.

Sur la base de ces données nouvelles, le Massif Central français, appartenant à la chaîne varisque d'Europe occidentale, est interprété comme résultant de l'affrontement de deux blocs (fig. 4), les blocs laurasien au Nord et gondwanien au Sud (Matte, 1986) qui a notablement épaissi la lithosphère, en particulier dans la partie interne de la chaîne (Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1983).

Le modèle himalayen à 2 unités proposé antérieurement (Burg et Matte, 1978), dans lequel une unité profonde de haut degré métamorphique est charriée sur une unité superficielle moins métamorphique subissant un métamorphisme inverse est abandonné au profit d'un schéma plus complexe à 5 unités (Ledru et al., 1989). En effet, en différents secteurs du Massif Central des empilements d'unités ont été reconnus. Des caractéristiques communes entre les formations de ces différents secteurs ont été mises en évidence (fig. 5) permettant ainsi de définir des nappes ou complexes de nappes à l'échelle du Massif Central. Sur la base de leur contenu lithologique, de leur évolution tectonométamorphique et des données géochronologiques disponibles (Ledru et al., 1989), on distingue les unités suivantes.

- Les unités épizonales supérieures : elles occupent la position la plus élevée dans la pile lithotectonique et consistent en des séries à affinités ophiolitiques, peu métamorphiques (épizone). Ces unités sont d'extension géographique limitée on ne les rencontre qu'aux extrêmes Est et Ouest du Massif Central (fig. 5) elles reposent par un contact tectonique (granites mylonitiques) sur les séries de l'unité supérieure des gneiss.

- L'unité supérieure des gneiss : cette unité para-dérivée (métapélites, métagrauwackes) et orthodérivée (métagranites, métarhyolites, metabasaltes), correspond à la nappe d'origine la plus profonde dans le Massif Central. Elle se distingue par l'abondance des reliques métamorphiques de haute pression (éclogites, granulites acides et basiques) emballées dans des termes ortho et para-dérivés localement migmatitiques, et par la présence d'un groupe leptyno-amphibolique (Santallier et al., 1988) localisé à sa base. La rééquilibration tectonométamorphique de cette nappe se fait sous les conditions du faciès amphibolite, contemporaines de la phase de déformation majeure. Du point de vue géographique, cette nappe s'étend d'Est en Ouest dans la zone médiane du Massif Central (fig. 5).

- L'unité inférieure des gneiss : elle représente l'autochtone relatif de l'unité supérieure des gneiss. Le contact anormal qui l'en sépare est le plus souvent matérialisé par un horizon mylonitique. Cette unité est constituée de métapélites et de métagrauwackes; les reliques de haute pression y sont très rares, voire absentes. Le métamorphisme de basse à moyenne pression-haute température qui affecte l'unité inférieure des gneiss est parfois interprété en terme de rétromorphose comme c'est le cas dans le Pilat. Un métamorphisme inverse dû à la mise en place de l'unité supérieure des gneiss sur l'unité inférieure des gneiss a également été reconnu, par exemple dans le Haut-Allier (Burg et al., 1984). L'extension géographique de cette nappe se cale en partie sur la répartition de l'unité supérieure des gneiss (fig. 5).

- Les complexes autochtones relatifs : présents plus particulièrement au Sud du Massif Central (fig. 5), ils sont localisés à la base des piles de nappes et sont interprétés comme le soubassement sur lequel les séries métamorphiques précédentes se mettent en place (Ledru et al., 1989).

Le métamorphisme qui affecte ces ensembles est souvent de faible intensité; cependant des zones à métamorphisme inverse y sont parfois décrites comme c'est le cas dans la Châtaigneraie ou le Rouergue. .

- Les unités méridionales d'âge paléozoïque : essentiellement localisés au Sud du Massif Central (fig. 5), ces ensembles grésopélitiques et carbonatés datés du Cambro-Silurien et Cambro-Namurien (Egel et al., 1980) sont affectés par un métamorphisme de très faible degré (anchi à épizone).

b) Les grandes périodes orogéniques

La géométrie actuelle du Massif Central résulte d'une histoire complexe qui s'étend sur plus de 150 Ma (fig. 6).

En effet, les différents auteurs (Pin et Peucat, 1986 ; Ledru et al., 1989) s'accordent pour reconnaître 3 grandes périodes .

- La période éo-varisque (450-400 Ma)

Les assemblages relictuels décrits dans l'unité supérieure des gneiss témoignent d'un stade précoce de haute pression (Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977 ; Kornprobst et al., 1980 ; Pin et al., 1983 ; Pin et Vielzeuf, 1988). Les âges obtenus à partir de ces assemblages en différents points du Massif Central sont : 450 Ma dans le Lyonnais (Duthou

et al., 1981 ; Dufour et al., 1983) ; 420 Ma dans le Haut-Allier (Ducrot et al., 1983) ; 415 Ma dans le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Pin, 1979). Cet événement métamorphique majeur de haute pression est interprété en terme d'enfouissement maximum de portions de lithosphères, calé à 420+/- 10 Ma (Pin et Peucat, 1986).

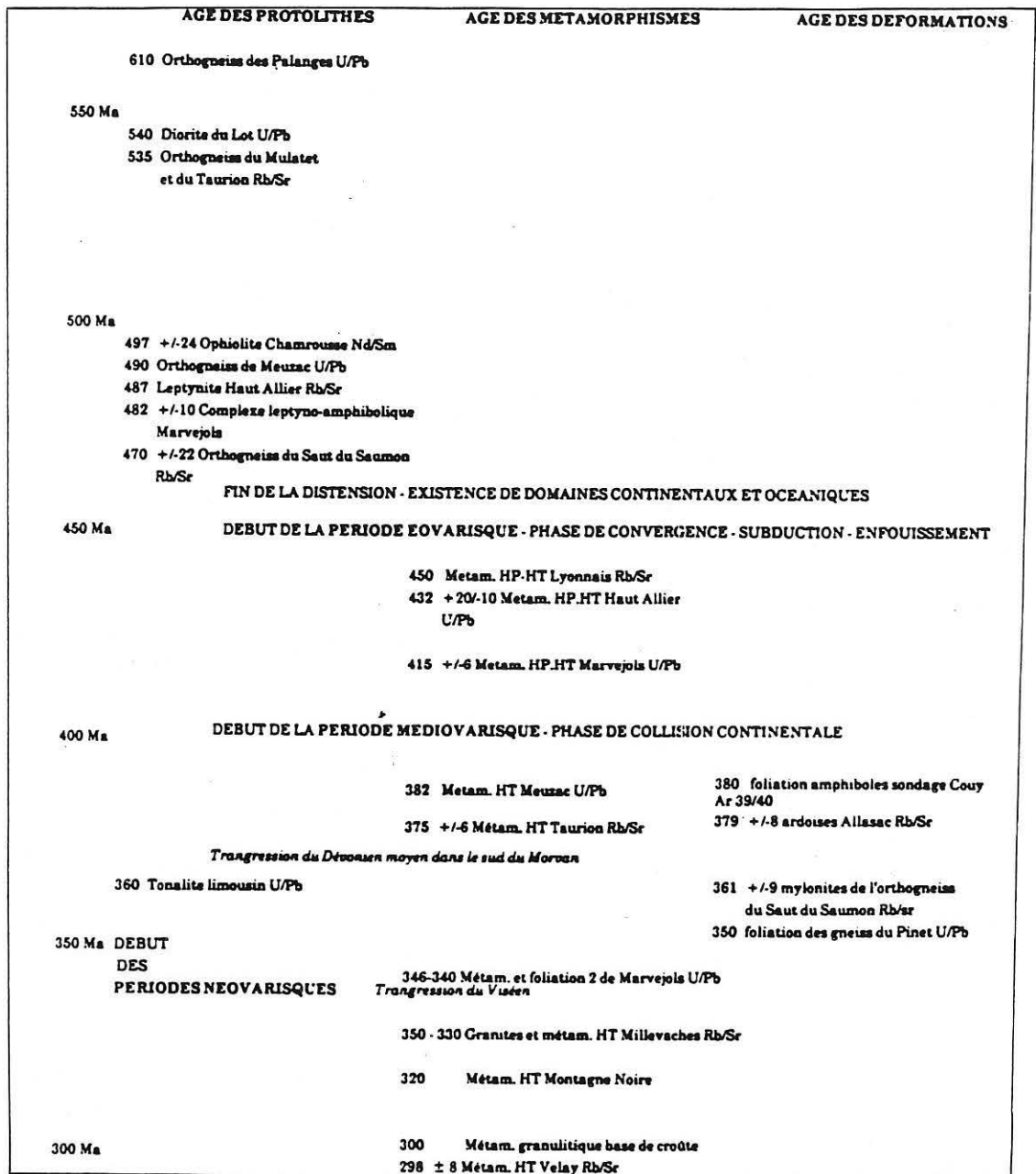


Fig. 6 - Les principaux repères orogéniques dans l'évolution du Massif Central français, (Ledru et al., 1989).

- La période médio-varisque (400-340 Ma)

Le stade précoce de haute pression est suivi d'une rétro-morphose en faciès amphibolite qui correspond à la remontée du bâti et s'accompagne de déformations

pénétratives. Les âges obtenus sur les minéraux impliqués dans ces structures sont : 380 Ma dans le sondage de Couy (Costa et Maluski, 1988). Les événements les plus tardifs rapportés à cette période sont datés à 361+/- 9 Ma dans les mylonites du granite du Saut du Saumont (Bernard-Griffiths, 1975) ; 340-346 Ma à Marvejols (Pin, 1979) ; 350 Ma dans l'orthogneiss du Pinet (Pin, 1981). Cette période médio-varisque correspond à la mise en place des nappes en régime de collision (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Matte et Burg, 1978 ; Burg, 1983 ; Brun et Burg, 1983 ; Matte, 1986).

- La période néo-varisque (350-280 Ma)

Le néo-varisque 1 (350-320 Ma)

Au cours de cette période, la déformation se localise dans de grands couloirs de cisaillement orientés Est-Ouest et pour la plupart contemporains de la mise en place de granites syn-tectoniques comme par exemple celui de la Brévenne (Feybesse et al., 1988) ou de la Marche-Combraille (Lerouge et al., 1983).

Le néo-varisque 2 (330-280 Ma)

Cette période se caractérise par la mise en place de grands dômes anatectiques localisés à la base de l'unité inférieure des gneiss et datés à 320 Ma dans la Montagne Noire (Hamet, 1975), 298+/- 8 Ma dans le Velay (Caen-Vachette et al., 1982 ; Pitiot, 1984). C'est également à cette période que fonctionnent de grands accidents décrochants dextres comme le sillon houiller (Feybesse, 1981 ; Belin, 1983) et que s'ouvrent les bassins en transtension du Westphalien au Stéphaniens (Bonijoly et Castaing, 1984). On note également le rejeu sénestre de certains décrochements de la période néovarisque 1 comme par exemple celui de la bordure nord du massif de la Marche-Combraille.

3 Quelques questions qui restent posées

Les travaux récents évoqués ci-dessus montrent que les différents auteurs sont en accord sur les grandes lignes pour proposer un schéma orogénique évolutif à l'échelle du Massif Central français. Cependant, il reste des points de discussion et de désaccord.

- Doit-on interpréter les roches basiques et ultrabasiques comme des portions d'ophiolites démembrées ? En d'autres termes, l'océanisation a-t-elle eu lieu ? Si oui, quelle était la largeur du ou des océans ?

- Une subduction à l'échelle lithosphérique a-t-elle eu lieu au début de l'histoire orogénique ? Si oui, quels en sont les témoins pétrologiques et structuraux ? Pour certains auteurs, les éclogites sont les témoins d'une telle subduction (Ledru et al., 1989). Cependant, l'exemple alpin montre que de telles roches peuvent avoir été formées en régime de collision continentale (Lardeaux et al., 1982 ; Caron, 1984 ; Pequignot, 1984 ; Ballèvre, 1986). A ce point de la discussion, il convient donc d'établir les évolutions pétrologiques précoces à la fois dans les roches mantelliques et crustales et, de s'interroger sur l'existence d'un stade de haute pression dans les péridotites.

- Quelle est la signification des associations croûte-manteau présentes dans l'unité supérieure des gneiss ? S'agit-il comme cela a été démontré dans les Pyrénées ou dans les cordillères bético-rifaines, de la trace d'un "paléomoho" mis à l'affleurement à la faveur d'une distension lithosphérique (Kornprobst et Vielzeuf, 1984) ? Peut-on expliquer la mise en place de telles associations dans un contexte autre que le contexte distensif ? Par exemple un contexte de collision continentale .

- Comment interpréter les séries de basse-pression/haute-température reconnues dans l'unité inférieure des gneiss ? Dans quel contexte tectonique se développent-elles ?

- Des phénomènes d'amincissement tardi-orogéniques ont été décrits dans de nombreux segments de chaînes de montagnes comme par exemple dans les Pyrénées (Passchier, 1984), dans les Basin and Range (Frost et Martin, 1982 ; Davis, 1983 ; Reynolds et Spencer, 1985 ; Malavieille, 1987), en Norvège (Mc Clay et al., 1985 ; Norton, 1986 ; Chauvet et Seranne, 1988). Récemment, de tels phénomènes ont été signalés en Corse (Egal, 1989) et dans le Massif Central (Mattauer et al., 1988 ; Guihot, 1988). On peut donc s'interroger sur l'ampleur de ces phénomènes post-collisionnels ainsi que sur la capacité des zones distensives à remonter les unités métamorphiques profondes.

- D'autres phénomènes tardi-orogéniques ont été signalés, comme par exemple la genèse des granites post-collisionnels présents au cœur des orogènes. Dans le Massif Central français, la genèse de grands dômes granito-migmatitiques tels que : Millevaches (Monier, 1980), Montagne Noire (Hamet, 1975), Velay (Caen-Vachette et al., 1981 ; Didier et Dupraz, 1985), est largement débattue. De même, leur influence sur l'architecture (géométrie) du Massif Central est encore peu connue (Lameyre, 1981).

Répondre à tout ou partie de ces questions nécessite une approche pluridisciplinaire (structurale, pétrologique, thermodynamique) qui intègre les données géochronologiques disponibles dans la littérature. C'est ce type d'approche que j'ai choisi de développer dans l'Est du Massif Central français.

II LE CHOIX DU SECTEUR D'ETUDE

Le secteur de la chaîne varisque d'Europe occidentale dont l'étude détaillée fait l'objet de cette thèse, est localisé sur la bordure Est du Massif Central. Il est limité par la Brévenne au Nord, par les Cévennes au Sud, par la vallée du Rhône à l'Est et par les séries du Vivarais occidental à l'Ouest (fig. 7). Les raisons qui ont motivé ce choix sont de différentes natures. Tout d'abord, la bibliographie montre que l'Ouest avec le Limousin (Floc'h, 1983 ; Guillot et al., 1983 ; Girardeau et al., 1986 ; Ledru et Autran, 1987) et le centre avec le Haut-Allier (Burg et Matte, 1978) sont les deux zones du Massif Central où il y a eu des tentatives de synthèse. En revanche, bien que les conditions d'affleurement soient particulièrement bonnes, l'Est du Massif Central restait peu connu.

De plus, le cadre géochronologique est bien contraint dans ce secteur par des travaux publiés ou en cours de publication (Gay et al., 1981 ; Caen Vachette et al., 1982 ; Dufour et al., 1983 ; Pitiot, 1984 ; Costa, 1989).

Enfin il semble qu'il existe dans l'Est du Massif Central un télescopage des différents événements qui ont présidé à l'évolution de la chaîne. C'est donc un secteur de choix où la construction de différentes histoires P-T-t peut, en liaison avec le dénombrement des structures associées, permettre de contraindre l'évolution thermomécanique de ce segment orogénique.

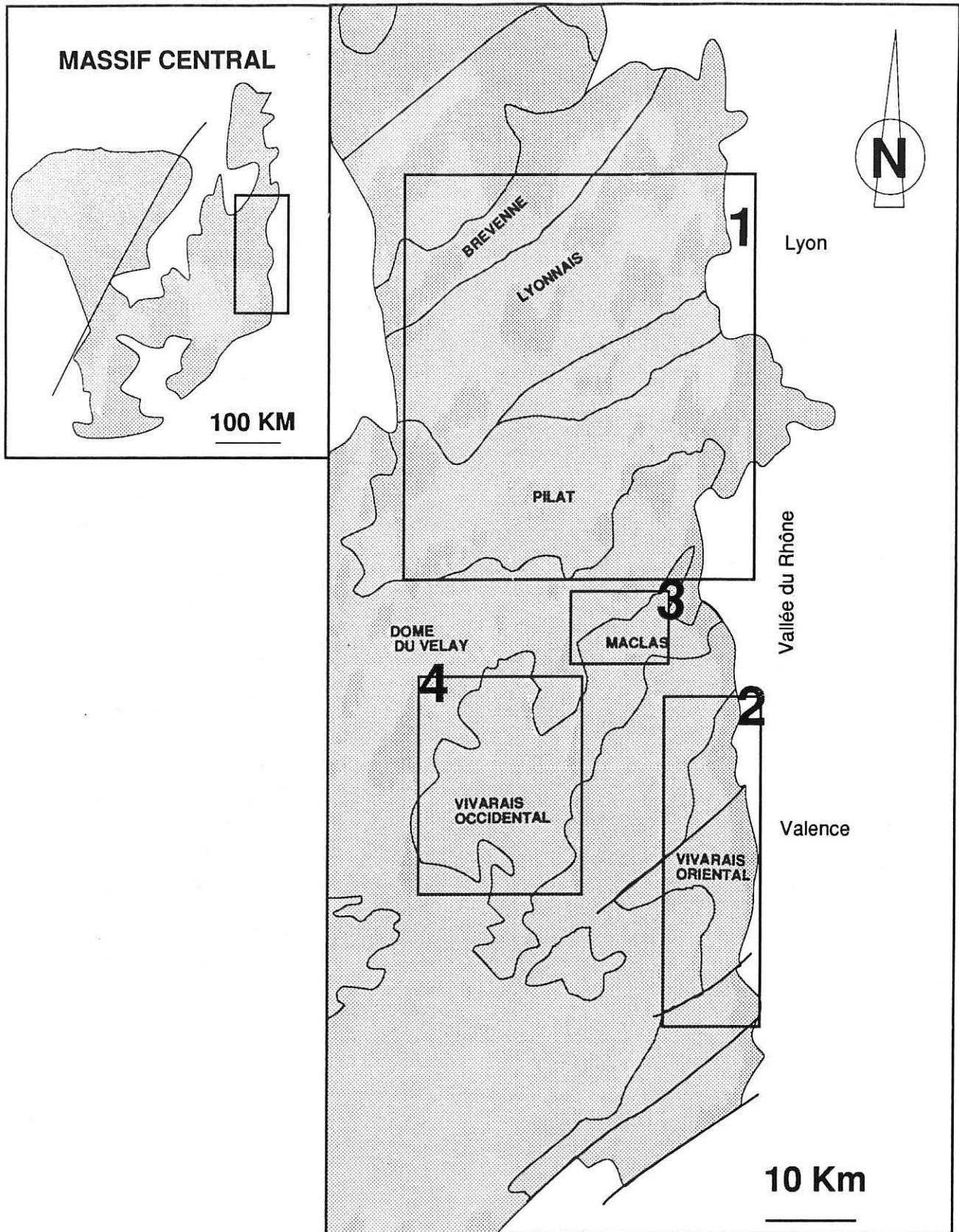


Fig. 7 - Localisation géographique du secteur étudié ; 1 = Brévenne, Lyonnais, Pilat ; 2 = séries du Vivarais oriental ; 3 = séries de Maclas ; 4 = séries du Vivarais occidental.

III L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS : JUXTAPOSITION DE 4 UNITES TECTONIQUES

Comme je l'ai évoqué précédemment, la distinction entre les différentes nappes du Massif Central est faite sur la base de plusieurs critères qui sont : le contenu lithologique des séries, leurs évolutions métamorphiques et structurales, les contraintes géochronologiques. C'est à partir de ces caractéristiques que l'on a déjà reconnu dans l'Est du Massif Central français différentes unités (Ledru et al., 1989). En effet, il est clair que les contenus lithologiques et les évolutions métamorphiques des séries de la Brévenne, des Monts du Lyonnais et du Mont Pilat sont contrastés (Peterlongo, 1960 ; Chenevoy, 1968 ; Dufour, 1985 ; Lardeaux, 1989) et, justifient la notion d'empilement de nappes dans l'Est du Massif Central Français. Dans ce qui suit, à partir des données de la littérature et des observations qui ont été faites au cours de cette étude, une nouvelle définition des limites pour les différentes unités est proposée. Un nouveau schéma structural de l'Est du Massif Central français sera présenté sous forme de conclusion à cette première partie.

1) L'unité supérieure épizonale

La série de la Brévenne (fig. 7, cadre 1) consiste en un ensemble de roches métamorphiques d'origines volcaniques et hypovolcaniques effusives (Peterlongo, 1960 ; Fonteilles, 1968) associées à de faibles quantités de méta-sédiments pélitiques et à des méta-pyroclastites. Des pillow-lavas déformés permettent de retrouver la polarité de la séquence. Du point de vue chimique, ces formations montrent une tendance fortement basaltique ou rhyodacitique à caractère spilitique et kératophyrique, caractérisant une source bimodale tholéiitique (Durand, 1981 ; Piboule et al., 1982).

Du point de vue structural, l'ensemble des formations montre une fabrique de forme plano-linéaire ($S > L$) qui résulte de l'acquisition d'un plan de foliation (S_1) et d'une

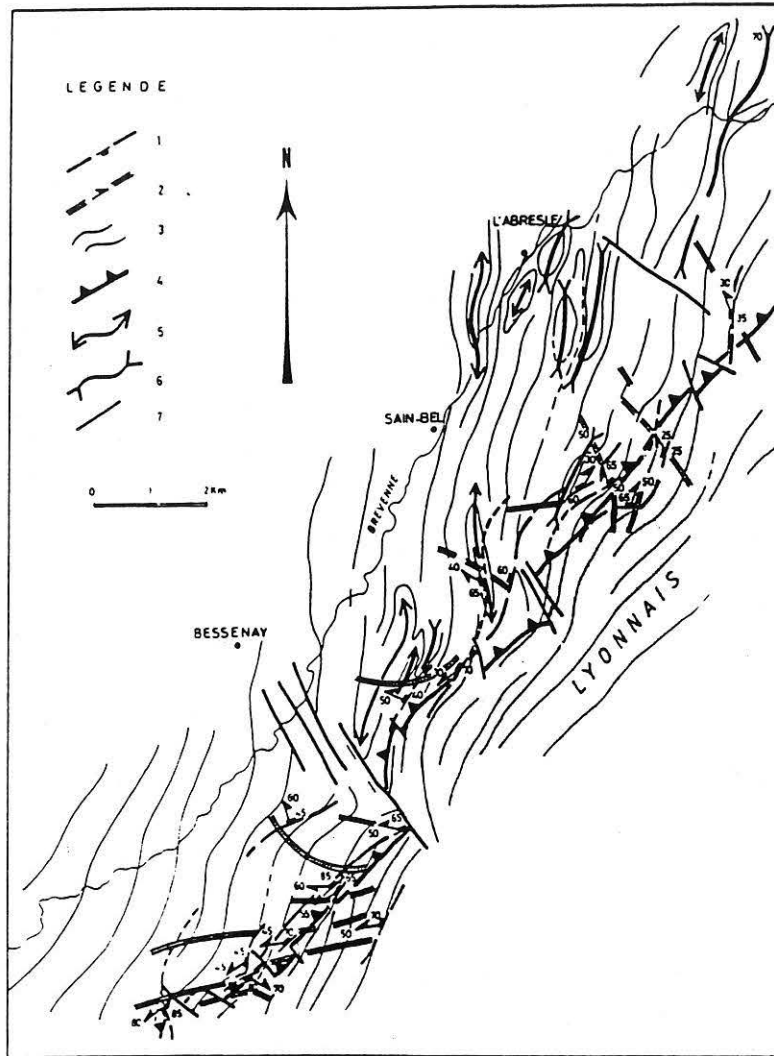


Fig. 8 - Trajectoires de la déformation finie dans la série de la Brévenne. 1 = bandes de cisaillement (C et C') ; 2 = trajectoires de linéation d'étirement ; 3 = trajectoires de foliation ; 4 = décrochevauchement ; 5-6 = plis dans la Brévenne (5 = antiforme, 6 = synforme) ; 7 = failles. (Feybesse et al., 1988).

linéation d'étirement (L_1). Ce premier épisode de déformation correspond à la transposition tectonique d'une surface lithologique (S_0). La surface S_1 est reprise par une deuxième génération de structure qui s'exprime sous la forme de plis plus ou moins fermés et associés à une schistosité S_2 plan axial des plis P_2 . La foliation composite S_{1-2} est régionalement orientée $N20$ (fig. 8) ; cependant, au niveau de la zone de contact entre la Brévenne et le Lyonnais les trajectoires de foliation sont réorientées $N50$. Cette réorientation de la foliation s'accompagne d'une augmentation de la déformation finie et d'un changement structural. En effet, dans cette zone, les roches présentent une fabrique linéo-planaire ($L > S$). Les structures linéaires correspondent à des linéations d'étirement et sont portées par des

bandes de cisaillement (C et C') particulièrement visibles dans cette zone (Feybesse et al., 1988 ; Wickert, 1989).

Le métamorphisme régional qui affecte la Brévenne se fait dans les conditions du faciès des "schistes verts". Les paragenèses métamorphiques sont : albite + quartz + chlorite + épidote dans les roches acides et albite + actinote + chlorite + épidote + sphène dans les metabasites. Les conditions de pression et de température estimées sont de 3 kbar pour 350-400°C (Lardeaux, 1989).

La série de la Brévenne repose par un contact anormal sur les séries des Monts du Lyonnais. Le contact est souligné par un granite syncinématique (Feybesse et al., 1988) daté entre 332 +/- 10 Ma (Gay et al., 1981) et 340-345 Ma par Ar 39/40 (Costa). Des critères de cisaillement, cohérents avec un sens de déplacement vers le Nord-Est (Feybesse et al., 1988), indiquent que le contact Brévenne/Lyonnais est de type décro-chevauchement.

Le contenu lithologique, l'évolution métamorphique et la situation structurale de la Brévenne font de celle-ci une nappe qui appartient aux *unités épizonales supérieures*.

2) L'unité supérieure des gneiss

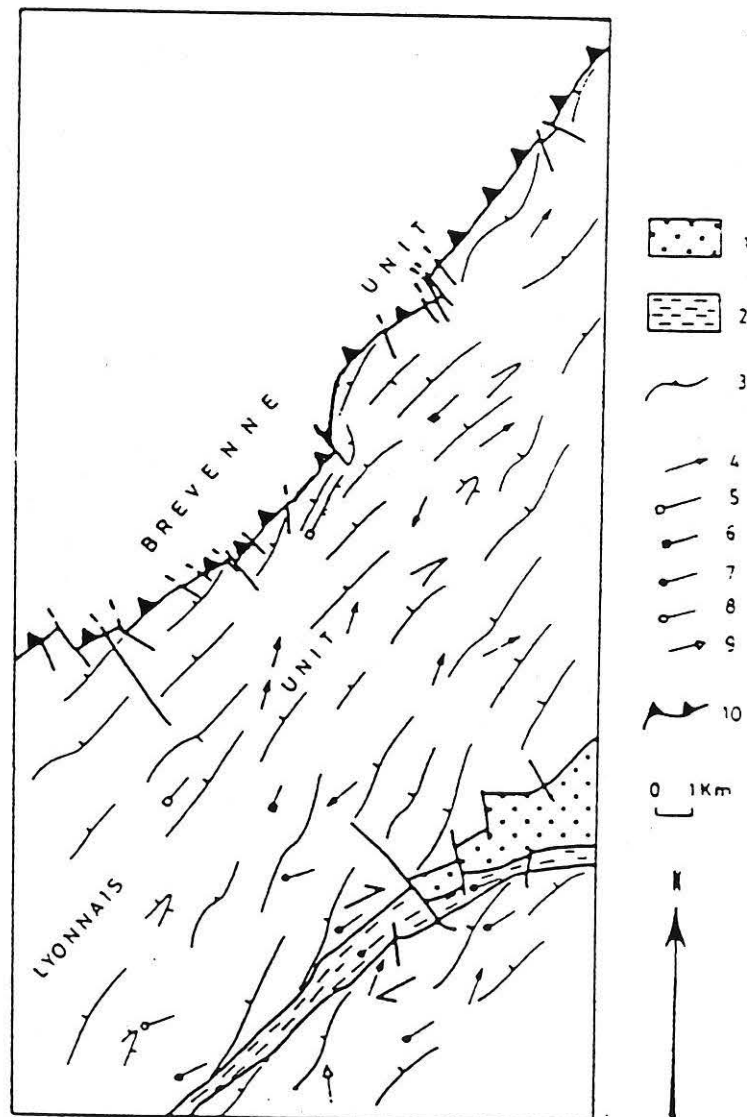
a) Le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais

Les formations métamorphiques lyonnaises (fig. 7, cadre 1) sont constituées d'orthogneiss et de paragneiss équilibrés dans les conditions du faciès amphibolite contenant des lentilles de roches de haute pression. Les orthogneiss localisés dans la partie nord des Monts du Lyonnais, dérivent de granites calcoalcalins (Dufour, 1982). L'hétérogénéité de la déformation conduit à la juxtaposition de zones lenticulaires peu déformées (gneiss ocellés) et de zones fortement déformées (gneiss rubanés). De plus, une remobilisation anatectique se surimpose à la foliation donnant localement des gneiss migmatitiques (Lardeaux et Dufour, 1987). Les reliques lenticulaires catazonales sont représentées par des granulites acides et basiques et des éclogites largement amphibolitisées (Lasnier, 1968; Blanc, 1981 ; Dufour, 1982, 1985 ; Lardeaux et al., 1989). La partie Sud des Monts du Lyonnais est constituée de termes paradérivés (métagrauwackes et métapélites) dans lesquelles sont emballées des éclogites et des roches ultramafiques (Blanc, 1981). On reconnaît également à la base de cette unité un complexe leptyno-amphibolique, la bande de Riverie orientée N60 parallèlement à la foliation régionale (Peterlongo, 1960 ; Blanc, 1981) (fig. 9a).

La structure majeure qui affecte ces formations est représentée par une foliation régionale orientée NE-SW pentée très fortement vers le NW (fig. 9b et 10). Ce débit principal S_1 est associée à des plis isoclinaux décimétriques déracinés (Lardeaux et Dufour, 1987). La foliation majeure porte une linéation d'étirement, soulignée par de la biotite, de la sillimanite et des rubans quartzo-feldspathiques L_1 , orientée N40-N60 et pentée vers le N-E. Cette foliation régionale est ensuite reprise par des générations successives de structures plicatives (fig. 11) qui sont à l'origine (Lardeaux et Dufour, 1987) :

- de plis isoclinaux P2 à charnières plus ou moins arrondies et associés à une schistosité S2 plan axial ;
- de plis en chevrons P3 dont les axes varient en direction entre N50 et N140, associés à des structures décrochantes dextres ;
- de grandes ondulations P4 associées à des kink-bands

Fig. 10 - Carte schématique montrant les figures de superposition dans les Monts du Lyonnais (Lardeaux et Dufour, 1987). 1= granite non déformé, 2=granite syntectonique déformé, 3= plan de foliation, 4= linéation L1, 5= axe des plis P2, 6= linéation L2, 7= linéation L3, 8= axe des plis P3, 9= linéation Lx précoce, 10= décrochevauchement.



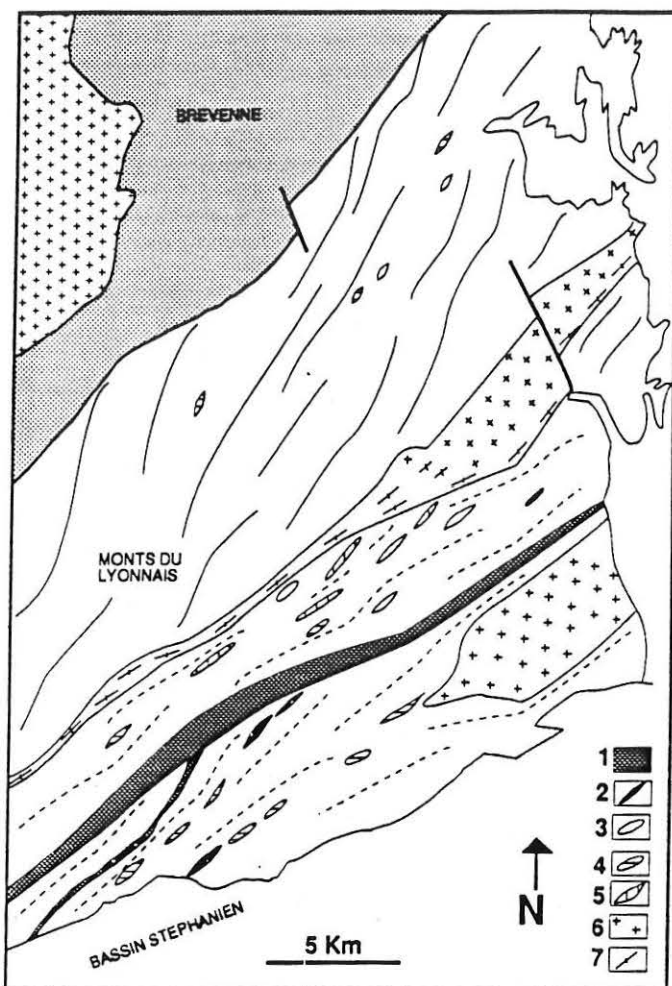


Fig. 9a - Carte lithologique des Monts du Lyonnais. 1= amphibolites de la bande de Riverie ; 2= lentilles de péridotites ; 3= lentilles d'éclogites ; 4= granulites basiques ; 5= granulites acides ; 6= granite non déformé ; 7= granite déformé ; traits continus = orthogneiss ; traits pointillés = paragneiss (Lardeaux, 1989).

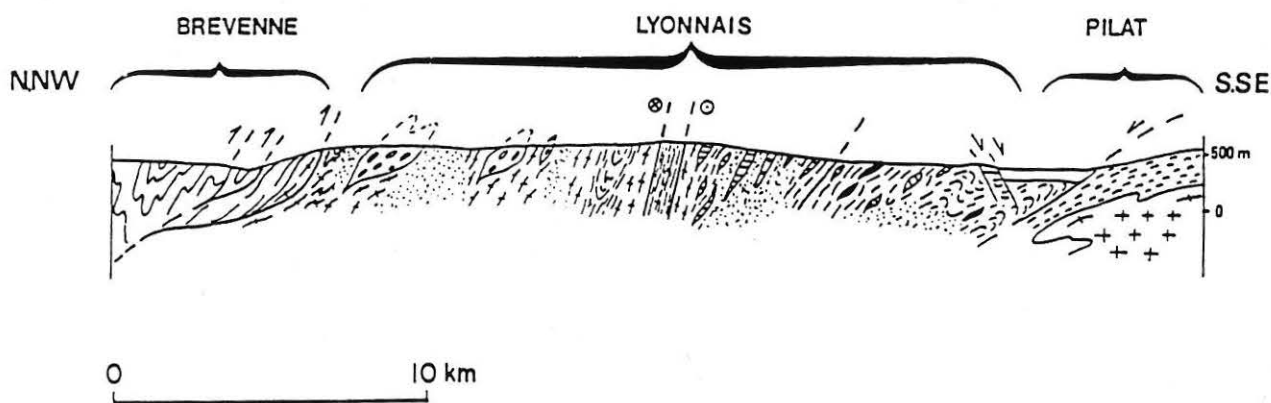


Fig. 9b - Coupe schématique à travers la Brévenne, le Lyonnais et le Pilat. Noter les granites syncinématiques qui jalonnent le contact Lyonnais/Brévenne et le décrochement dextre intra-lyonnais, ainsi que la saute structurale entre le Pilat et le Lyonnais (Gardien et al., 1990)

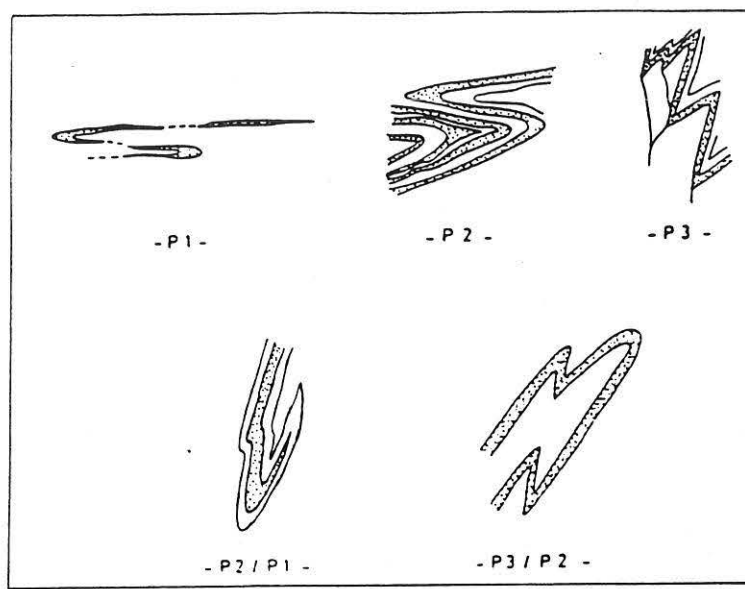


Fig. 11 - Structures mésostructurales dans les gneiss du Lyonnais. Principaux styles de plis et figures de superposition (Lardeaux, 1989).

L'évolution métamorphique des formations localisées dans la partie Nord des Monts du Lyonnais (fig. 12) se caractérise par un stade précoce (stade A) de haute pression et haute température (éohercynien) décelable dans les reliques métamorphiques (granulites et éclogites) préservées de l'anatexis (Dufour et al., 1985 ; Lardeaux et al., 1989). La rééquilibration tectonométamorphique qui s'ensuit montre une décroissance de la pression d'un stade barrovien (moyenne pression) vers un stade de basse pression plus ou moins anatectique qui correspondent aux stades B et C de la figure 12.

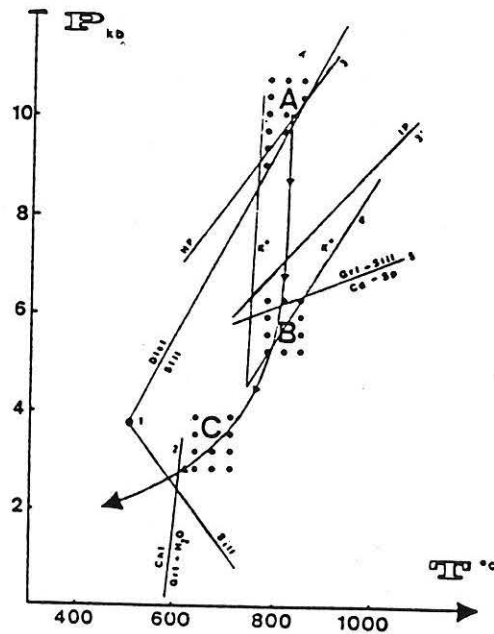


Fig. 12 - Evolution métamorphique des granulites acides des Monts du Lyonnais (Lardeaux et al., 1989). A, B et C correspondent aux associations minérales successives.

En résumé, le contenu lithologique, la présence de reliques pétrologiques et structurales de haute pression ainsi que les âges éo-varisques et médio-varisques obtenus dans les Monts du Lyonnais impliquent que ceux-ci soient rattachés à l'unité supérieure des gneiss.

b) Les séries du Vivarais oriental : un équivalent des Monts du Lyonnais sur la bordure Est du Velay

Depuis de nombreuses années les séries du Vivarais oriental sont reconnues comme l'équivalent lithologique des Monts du Lyonnais (Chenevoy et Ravier, 1971 ; Chenevoy, 1977). Les séries du Vivarais oriental forment une bande de 60 Km de long et 4 km de large entre Sarras et Valence. Elles sont localisées sur la bordure orientale du Massif Central français, limitées à l'Est par la vallée du Rhône et à l'Ouest par le domaine vellave (fig. 7, cadre 2).

Du point de vue lithologique, on reconnaît les ensembles suivants (Chenevoy et al., 1974).

- des paragneiss à sillimanite et biotite qui forment la majeure partie des séries métamorphiques de ce secteur. Ils contiennent des lambeaux d'un Complexe Leptyno-Amphibolique. Ces gneiss sont constitués de quartz, d'oligoclase, d'orthose, de biotite, de sillimanite, de grenat almandin, de staurotide et de disthène.

- un groupe leptyno-amphibolique qui comprend une alternance (millimétrique à centrimétrique) d'une part de roches claires constituées de quartz, d'orthose, d'oligoclase, de grenat et de biotite, d'autre part d'amphibolites foliées constituées de hornblende verte, d'oligoclase, de quartz, de sphène, de calcite et d'épidote, d'apatite, d'ilménite, de pyrite, pyrrothine et biotite sporadique. Dans la partie Sud des séries, le groupe leptyno-amphibolique est associé à un orthogneiss dont la puissance peut atteindre 50 à 100 m. Les structures pénétratives de cet orthogneiss sont concordantes avec la foliation des gneiss et des amphibolites. C'est dans ces orthogneiss que sont signalées des éclogites au lieu-dit Fontaines près de St Julien Le Roux (Chenevoy et al, 1977).

- des gneiss phylliteux à 2 micas qui forment le cœur des séries métamorphiques du Vivarais. Ils sont constitués de quartz, d'oligoclase, de biotite, de muscovite, d'un silicate d'alumine, de grenat almandin et de microcline. Le silicate d'alumine présent peut être représenté par du disthène comme c'est le cas près de St Julien Le Roux, ou plus généralement par de la sillimanite.

- une mylonite, dont la puissance varie de 1 à 500 m qui est constituée de roches déformées dans les conditions du faciès schiste vert. Elle jalonne la bordure Ouest des séries métamorphiques et elle est particulièrement développée dans la région de Tournon (Gay et al., 1982).

Il existe donc des similitudes lithologiques évidentes entre les Monts du Lyonnais et les séries du Vivarais oriental. De plus, dans ces deux domaines le cachet métamorphique dominant à l'échelle régionale présente un caractère "barrovien" (moyenne pression-moyenne température).

Avant de conclure à l'équivalence de ces deux séries, il faut cependant démontrer l'existence d'un stade métamorphique de haute-pression dans les séries du Vivarais oriental, le comparer au stade de haute pression des Monts du Lyonnais. Je me suis donc attachée à rechercher et étudier ces assemblages reliques.

Quatre types d'assemblages précoces ont été reconnus. Ils sont localisés sur la figure 13.

- Les associations à grenat-omphacite-amphibole-quartz-disthène .

Ces assemblages sont emballés au sein des amphibolites, comme c'est le cas dans la vallée du Doux, ou dans des orthogneiss comme c'est le cas près de St Julien le Roux. Dans tous les cas, ces roches sont composées de grenat, de quartz, de clinopyroxène, de disthène, de plagioclase, d'amphiboles, de rutile, de biotite et d'ilménite (planche photographique 1).

Les éclogites à disthène des séries métamorphiques du Vivarais oriental (fig. 13) n'ont été étudiées jusqu'à présent que du point de vue géochimique. Elles dérivent de basaltes ou de dykes gabbroïques (Piboule et Briand, 1985). Ces roches affleurent sous forme de boules décimétriques massives de couleur gris-vert. Elles sont localisées dans un groupe leptyno-amphibolique contenant des amphibolites à grenat, mais aussi des péridotites serpentinisées, des granulites acides et basiques. Les affleurements sont de taille variable. Au Sud, les éclogites forment des boules décimétriques relativement homogènes. Un litage minéralogique est faiblement visible en différents points suggérant une déformation hétérogène; la foliation que l'on observe localement est parallèle à la foliation Nord-Sud mesurée à la fois dans les orthogneiss et dans les amphibolites du groupe leptyno-amphibolique. Au Nord, les éclogites forment des boules décimétriques sombres emballées dans des amphibolites très déformées.

Le grenat se présente sous plusieurs habitus : soit sous la forme de grains de diamètre inférieur au mm, renfermant peu d'inclusions de rutile concentrées au cœur du minéral; soit en grandes plages pouvant atteindre 1 à 2 mm de diamètre, renfermant des inclusions de quartz, de rutile de pyroxène et d'amphibole. Certains de ces grenats sont auréolés d'une symplectite constituée d'une alternance de lamelles de plagioclase et d'amphibole dont la taille varie en longueur et en l'épaisseur ; les lamelles d'amphibole se terminent très souvent par un début de globularisation. On observe également autour de certains grenats une symplectite développée sur une face du minéral et constituée essentiellement de plagioclase. Quelques grains de feldspaths potassiques sont présents en inclusions dans les grenats. Le quartz se présente en cristaux subautomorphes dans

lesquels on note de nombreuses figures de déformation intragranulaire telle que des extinctions onduleuses. Les grains de quartz peuvent être associés en rubans. On observe alors des petits grains de pyroxène limitant les quartz entre eux. Des microstructures similaires ont été décrites dans les élogites des Monts du Lyonnais (Lasnier, 1968 ; Dufour et al., 1985).

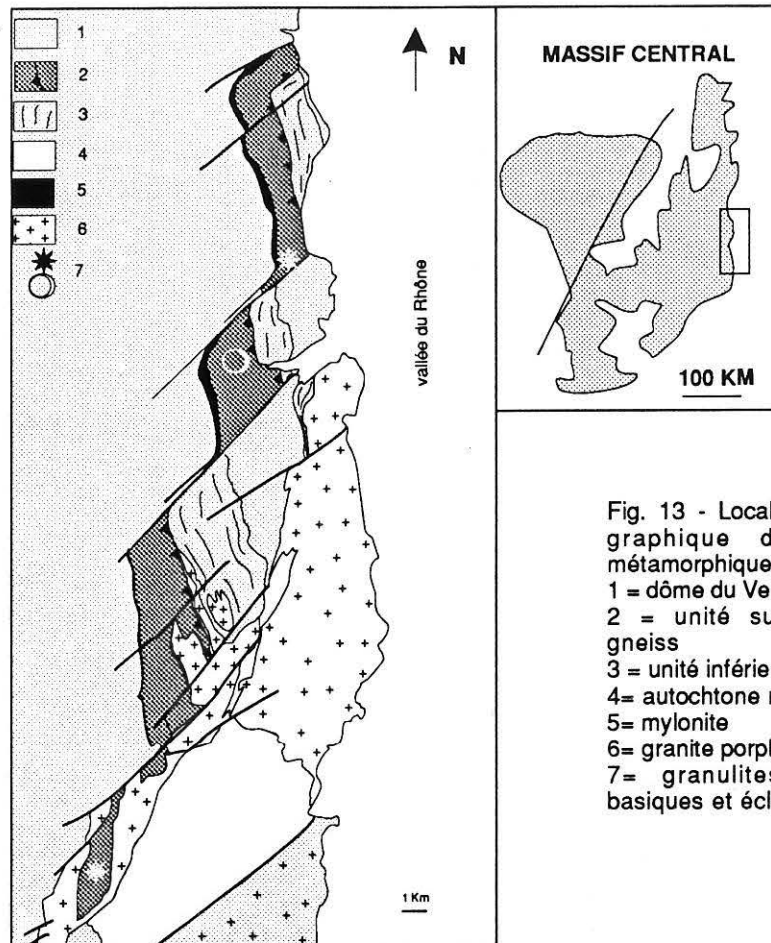


Fig. 13 - Localisation géographique des reliques métamorphiques
 1 = dôme du Velay
 2 = unité supérieure des gneiss
 3 = unité inférieure des gneiss
 4 = autochtone relatif
 5 = mylonite
 6 = granite porphyroïde
 7 = granulites acides et basiques et élogites.

Dans la matrice, on observe des zones sombres à fort relief qui sont constituées d'une association de petits pyroxènes globuleux (omphacite) et de plagioclases. Ces symplectites globulaires sont le résultat de la destabilisation de pyroxènes initiaux (CPX I) de la paragenèse élogitique.

Les grains de quartz isolés dans la matrice sont également entourés d'un pavage de grains de pyroxènes. Le disthène, associé au quartz, est souvent destabilisé et forme des agrégats de plagioclase et corindon.

Le plagioclase est présent en deux sites microstructuraux : autour des grenats où il est associé aux amphiboles sous la forme de lamelles fines ou constituant la matrice de la lame, sous la forme de globules associés à des pyroxènes ou des amphiboles .

Plusieurs générations d'amphiboles sont observables. Elles se distinguent par leurs couleurs et par leurs positions microstructurales. Les amphiboles vertes sont associées aux plagioclases soit sous la forme de lamelles au sein des symplectites autour des grenats, soit sous la forme de globules constituant la matrice de la roche.

Photo n° 1 : aspect général des éclogites du Vivarais. Au centre on reconnaît un grenat, les zones sombres sont constituées de pyroxènes et de plagioclases et les zones claires d'amphiboles et de plagioclases



Photo n° 2 : détail de la lame, kélyphite à plagioclase et amphibole autour d'un grenat.



Photo n° 3 : détail de la lame, kélyphite à corindon et plagioclase autour d'un agrégat de quartz et de disthène.



PLANCHE PHOTO N° 1

Une deuxième génération d'amphibole se développe dans le fond de la lame de façon poecilitique. Elle est incolore et renferme en inclusions du plagioclase, du rutile et de l'ilménite.

Enfin les amphiboles existent également en très grand nombre en inclusions dans les grenats. Elles sont incolores en lumière naturelle. Leur relief est très élevé, il pourrait s'agir d'amphiboles primaires.

La biotite est peu représentée dans ces roches. Elle y apparaît sous la forme de petites plages brun orangé, en particulier autour des grenats ou se surimposant aux amphiboles.

Le rutile est assez abondant dans les lames. Il apparaît soit sous la forme de baguettes très fines en inclusions au cœur des grenats soit sous une forme globuleuse, auréolés d'ilménite dans la matrice. L'épidote se présente sous la forme de fibres incolores qui se développent dans les fractures de la roche.

Ces assemblages à grenat-pyroxène (omphacite)-disthène et amphibole sont similaires aux éclogites du Lyonnais pour lesquelles la nature des phases minéralogiques décrites ainsi que les textures réactionnelles, en particulier les symplectites lamellaires puis globuleuses (Joanny et al., 1989), caractérisent les rétro-morphoses de haute température des roches de haute pression.

- Les assemblages à orthopyroxène-grenat-plagioclase-quartz-biotite.

Ils sont abondants en particulier dans la région de Tournon (Vallée du Doux), au sein du groupe leptyno-amphibolique. On y observe les minéraux suivants (planche photo, 2) :

Un grenat, de forme amiboïde, dont le diamètre varie de 0.5 à 1 mm. Les grenats de plus grande taille renferment des inclusions de quartz, de plagioclase, d'ilménite et de rares biotites. Le grenat est généralement entouré de biotites et ses bordures sont corrodé en quartz et chlorite. Les contacts avec les plagioclases et les pyroxènes de la matrice sont nets.

Les orthopyroxènes ont un diamètre très inférieur à celui du grenat. Ils sont soit associés en niveaux pyroxénitiques, soit isolés dans la matrice au contact des grenats. Ils sont en général rétro-morphosés en amphiboles.

L'amphibole se développe dans un premier temps aux dépens des orthopyroxènes, puis on voit une deuxième génération d'amphibole poecilitique apparaître en grandes plages vertes incluant le quartz, la biotite et le plagioclase.

La biotite est peu représentée. On la trouve le plus souvent autour des grenats. Elle est rétro-morphosée en chlorite qui apparaît sur la bordure des grains de biotite ou bien le long des clivages.

Photo n° 1 : association à grenat-pyroxène-plagioclase au sein des amphibolites. Le grenat contient des inclusions de rutile, de biotite et d'ilménite.

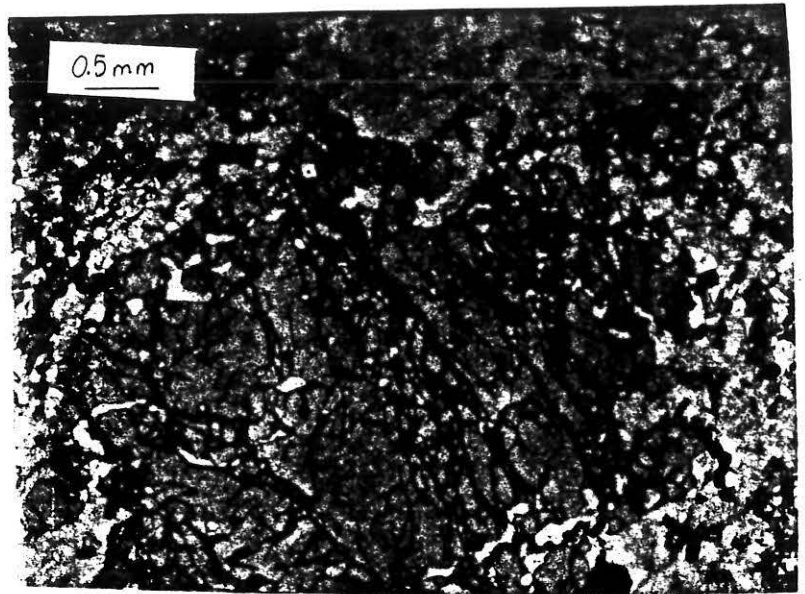


Photo n° 2 : détail de la lame. On note le contact franc grenat-pyroxène.

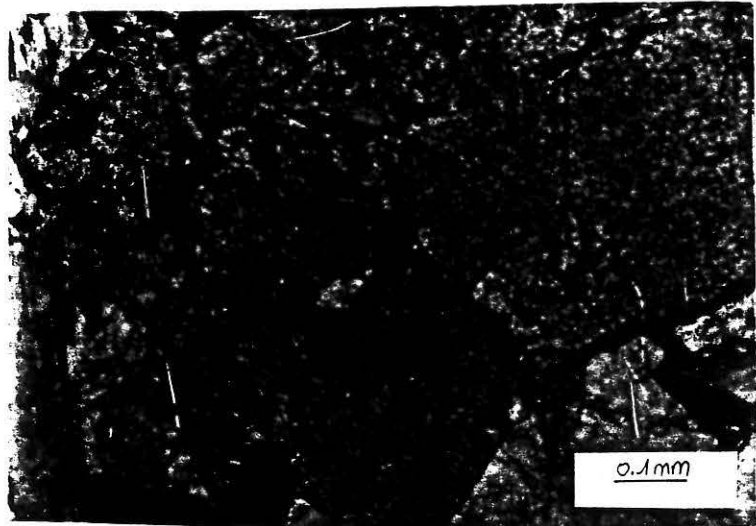


Photo n° 3 : détail de la lame. On note le contact franc grenat-pyroxène-plagioclase.



PLANCHE PHOTO N° 2

Le plagioclase constitue la matrice de la roche où il est associé au quartz et au feldspath potassique; les contours sont interlobés et la taille des grains est inférieure à 0,5 mm. Lorsqu'il est au contact des grenats les limites sont franches. On trouve également des plagioclases en inclusions dans les grenats.

Le quartz forme la matrice de la roche, associé au plagioclase et au feldspath. Des figures de déformations intragranulaires tel que des extinctions onduleuses sont visibles.

Ces assemblages à grenat-orthopyroxène-plagioclase correspondent donc à des granulites basiques.

- Les associations à grenat-plagioclase-feldspath potassique-biotite-rutile

Elles sont localisées dans le groupe leptyno-amphibolique, et forment au sein des leptynites, des niveaux riches en grenat et biotite. Leur texture granoblastique ne diffère pas de la texture des leptynites. Au microscopique, on observe les minéraux suivants (planche photo, 3) :

Des grenats millimétriques subautomorphes, alignés dans un plan de foliation matérialisé par un allongement de biotites. Ce plan précoce peut être replissé et l'on note la présence d'un deuxième plan de foliation plus diffus, plan axial des plis et également souligné par des biotites. Il existe aussi des grenats amiboïdes dont le diamètre est supérieur à 1 mm et qui renferment de nombreuses inclusions de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Ils sont corrodés à leur bordure et parfois en leur centre par du quartz et de la chlorite. Cette deuxième génération de grenat se surimpose à la foliation soulignée par les biotites.

La biotite apparaît parfois en auréoles réactionnelles autour des grenats. Elle est synchrone de la déformation majeure de ces roches car elle souligne le plan de foliation. On la rencontre également associée à de la sillimanite très peu abondante ou en amas soulignant des niveaux riches en micas. Les biotites se transforment partiellement en chlorite à partir de leurs bordures. La matrice de la roche est constituée par des grains de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique montrant des contours interlobés. Le cœur des plagioclases est généralement séricitisé. Ces minéraux ne montrent pas d'orientation préférentielle. Les feldspaths potassiques sont en contact avec les grenats et montrent des limites nettes. Ces assemblages à grenat-feldspath potassique-plagioclase-rutile-biotite sont donc des reliques de granulites acides.

Photo n° 1 : aspect des associations à grenat-plagioclase-feldspath potassique et biotite. Noter les contacts francs entre les petits grenats, dépourvus d'inclusions, et les feldspaths potassiques ainsi que la déstabilisation des grenats en biotites soulignant un plan de foliation



Photo n° 2 : gros grenat peocilitique contenant des inclusions de biotite, quartz et plagioclase.



PLANCHE PHOTO N° 3

- Les assemblages à amphibole primaire-grenat-feldspath potassique-quartz-rutile

Les assemblages à amphiboles sont associées aux granulites acides au sein du groupe leptyno-amphibolique. Sur le terrain rien ne permet de les identifier; seule une étude au microscope optique a mis en évidence la présence de telles amphiboles (planche photo, 5).

Le grenat est de diamètre réduit, inférieur au millimètre. Il contient des inclusions de biotite (très rares), de quartz (plus abondantes) et de rutile, et est entouré de biotites qui soulignent un plan de foliation. Plus tardivement, le grenat est corrodé en quartz et chlorite aussi bien en bordure qu'au centre du minéral .

Les amphiboles sont également des minéraux précoces présentant de nombreuses figures de déformation interne (extinctions roulantes, sous grains) . Elles sont alignées dans la foliation à biotite. Elles recristallisent en bordure en petites amphiboles aciculaires. On note une différence importante entre les teintes de polarisation des amphiboles reliques et des amphiboles recristallisées. Des contact francs sont observables entre le grenat et les porphyroclastes d'amphibole.

La biotite se destabilise sur ses clivages ou en bordure en chlorite verte .

La matrice est constituée d'une association de quartz, de plagioclase , de feldspaths potassiques. Les contours des minéraux sont interlobés. Le quartz présente des évidences de déformation interne et le plagioclase est destabilisé en petites paillettes de mica blanc.

Ces assemblages à amphibole primaire-grenat-plagioclase-feldspaths sont considérés comme des reliques pétrologiques de roches intermédiaires entre les granulites acides et basiques. Des assemblages à ortho amphiboles de basses pressions (5 kbar) sont décrits dans les Pyrénées.

En résumé, la présence de reliques variées de haute à moyenne pression (granulites acides, basiques et éclogites), leurs textures réactionnelles caractéristiques, l'existence d'un groupe leptyno-amphibolique ainsi que des lithologies identiques et une position structurale équivalente font de ces séries un équivalent des Monts du Lyonnais. Il faut donc, à l'Est du Massif Central français, envisager d'étendre plus au Sud la nappe supérieure définie par Ledru et al. (1989) .

photo n° 1: aspect des associations à amphibole primaire-grenat-feldspaths-quartz et rutile.



photo n° 2: détails des amphiboles primaires.



PLANCHE PHOTO N° 4



Photo n° 1 : aspect des associations à grenat-pyroxène-zoïsite dans les éclo­gites de Maclas. On note la présence d'une kélyphite à plagioclase-amphibole autour des grenats. La matrice est constituée de pyroxène et d'amphiboles.



Photo n° 2 : détail de la lame, symplectite de destabilisation des omphacites. On note l'évolution texturale de la symplectite d'un stade lamellaire à globuleux.

PLANCHE PHOTO N° 5

3) La synforme de Maclas : nouveaux témoins du métamorphisme de haute pression au Sud du Pilat (fig. 7, cadre 3)

Les séries de Maclas forment un synclinal étroit au-dessus de Serrières, où elles sont pincées au sein des migmatites vellaves (fig. 14). Au sein de ces séries, on reconnaît une bande d'amphibolites contenant des serpentinites (Chenevoy, 1977). Cette bande d'amphibolites est emballée dans un ensemble de micaschistes jalonné d'un horizon mylonitique dont la puissance peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Cette mylonite correspond à un orthogneiss très déformé au sein duquel des plans S et C (double anisotropie planaire, Berthé et al, 1979) soulignés par des biotites sont bien visibles. De part et d'autre de la mylonite d'orthogneiss on trouve un ensemble de micaschistes et de gneiss à cordiérite et filons couches de granite également à nodules de cordiérites typiques du domaine vellave.

C'est dans les amphibolites que sont localisées les éclogites. Du point de vue pétrographique (planche photo, 5) on y reconnaît des grenats peu déstabilisés et contiennent des inclusions de pyroxènes. La matrice est constituée de clinopyroxènes. Des couronnes réactionnelles se développent aux dépens des pyroxènes de la matrice. Elles sont caractérisées par une texture lamellaire qui évolue en une symplectite globulaire typique des rétro-morphoses d'éclogites de haute température (Joanny et al., 1989). Des associations à zoïsite et quartz soulignent une foliation précoce. Enfin, des amphiboles brunes apparaissent aux dépens des pyroxènes et envahissent le fond de la lame.

Au sein des amphibolites, on trouve également des roches ultramafiques très déformées alternant avec les niveaux à amphibole. Une étude au microscope optique montre que ces roches sont constituées essentiellement de serpentine et de chlorite qui forment le fond de la lame. Mais au sein de cette roche très rétro-morphosée et plus ou moins broyée on observe :

- des olivines présentes sous la forme de petits grains inframillimétriques auréolés de serpentine,
- des pyroxènes qui sont soit disséminés dans la matrice soit sous la forme de rubans. La chlorite envahit les fractures de la roche. Elle souligne une structure planaire tardive et froide.

En résumé, la présence d'éclogites et de serpentinites, l'existence d'un horizon mylonitique séparant les séries de Maclas de formations sous-jacentes dépourvues de trace de haute pression impliquent le rattachement de la synforme de Maclas à l'unité des Monts du Lyonnais. Il existe donc un nouveau jalon de la nappe supérieure à l'Est du Massif Central sous forme de klippe entre les Monts du Lyonnais et les séries du Vivarais oriental.

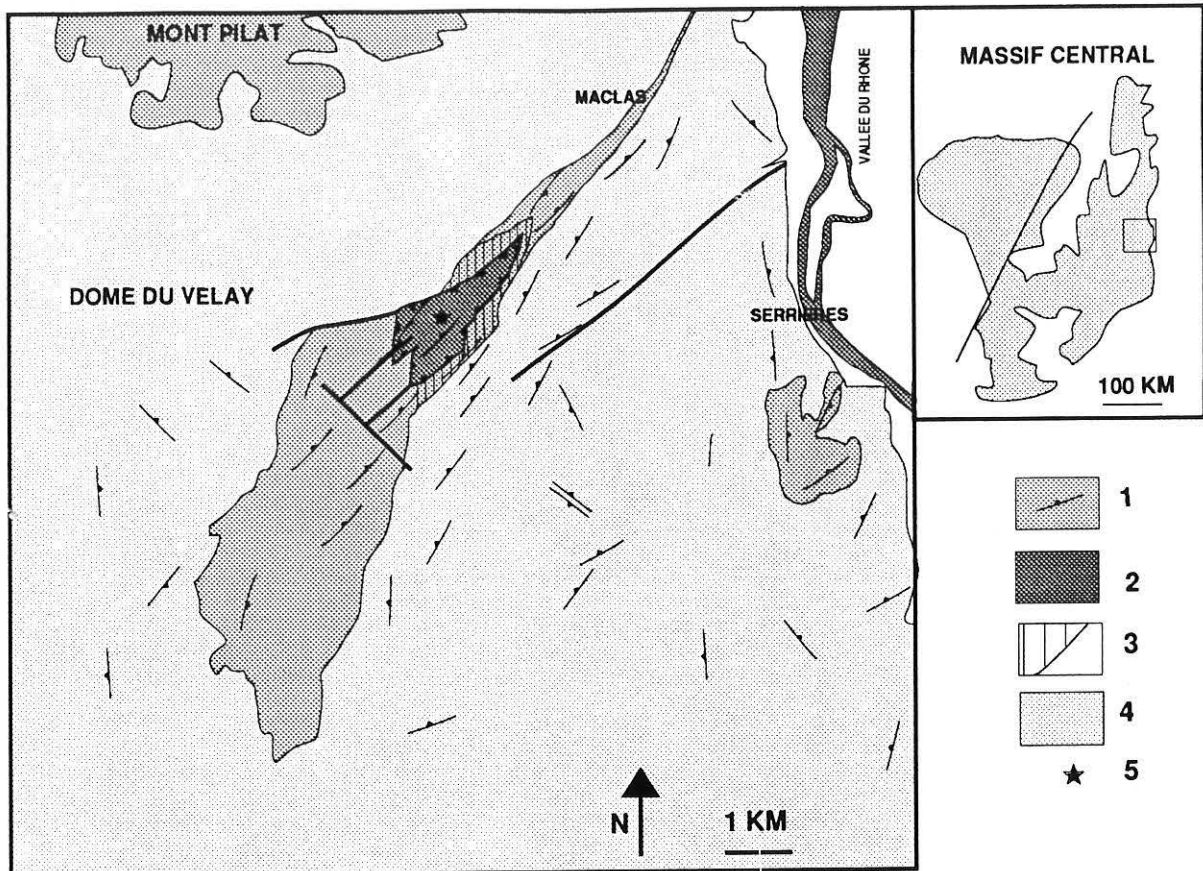


Fig. 14 - Les séries métamorphiques de la synforme de Maclas. 1 = unité inférieure des gneiss et trajectoires de foliation dans les séries métamorphiques et le domaine vellave; 2 = unité supérieure des gneiss à reliques pétrologiques de haute pression ; 3 = horizon mylonitique à la base de l'unité supérieure ; 4 = dôme du Velay ; 5 =éclogites.

3) L'unité inférieure des gneiss

a) Le complexe métamorphique du Mont Pilat

L'unité du Mont Pilat forme une bande large de 5 km au plus et longue de 45 km, orientée NE-SW, comprise entre le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais au Nord et le dôme migmatitique du Velay au Sud (fig. 7, cadre 1).

Les séries du Pilat consistent en un ensemble de micaschistes, de gneiss leptynitiques et d'orthogneiss contenant des filons couchés de leucogranites boudinés qui sont issus de la fusion partielle de métapélites. Des amphibolites ne présentant pas de trace de fusion partielle sont intercalées avec les orthogneiss et les leptynites dans la partie sud du Pilat. Des associations à biotite-sillimanite-cordiérite-andalousite y sont reconnues depuis de nombreuses années et témoignent d'un métamorphisme de basse pression-haute température (Chenevoy, 1968 ; Chenevoy et Ravier, 1971 ; Kornprobst et al., 1980). Une zonation métamorphique définie par des isogrades très resserrés, allant de la zone à chlorite

au Nord vers la zone à sillimanite au Sud, a été décrite (Chenevoy, 1977). L'évolution métamorphique du Mont Pilat a été longtemps considérée comme une évolution monophasée prograde, à température croissante du Nord vers le Sud (Chenevoy, 1968 ; Chenevoy et Ravier, 1971).

Les séries du Pilat sont affectées d'une foliation régionale faiblement pentée vers le Nord (10 à 30°) et de direction NNE-SSW. Cette foliation est porteuse d'une linéation subméridienne bien réglée et faiblement plongeante vers le Nord (Guihot, 1987). Cette déformation est associée au métamorphisme de basse pression-haute température qui a été daté entre 330 (Pitiot, 1984) et 322 +/- 9 Ma (Caen Vachette et al., 1984).

En résumé, les séries du Mont Pilat se caractérisent par l'abondance de formations paradérivées à filons-couches de granites et par une évolution métamorphique tardive dans l'histoire orogénique et sous très fort gradient thermique . De plus l'absence de relique métamorphique de haute pression suggère le rattachement du complexe du Pilat à l'unité inférieure des gneiss.

b) Les séries du Vivarais occidental

Les séries du Vivarais occidental (fig. 7, cadre 4) consistent en un ensemble de métapélites contenant des intercalations d'amphibolites et d'orthogneiss dans lesquels sont insérés des migmatites et des granites clairs à 2 micas appartenant au Velay (Lochon, 1985). La déformation majeure de ces séries se caractérise par un plan de foliation régional subhorizontal et porteur d'une linéation minérale, soulignée selon les lithologies par des amphiboles ou des biotites. Cette linéation est horizontale à faiblement plongeante vers le Nord et vers le Sud, d'orientation subméridienne. Ces linéations sont localement réorientées Est-Ouest, à proximité des failles tardives (fig. 15, d'après Lochon, 1985).

L'évolution métamorphique de ces séries, établie dans les amphibolites et dans les gneiss, se caractérise par un stade précoce de moyenne pression (5-6 kbar) et moyenne température (650°C) suivi d'une chute de pression à température constante, et enfin d'une diminution conjointe de la pression et de la température (fig. 16) (Lochon, 1985). Il s'agit donc d'une évolution qui se caractérise par le développement d'un gradient thermique élevé à basse pression. En résumé, les critères lithologiques et pétrographiques (absence de relique de haute pression), ainsi que l'évolution métamorphique (basse pression-haute température) des séries du Vivarais occidental, les rendent comparables à l'unité du Pilat et donc les rattachent à l'unité inférieure des gneiss.

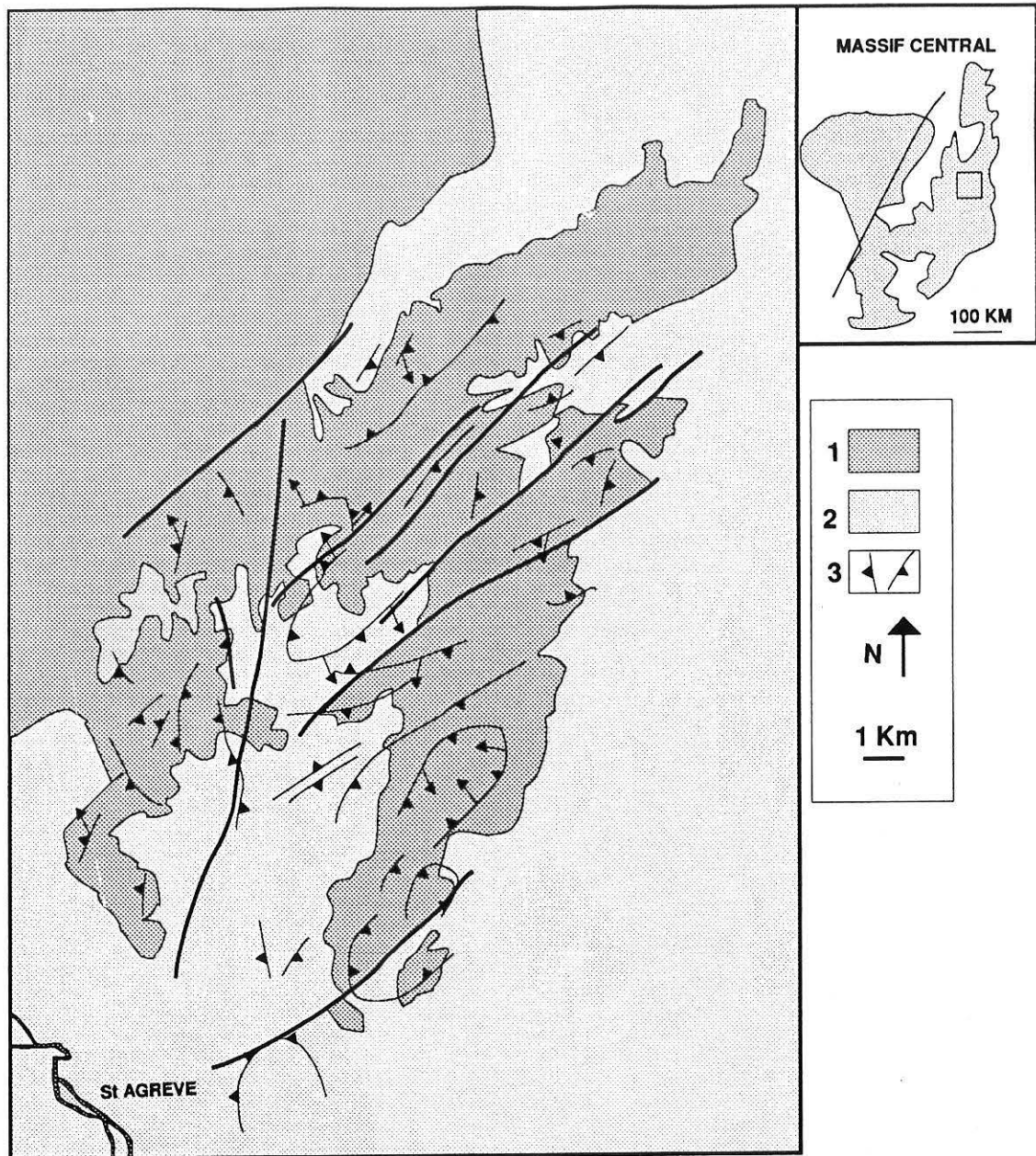


Fig. 15 - Carte lithologique simplifiée des séries du Vivarais occidental. 1 = séries métamorphiques attribuées à l'unité inférieure des gneiss; 2= dôme du Velay ; 3 = trajectoire de foliation et linéations minérales (d'après Lochon, 1985).

c) Les unités à la base des séries du Vivarais oriental et de la synforme de Maclas

Si l'on s'intéresse maintenant aux séries localisées à l'Est du Velay on constate qu'à la base des séries de la synforme de Maclas, mais aussi à la base des séries du Vivarais oriental, on trouve un ensemble de paragneiss et de micaschistes riches en cordiérite, injectés de filons couches de granite et localement anatectiques. Ces métapélites localisées à la base des séries métamorphiques passent progressivement aux migmatites vellaves. En conséquence, leur lithologie caractéristique, l'absence de relique métamorphique de haute pression ainsi que leur position structurale en base de pile, nous incitent à rattacher ces métapélites plus ou moins fondues à l'unité inférieure des gneiss.

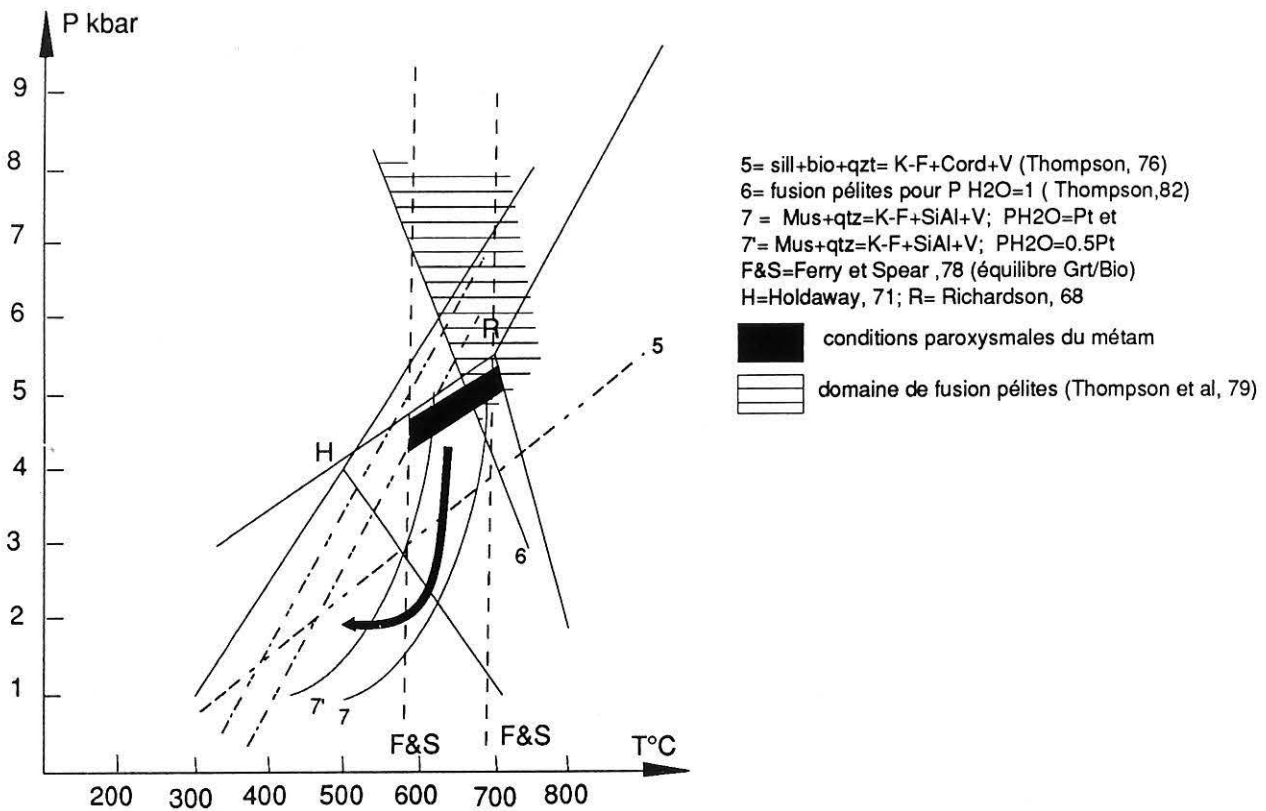


Fig. 16 - Evolution métamorphique des amphibolites et de gneiss des séries du Vivarais occidental (Lochon, 1985).

4) Le dôme du Velay

Il représente plus de la moitié en superficie du secteur étudié. Il est très hétérogène, constitué d'un ensemble de granites (lignées claires et sombres) et de migmatites qui se caractérisent par la présence de cordiérite. Cet ensemble granito-migmatitique résulte de trois stades évolutifs (Didier et Dupraz, 1985) par rapport à l'anatexie vellave datée à 300 Ma (Caen Vachette et al., 1982), 288 Ma (Pitiot, 1984).

- La genèse des granites porphyroïdes anté-anatectiques, que l'on retrouve sous forme d'enclaves plus ou moins déformées par les événements ultérieurs, tels que le granite de la Margeride 330 Ma (Couturié, 1977) ou le granite de Tournon daté à 335 Ma (Batias, 1979).

- L'anatexie vellave donnant des granites clairs ou sombres, mais tous à cordiérite, et issus de la fusion partielle de roches métamorphiques crustales. Ces granites d'anatexie sont riches en enclaves et en restites de fusion à cordiérite et grenat. L'évolution thermobarométrique des anatexites est établie à partir des restites de fusion. Les conditions de la fusion partielle représentées sur la figure 17 sont estimées à 650-750°C pour la température et 4,5-5,5 kbar pour la pression, ceci représentant les conditions maximales. Les conditions du stade final de l'anatexie ont été calculées à 700°C et 3 kbar (Duthou et

Floc'h, 1989). Ces conditions sont cohérentes avec une remontée de croûte à pression décroissante et température croissante comme cela a été établi au Sud du Velay (Montel, 1986).

- Les granites post-anatectiques qui recourent les ensembles précédents.

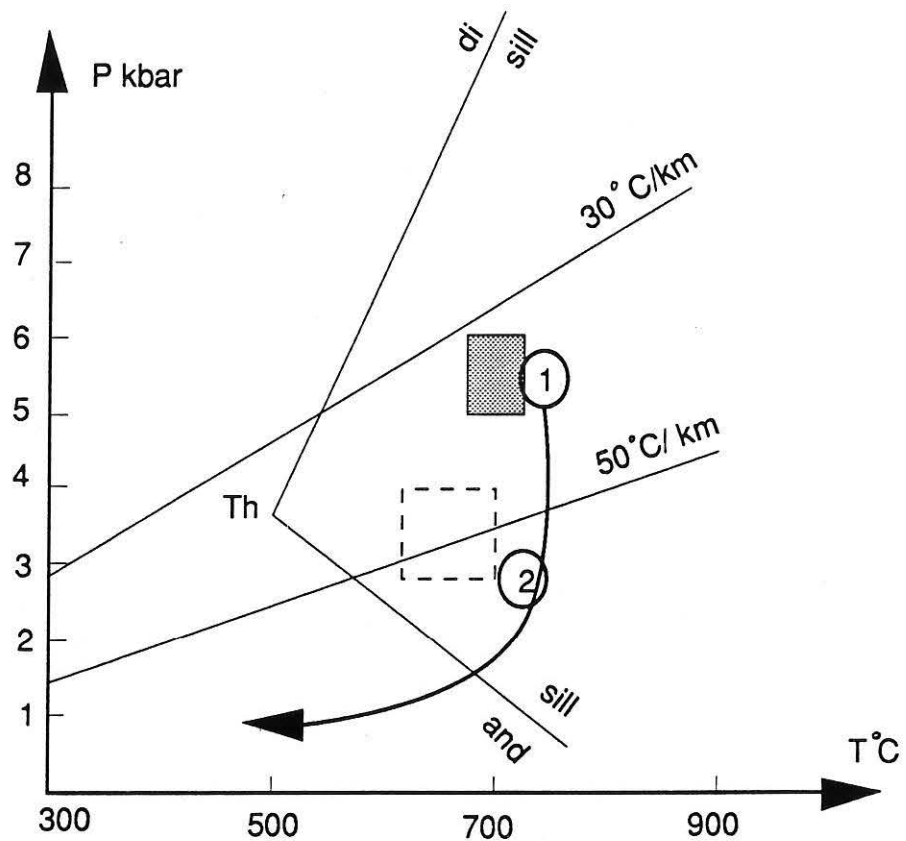


Fig 17: Synthèse des conditions thermobarométriques du Velay centro-oriental et de son encaissant . Th= point triple des silicates d'alumine(Holdaway, 1971). L'aire en pointillé= conditions maxima dans les metabasites (Vitel, 1985) et dans le granite du gouffre d'Enfer. Le carré= conditions de l'anatexis dans le Velay. trajet (1) à (2) = rétro-morphose des gneiss kinzigitiques. (Figure issue de Duthou et al, 1989).

CONCLUSIONS

On retrouve dans tout l'Est du Massif Central un empilement de nappes cohérent et équivalent à celui décrit dans le Limousin ou dans le Haut-Allier. En effet, les coupes effectuées dans les régions du Lyonnais, de Maclas et de Tournon (fig. 18) montrent une pile de nappes comprenant du sommet à la base :

- une unité supérieure épizonale : la série de la Brévenne,

- une unité supérieure des gneiss contenant des reliques de haute pression et limitée à sa base par un groupe leptyno-amphibolique,
- une unité inférieure des gneiss caractérisée par l'abondance métapélites à filons-couches de leucogranite, l'absence de relique de haute pression et la trace d'un gradient thermique très élevé (en général, un horizon mylonitique sépare l'unité supérieure et l'unité inférieure des gneiss),
- un ensemble de migmatites et de granites d'anatexie à cordiérites géantes appartenant au domaine Vellave.

La découverte de reliques éclogitiques dans les séries métamorphiques localisées à l'Est du Velay implique de reconsidérer les limites d'extension de l'unité supérieure des gneiss. En d'autres termes, la flèche du chevauchement de la nappe supérieure doit être prolongée de 100 Km environ vers le Sud. Le nouveau schéma structural auquel nous aboutissons est présenté sur la figure 19.

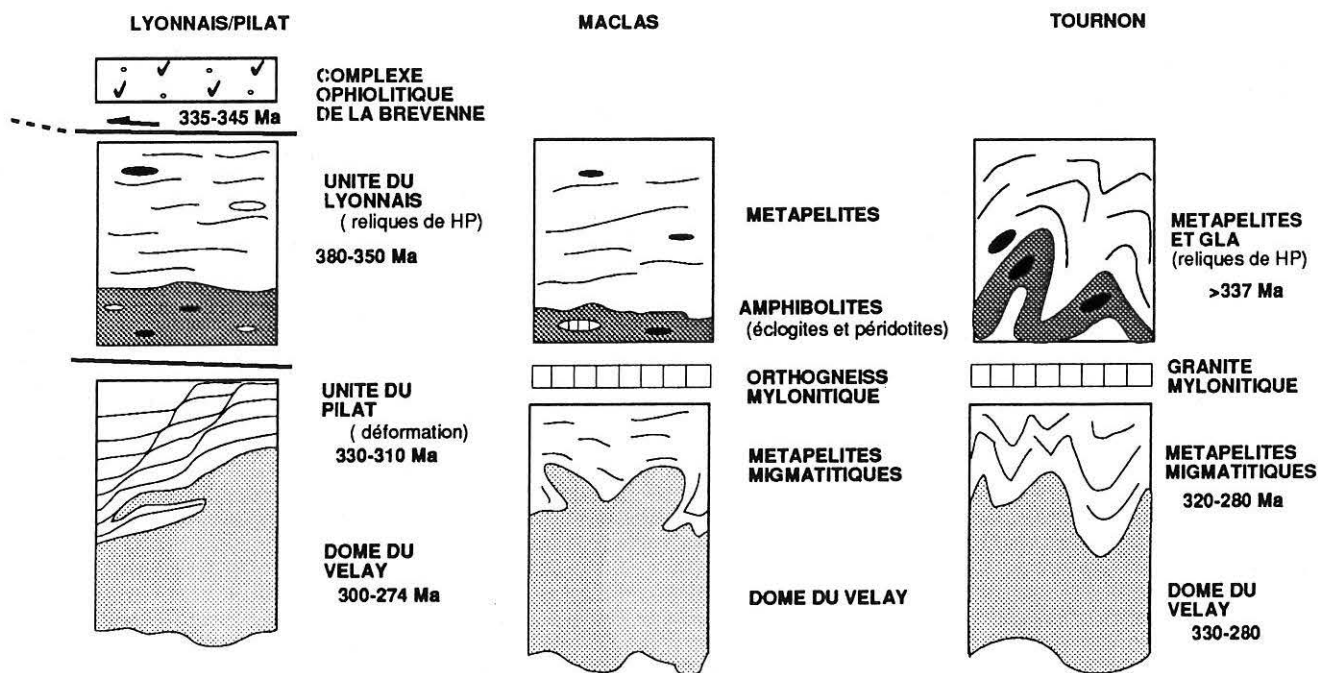
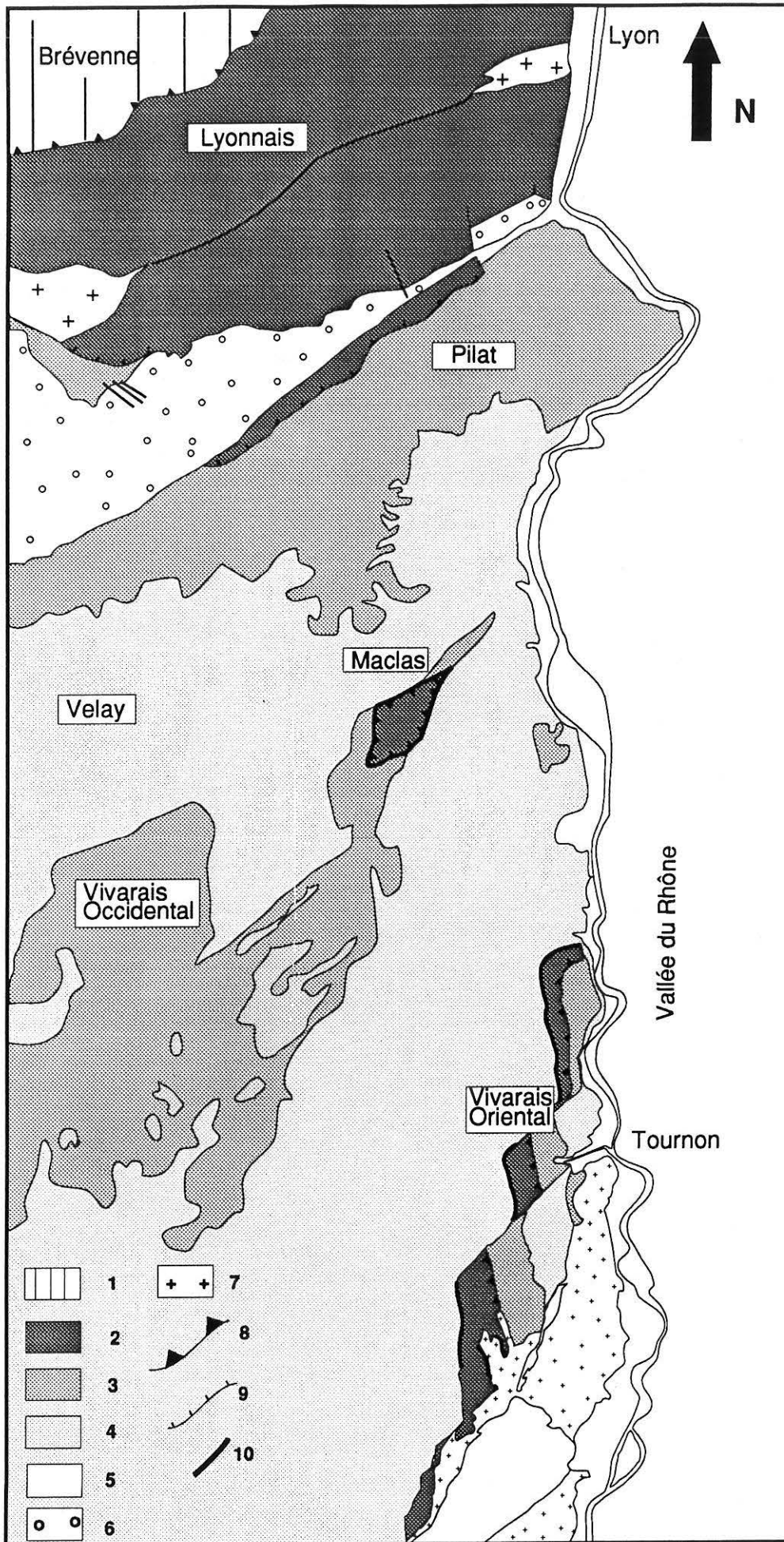


Fig. 18 - Empilement des nappes dans l'Est du Massif Central: région Lyonnaise, synforme de Maclas, synforme de Tournon.

Légende de la Fig. 19: - Nouveau schéma structural simplifié de l'Est du Massif Central français. 1 = unité supérieure épizonale ; 2 = unité supérieure des gneiss ; 3 = unité inférieure des gneiss ; 4 = granites du Velay ; 5 = autochtone relatif; 6 = bassin Stéphaniens; 7 = granite porphyroïde; 8 = décrochements et décrochevements (335-345 Ma); 9= faille normale; 10 = Mylonite.



2ème PARTIE

HISTOIRE DE L'ÉPAISSISSEMENT CRUSTAL DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

I INTRODUCTION

L'unité supérieure des gneiss se caractérise par l'abondance de reliques métamorphiques de haute pression. Retrouver leur contexte géodynamique de formation implique de raisonner à l'échelle lithosphérique, c'est à dire d'étudier l'évolution à la fois des roches mantelliques et des roches crustales. Ce sont les résultats de cette étude qui constituent cette seconde partie. Du fait de leur excellente préservation, nous avons choisi d'étudier les péridotites localisées dans les Monts du Lyonnais. Les reliques d'origine crustale (éclogites, granulites acides et basiques) ont été particulièrement étudiées dans les Monts du Lyonnais (Dufour, 1985 ; Dufour et al., 1985 ; Lardeaux et Dufour, 1987 ; Lardeaux et al., 1989). Nous avons donc choisi d'étudier en détail les roches crustales de haute pression que nous avons découvert dans la synforme de Maclas et de la région de Tournon. La comparaison des chemins P-T-t de toutes les éclogites de l'Est du Massif Central français et des péridotites nous permettra de discuter les principales étapes de l'épaississement lithosphérique dans cette région.

II LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DES MONTS DU LYONNAIS : DE LA SUBDUCTION A LA COLLISION CONTINENTALE

Le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais (fig.9), de par son contenu lithologique, son évolution thermobarométrique et son âge, appartient à l'unité supérieure des gneiss. Son évolution tectonométamorphique, établie à partir d'assemblages granulitiques et éclogitiques localisés dans la partie Nord de la nappe, montre la succession dans le temps des conditions du type : faciès éclogite-faciès granulite HP puis granulite BP-faciès schiste vert (Dufour et al., 1985).

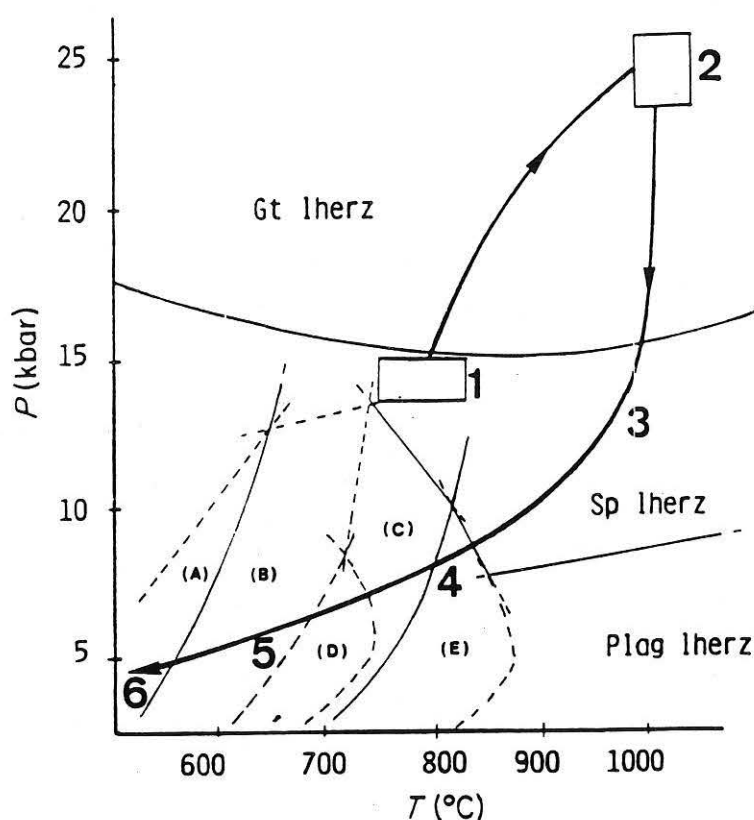
La partie Sud des Monts du Lyonnais est constituée de termes paradérivés (métagrauwackes et métapélites) dans lesquelles sont emballées des lentilles de granulites, d'éclogites, de roches mafiques et ultramafiques. On reconnaît également à la base de cette unité un complexe amphibolitique, la bande de Riverie, orientée N60 parallèlement à la foliation régionale contenant la plupart des assemblages éclogitiques, et qui délimite une zone au Sud de laquelle est localisée la presque totalité des reliques de haute pression. C'est dans ce secteur que sont situées les roches ultramafiques emballées dans un encaissant paragneissique. La présence d'assemblages mantelliques à l'affleurement implique une dynamique importante de la lithosphère et pose la question de la remontée de ces roches mantelliques à la surface. Pour tenter de répondre à cette question, il a été nécessaire de définir dans un premier temps la nature, l'origine et l'évolution métamorphique de ces assemblages mantelliques. Puis, pour résoudre le problème de leur mode de mise en place au sein de la croûte orogénique, j'ai comparé les trajets P-T des assemblages crustaux et mantelliques. Les résultats obtenus sont présentés sous la forme de publications et font l'objet des paragraphes suivants.

1 Les péridotites à grenat du Bois des Feuilles : témoins privilégiés de la subduction lithosphérique.

Les principaux résultats obtenus au cours de cette étude sont les suivantes.

- La mise en évidence d'une évolution métamorphique prograde enregistrée par les péridotites comme le montre la figure 20. Cette forte augmentation de pression à faible température témoigne de la subduction lithosphérique,

- La reconnaissance d'une structure mylonitique dans les péridotites. Cette déformation est contemporaine du stade de plus haute pression (stabilité du grenat) c'est à dire de l'enfouissement de ces roches et/ou du début de la remontée.



P-T paths of peridotites from the Monts du Lyonnais area; (E): amphibole peridotite field, (D): amphibole-chlorite peridotite field, (C): amphibole anthophyllite-chlorite peridotite field, (B): amphibole-chlorite-talc peridotite field, (A): amphibole-chlorite-antigorite peridotite field, after Jenkins (1981).

Fig. 20 - Trajets prograde (étapes 1 à 2) et rétrograde (étapes 2 à 6) enregistrés par les assemblages mantelliques (péridotites à grenat) du Bois des Feuilles (Est Massif Central).

Les péridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F.) : témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque

Véronique GARDIEN, Jean-Marc LARDEAUX et Maxime MISSERI

Résumé — Les évolutions paragenétiques et texturales des péridotites à grenat des Monts du Lyonnais (Massif Central français) sont présentées. Les calculs thermobarométriques effectués sur ces assemblages mettent en évidence une trajectoire thermodynamique prograde caractérisée par une forte augmentation de pression. C'est dans ces conditions de très hautes pressions ($23 < P < 30$ kbar) que ces roches mantelliques sont mylonitisées. Cette évolution tectonométamorphique précoce est compatible avec une subduction du manteau supérieur au cours de l'orogénèse paléozoïque.

The monts du lyonnais peridotites (M.C.F.): a record of paleozoic upper mantle subduction

Abstract — The paragenetic and textural evolutions of the Monts du Lyonnais (French Massif Central) garnet peridotites are presented here. Thermobarometrical investigations enhance a prograde metamorphic P-T path characterized by a great increase in pressure. Under such high pressure conditions ($23 < P < 30$ kbar) the peridotitic rocks have suffered intense deformation giving rise to a mylonitic texture. This early tectonometamorphic evolution is in good agreement with the subduction of the upper mantle during Paleozoic orogenesis.

Abridged English Version — The Monts du Lyonnais peridotites occur as metric boudinaged lenses within garnet-biotite-sillimanite gneisses. The latter contain high pressure relictual assemblages (eclogites and granulites) ([1] to [3]), which record both an early high pressure metamorphic stage and subsequent retroromorphic re-equilibration under amphibolite facies conditions. Within the peridotites a mylonitic foliation can be observed, clearly oblique on the regional foliation of the surrounding gneisses (*Fig. 1*). The main constituents of peridotites are: olivine (forsterite 90%) garnet (pyrope 90%), pyroxenes (diopside and enstatite), Cr-rich spinel, amphiboles (pargasite and tremolite), chlorite, talc and serpentine. The mylonitic deformation is heterogeneous giving rise to low strained areas with coronitic texture and high strained areas with mylonitic texture.

Within the low strained areas, successive coronitic textures confirm that these peridotite bodies have undergone a prolonged metamorphic history summarized in Table. Pyroxene, olivine, spinel inclusions within garnet and orthopyroxenes porphyroclasts within the matrix clearly indicate an early stage characterized by a spinel lherzolite facies and porphyroclastic texture. Stage II is characterized by garnet growing contemporaneous to mylonitic deformation under prograde metamorphic conditions. Kelyphite development around garnet, replacement of pyroxene by amphibole and chlorite and destabilisation of olivine resulted from retrograde metamorphic conditions and increased water activity.

The physical conditions for the different stages have been deduced from experimental data on the mantle assemblages ([4], [8]). More precise pressure temperature values have been obtained via the use of thermometers based on Fe-Mg partitioning between garnet-orthopyroxene, garnet-clinopyroxene and garnet-olivine, [6].

A synoptic pressure-temperature evolutionary path for these peridotites (*Fig. 3*) enhances a prograde metamorphic stage characterized by a great increase in pressure. The retrograde stage indicates an adiabatic decrease of pressure followed by a decrease in both pressure and temperature.

Note présentée par Georges MILLOT.

On the contrary, within high strained areas, textural relationships show the coexistence of recrystallized garnets, pyroxenes, Cr-rich spinels and olivine grains. In these areas, barometers based on the Al solubility in orthopyroxenes ([5], [7]) may be used to show that the garnet peridotites underwent mylonitic deformation under the higher pressure conditions ($23 < P \text{ kbar} < 30$). The comparison of the P-T path from both crustal and mantle assemblages, presented in Figures 2 and 3, indicates the same evolution at two different structural levels. This observation allows us to envisage a model whereby the whole lithosphere (crust and upper mantle) was subducted. In addition, accordance of the retromorphic evolutionaries reflects a common history during the uplifting of the crustal and mantle units. Thus, in the Monts du Lyonnais area, the tectonic juxtaposition of crustal (paragneisses) and mantle (peridotites) rocks results from lithospheric laminations during continental collision. The major deformation within the gneisses took place during the continental collision under mesozonal conditions. In such a pressure temperature range, the peridotites have a brittle behaviour within ductile matrix. This may explain why they occur as boudinaged lenses and why the mylonitic textures remain well-preserved.

In conclusion, the prograde metamorphic stage of the Monts du Lyonnais peridotites is in good agreement with an upper mantle subduction during Paleozoic orogenesis. The peridotites underwent mylonitic deformation under high pressure conditions, i. e. during the subduction stage. On the basis of thermodynamic evolutions the Monts du Lyonnais complex is interpreted as a lithospheric slice subducted, laminated and exhumed.

De nombreux assemblages métamorphiques de haute pression ont été reconnus dans la chaîne Paléozoïque d'Europe Occidentale où ils sont indicateurs d'un épisode de subduction précoce dans l'histoire orogénique [1]. Dans le Massif Central Français, les roches de haute pression dérivent de la transformation de roches crustales à affinités océaniques et continentales [2]. Leur évolution est bien connue, en revanche celle des roches issues du manteau l'est beaucoup moins. L'objet de cette Note est de décrire, à partir de l'exemple des Monts du Lyonnais, l'évolution tectonométamorphique d'assemblages mantelliques et donc de discuter l'implication du manteau supérieur dans l'orogénèse Paléozoïque.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — Les péridotites des Monts du Lyonnais sont incluses dans un ensemble d'ortho et de paragneiss contenant des reliques d'éclogites et de granulites [3] (fig. 1). L'évolution métamorphique des roches crustales (fig. 2) montre, après un stade à haute pression, une diminution de pression à température constante, puis décroissante. Les conditions de haute pression témoignent de l'enfouissement de ces roches, alors que la rétro-morphose est liée à la remontée vers la surface de cette unité éclogitisée. Au sein de ces gneiss, les péridotites se présentent sous la forme de lentilles métriques à hectométriques, étirées et alignées dans la foliation majeure des gneiss. On observe à l'intérieur des massifs péridotitiques une structure mylonitique bien conservée et discordante sur la foliation des gneiss (fig. 1). Cette déformation mylonitique est hétérogène et, dans les zones les moins déformées, les minéraux métamorphiques sont coronitiques, alors qu'ils soulignent la foliation dans les zones très déformées.

MINÉRALOGIE DES PÉRIDOTITES. — L'olivine (forstérite 90%) est la phase la plus abondante. Les néoblastes, de diamètre inférieur au millimètre, forment la matrice de la roche. Quelques rares porphyroclastes persistent, isolés au sein des néoblastes.

Les pyroxènes sont des diopsides et des enstatites dont les néoblastes soulignent, avec l'olivine, la texture mylonitique. Il existe, cependant, de nombreux porphyroclastes de pyroxènes, soit en reliques isolées dans la texture mylonitique, soit en agrégats étirés évoquant des microrubans pyroxéniques. Ces porphyroclastes sont soit zonés, en aluminium et calcium en particulier, soit ils renferment des exsolutions de spinelle et de grenat.

Le spinelle présente des habitus très variés. On le trouve en reliques porphyroclastiques auréolées de grenats, en agrégats étirés dans la foliation mylonitique en coexistence avec du grenat, mais aussi des auréoles kélyphitiques liées à la déstabilisation des grenats. Quand il coexiste avec le grenat, le spinelle est toujours très riche en chrome (20 à 30%).

Le grenat est typiquement un minéral réactionnel. En effet, dans les zones les moins déformées, il forme des couronnes autour des spinelles et contient de nombreuses inclusions de pyroxène et d'olivine. Il est alors de taille centimétrique et sa composition est celle d'un pyrope (pyrope 90%, almandin 10%). Quand ils sont impliqués dans la déformation mylonitique, les grenats montrent une réduction de la taille des grains, leurs diamètres devenant inférieurs au millimètre.

Les kélyphites constituent une auréole réactionnelle traduisant la déstabilisation des grenats. Il s'agit de couronnes faites de fibres d'orthopyroxène et de spinelle, bordées de grains d'orthopyroxène en pavage externe, qui se développent à l'interface grenat-olivine.

Les amphiboles montrent une évolution morphologique et chimique. Les plus précoces sont des pargasites qui pseudomorphosent les porphyroclastes de pyroxènes dans les rubans et les agrégats. Ces larges cristaux d'amphiboles passent progressivement à des fibres incolores à composition de trémolites associées à des chlorites.

Les chlorites sont de deux types. Les plus précoces, fibreuses et incolores, sont associées aux trémolites. Les plus tardives forment de grandes plages vertes, pléochroïques, qui effacent progressivement les paragenèses antérieures.

Le talc apparaît en lamelles très réfringentes étroitement associées aux fibres de trémolite et de chlorite.

Serpentine et magnétite sont issues de la déstabilisation des olivines pour l'essentiel et forment une trame (antigorite et chrysotile) plus ou moins bien développée dans le fond de la roche.

ÉVOLUTION PARAGÉNÉTIQUE ET THERMODYNAMIQUE. — Les inclusions, nombreuses, d'olivine, de spinelle et de pyroxène au cœur des grenats coronitiques témoignent d'un stade antérieur à la formation du pyrope. La nature et l'habitus des phases reliques sont ceux d'une lherzolite à spinelle à texture porphyroclastique. Les données expérimentales sur de tels assemblages [4] impliquent une pression inférieure à 20 kbar. Dans ces conditions, les teneurs en aluminium des pyroxènes (2 à 4% d' Al_2O_3) reflètent des températures de 700 à 800°C [5].

Le développement du pyrope, contemporain de la déformation mylonitique de la péridotite, peut être calé en température grâce aux échanges Fe-Mg entre olivine et grenat, clinopyroxène et grenat, orthopyroxène et grenat [6]. Les températures calculées sont comprises entre 900 et 1050°C. Les pressions, calculées à partir de la solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène à l'équilibre avec le grenat [5] et [7], sont telles que : $23 < P < 30$ kbar. C'est durant la montée en pression qui caractérise la transition lherzolite à spinelle-lherzolite à grenat, que les pyroxènes se zonent (décroissance progressive de l'Al et Ca vers les bordures des grains) ou qu'ils exsolvent des spinelles et des grenats.

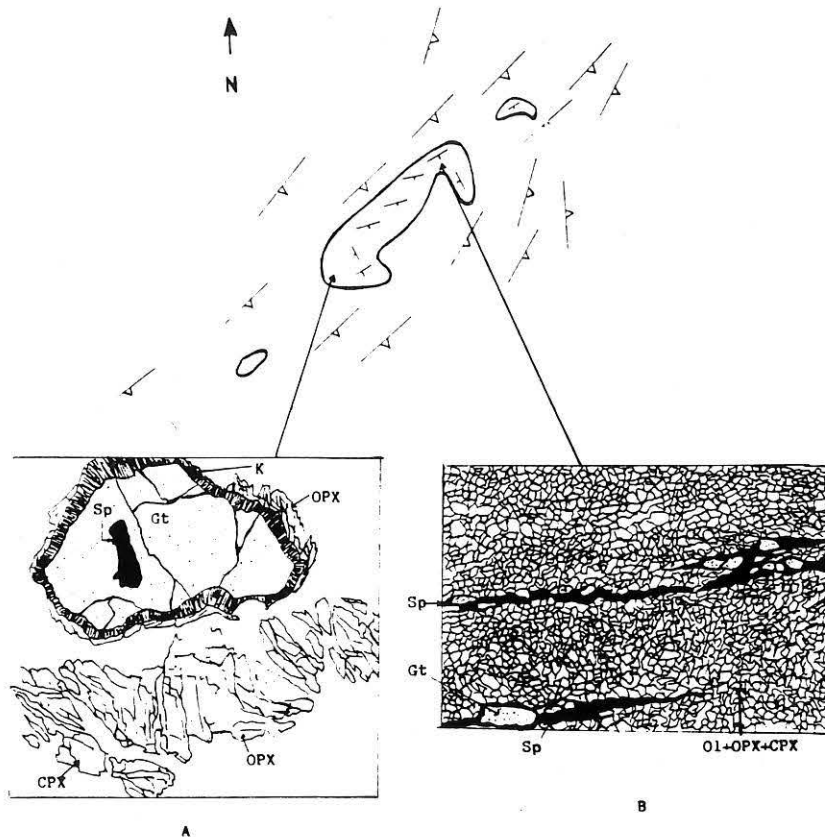


Fig. 1. — Structure des péridotites à grenat des Monts du Lyonnais (Est du Massif Central français). Les symboles (< et >) représentent respectivement le plan de foliation des péridotites et de l'encaissant gneissique. Zone préservée de la déformation mylonitique à texture porphyroclastique relic. B. Zone très déformée à texture mylonitique. Grt = Grenat : (garnet); Sp = Spinnelle : (spinel); OPX = Orthopyroxène, CPX = Clinopyroxène; Ol = Olivine; K = Kelyphite.

Fig. 1. — Structural situation of the garnet peridotites occurrences in the Monts du Lyonnais. Symbols (< and >) refer to foliation planes in the peridotites and in surrounded gneisses. A. Low strained area with relic porphyroclastic texture. B. High strained area with mylonitic texture.

La formation des kelyphites aux dépens des grenats marque le retour dans le champ d'une péridotite à spinelle c'est-à-dire dans des conditions de pression inférieures à 20 kbar. La suite de l'histoire correspond à une rétro-morphose progressive qui se marque par l'apparition de phases de plus en plus hydratées. On a alors la succession des faciès à lherzolite à spinelle, lherzolite à amphibole, lherzolite à amphibole et chlorite, lherzolite à amphibole, chlorite et talc. L'apparition tardive des serpentines indique que la température est devenue inférieure à 500°C. Les données expérimentales sur les péridotites hydratées [8] permettent alors de quantifier cette évolution rétro-morphique (tableau).

DISCUSSION. — L'évolution thermodynamique des péridotites étudiées est résumée sur la figure 3. Elle se caractérise par une évolution prograde suivie d'une rétro-morphose. Le stade prograde, caractérisé par une forte augmentation de pression pour une température légèrement croissante, n'est compatible qu'avec une subduction. Si l'on tient compte de la présence d'éclogites associées aux péridotites, on conçoit alors que c'est l'ensemble croûte + manteau supérieur, c'est-à-dire la lithosphère paléozoïque, qui a été subductée. La texture mylonitique, décrite pour les péridotites uniquement dans des conditions

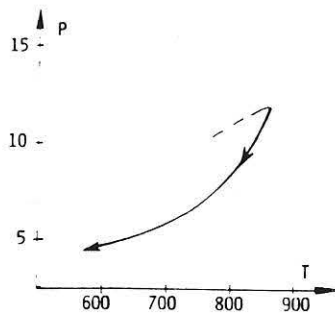


Fig. 2

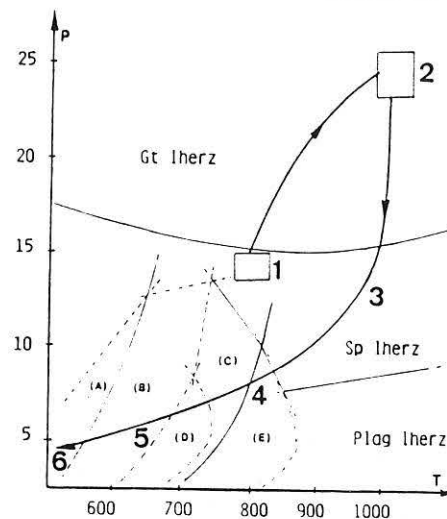


Fig. 3

Fig. 2. — Trajet pression température des formations métamorphiques crustales des Monts du Lyonnais.

Fig. 2. — Pressure temperature path of crustal metamorphic assemblages in the Monts du Lyonnais.

Fig. 3. — Trajet pression température des assemblages mantelliques des Monts du Lyonnais. (A), champ des péridotites à amphibole-chlorite-antigorite. (B), champ des péridotites à chlorite-talc-amphibole. (C), champ des péridotites à amphibole-anthophilite-chlorite. (D), champ des péridotites à amphibole-chlorite. (E), champ des péridotites à amphibole.

Fig. 3. — Pressure temperature path of the Monts du Lyonnais peridotitic assemblages. (A), amphibole-chlorite-antigorite peridotite field. (B), amphibole-chlorite-talc peridotite field. (C), amphibole-anthophilite-chlorite peridotite field. (D), amphibole-chlorite peridotite field. (E), amphibole peridotite field.

basses pressions en contexte d'obduction [9], se développe ici à très haute pression durant la subduction lithosphérique.

La rétomorphose qui correspond à l'exhumation des péridotites débute par une diminution de pression à température quasi constante et se poursuit par une diminution conjointe de la pression et de la température. Si l'on compare cette évolution à celle des roches crustales (fig. 2 et 3), on constate l'accordance des trajets rétrogrades, ce qui implique une histoire commune lors de la collision continentale. C'est lors de cette collision, et en conditions mésozonales, qu'a lieu la déformation majeure des gneiss encaissant les péridotites [10]. Pour de telles conditions de pression et de température ($T < 700^{\circ}\text{C}$ et $6 < P < 8$ kbar), les lherzolites se comportent comme des objets rigides au sein d'une matrice plus ductile. Ceci explique d'une part leur mode de gisement (lentilles étirées) au sein des gneiss et d'autre part l'excellente préservation de leur structure mylonitique interne. Dans les Monts du Lyonnais, la juxtaposition de roches infracrustales (éclogites et granulites) et de roches mantelliques résulte donc de laminations lithosphériques en contexte de collision continentale, postérieurement à un épisode de subduction.

CONCLUSIONS. — 1. Une évolution thermodynamique prograde liée à une augmentation de pression et de température est, pour la première fois, mise en évidence dans les péridotites des Monts du Lyonnais. Ce métamorphisme précoce atteste de la subduction du manteau supérieur lors de l'orogénèse paléozoïque.

2. Durant cette subduction, les péridotites sont déformées plastiquement. Les textures mylonitiques connues, pour ce type de roches, en contexte d'obduction peuvent se développer en conditions de hautes pressions ($20 < P < 30$ kbar).

TABLEAU

Différents stades de l'évolution métamorphique des péridotites à grenat.

Various stages of the garnet peridotites metamorphic evolution.

| Stade | Caractéristiques | Conditions P. T |
|--------|--|---|
| 1..... | Lherzolite à spinelle Texture porphyroclastique | P < 20 kbar 700°C < T < 800°C |
| 2..... | Lherzolite à grenat Texture mylonitique Déformation hétérogène | 23 kbar < P < 30 kbar 950°C < T < 1050°C |
| 3..... | Lherzolite à spinelle Pas de déformation | P < 20 kbar 880°C < T < 950°C |
| 4..... | Péridotite à amphibole Amphibolitisation | P < 12 kbar 700°C < T < 880°C |
| 5..... | Péridotite à amphibole Chlorite-talc Chloritisation | 6 < P < 8 kbar T < 700°C |
| 6..... | Péridotite à chlorite Antigorite Serpentinisation | P < 6 kbar T < 500°C |

3. La similitude des histoires thermodynamiques des roches mantelliques et crustales conduit à considérer le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais comme une écaïlle de lithosphère subductée, laminée et exhumée.

Note remise le 26 septembre 1988, acceptée le 20 octobre 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. KORNPBST, J. P. BARD, B. BRIAND, J. M. CANTAGREL, G. GUITARD, J. R. KIENAST, B. LASNIER, C. LE CORRE et D. SANTALLIER. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 107, 1980, p. 161-189; C. PIN et D. VIELZEUF. *Tectonophysics*, 93, 1982, p. 47-74.
- [2] F. H. FORESTIER, B. LASNIER, A. LEYRELOUP et J. MARCHAND. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, 1973, p. 562-578; J. MARCHAND, *Thèse 3^e cycle*, Nantes, 1974, 207 p.; B. LASNIER, *Thèse Sci.*, Nantes, 1977, 351 p. et E. DUFOUR. *Lithos*, 18, 1985, p. 97-113.
- [3] B. LASNIER. *Bull. Soc. géol. Fr.*, X, 1968, p. 179-185; B. LASNIER. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 1971, p. 29-42; D. BLANC, *Thèse 3^e cycle*, Lyon, 1981, 152 p.; E. DUFOUR, *Thèse 3^e cycle*, Lyon, 1982, 240 p. et E. DUFOUR, J.-M. LARDEAUX et D. COFFRANT, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, série II, 1985, p. 141-144.
- [4] M. J. O'HARA. *Mineral facies in ultrabasic rocks*. In P. T. WYLLIE éd., *Ultramafic and related rocks*, 1967, p. 7-18; J. KORNPBST, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 1970, p. 290-309; C. T. HERZBERG, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 42, 1978, p. 947-957; T. GASPARIK, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 1984, p. 87-97.
- [5] D. H. LINDSLEY, *Am. Mineral.*, 68, 1983, p. 477-493; T. GASPARIK et R. C. NEWTON. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 1984, p. 186-196; T. GASPARIK, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 1987, p. 357-370.
- [6] D. J. ELLIS et D. H. GREEN, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 1979, p. 13-22; H. S. C. O'NEILL et B. J. WOOD, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 1979, p. 59-70; T. KAWASAKI, *J. Jap. Ass. Mineral., Petrol., Econ., Geol.*, 74, 1979, p. 395-405; E. J. KROGH, *Norsk. Geol. Forening Med.*, 1982, p. 17-33; J. FABRIES in V. GABIS et M. LAGACHE, éd., *Thermométrie et barométries géologiques*. Soc. Fr. Mineral. Cristallog., 1983, p. 203-233; S. K. SEEN et A. BATTACHARYA, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 1984, p. 67-71.
- [7] B. J. WOOD, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 1974, p. 1-15.
- [8] D. M. JENKINS, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 1981, p. 166-176.
- [9] F. BOUDIER, A. NICOLAS et J. L. BOUCHEZ. *Nature*, 296, 1982, p. 825-827; M. CANNAT. *Thèse 3^e cycle*, 1983, Nantes, 159 p.; F. BOUDIER, J. L. BOUCHEZ, A. NICOLAS, M. CANNAT, G. CEULENCER, M. MISSERI et R. MONTIGNY. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 75, 1985, p. 215-222.
- [10] J.-M. LARDEAUX et E. DUFOUR, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 1987, p. 61-64.

Laboratoire de Pétrologie, Université Claude-Bernard, Lyon-I et U.R.A.-C.N.R.S. n° 713,
27-43 boulevard du 11-Novembre-1918, 69622 Villeurbanne Cedex.

2 Les relations croûte/manteau dans les Monts du Lyonnais : un contexte de collision continentale.

Les évolutions thermobarométriques établies dans les roches mantelliques et crustales des Monts du Lyonnais sont reportées sur la figure 21 (a) où sont également figurés le géotherme d'une croûte stable (V_i) et le géotherme relaxé à l'infini (V_∞) qui rend compte de la température post collisionnelle maximale atteinte dans une zone de convergence (England et Thompson, 1984). Les trajectoires pression-température calculées dans les Monts du Lyonnais impliquent une histoire géodynamique qui nécessite plusieurs étapes:

- l'enfouissement d'une portion de lithosphère dans une zone de subduction, comme en témoigne l'évolution prograde des péridotites (trajectoires a, barres horizontales).

- des laminations intralithosphériques responsables de la juxtaposition tectonique des roches crustales et mantelliques, dont rend compte la similitude des trajets rétro-morphiques des roches crustales et mantelliques. Les évolutions rétro-morphiques du Lyonnais ne transgressent jamais géotherme infini à l'inverse des exemples pyrénéen (b) et bétique (c), représentatifs des associations croûte/manteau réalisées en contexte distensif puis compressif.

- la remontée du domaine épaissi qui est contrôlé par des processus d'érosion/isostasie post-collisionnels,

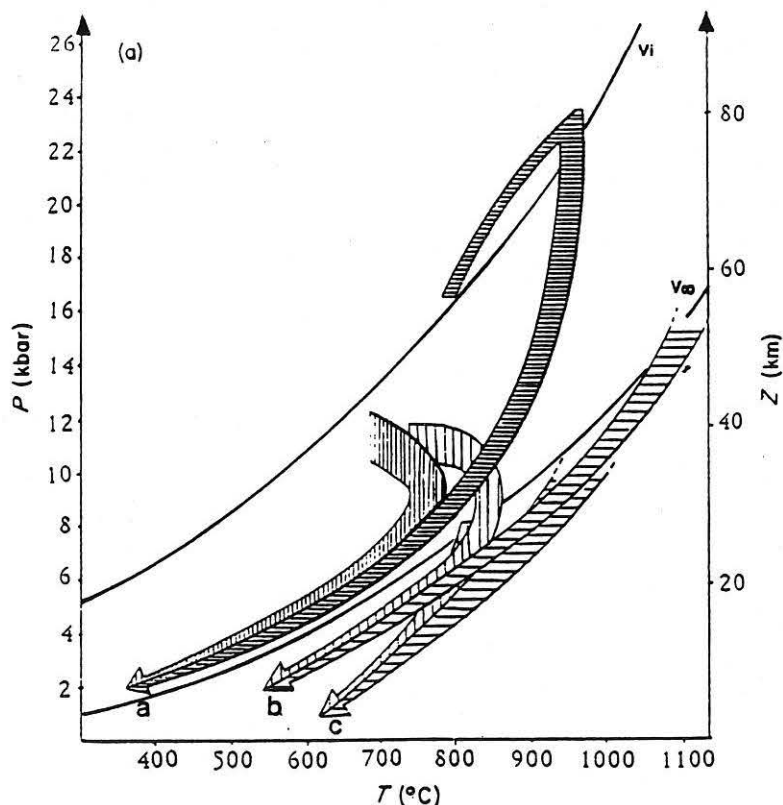


Fig. 21 - (a) = Trajets P-T établis dans les roches crustales et mantelliques du complexe métamorphique des Monts du Lyonnais; (b) = de la chaîne Bético-Rifaine et (c) des Pyrénées. assemblages mantelliques (barres horizontales), assemblages crustaux (barres verticales) . V_i et V_∞ voir texte.

Crust–mantle relationships in the French Variscan chain: the example of the Southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif Central)

V. GARDIEN,¹ M. TEGYEY,² J. M. LARDEAUX,¹ M. MISSEY¹ AND E. DUFOUR¹

¹E.N.S. Lyon et U.C.B. Lyon, UA 726 'Planetologie et Petrologie Structurales', 46 Allée d'Italie, 69364 Lyon Cedex 07, France

²B.R.G.M., Boîte Postale 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France

ABSTRACT Garnet lherzolite from the Lyonnais area (eastern French Massif Central) occurs as several lenses elongated within the regional foliation of garnet–biotite–sillimanite gneisses. Within the peridotites a mylonitic foliation can be observed which clearly is oblique to the regional foliation of the surrounding gneisses. Petrological and thermobarometric studies emphasize a tectonometamorphic re-equilibration for both crustal and mantle rocks characterized by a prograde metamorphic stage followed by retrograde evolution. During the burial stage, interpreted as lithospheric subduction, the peridotites underwent their mylonitic deformation, under high-pressure conditions (23–30 kbar). In contrast, the paragneisses have suffered their deformation during the retrograde evolution under mesozonal conditions (6–8 kbar, 700°C). Our thermobarometric investigations allow us to interpret the granulitic/ultramafic association from the Monts du Lyonnais area as a lithospheric section buried into a Palaeozoic subduction zone, laminated during continental collision and uplifted by erosion processes.

Key words: French Massif Central; garnet lherzolites; granulitic paragneisses; *P–T–t* paths; thermobarometry.

List of abbreviations

| | |
|---------------------|----------------------|
| Ol = olivine | Ilm = ilmenite |
| Gt = garnet | Mus = muscovite |
| Opx = orthopyroxene | Ca = Ca-tschermakite |
| Cpx = clinopyroxene | Fo = forsterite |
| Sp = spinel | Fa = fayalite |
| Kf = K-feldspar | En = enstatite |
| Kya = kyanite | Al = almandine |
| Rut = rutile | Py = pyrope |
| Qz = quartz | Gr = grossular |
| Sill = sillimanite | Ab = albite |
| Cord = cordierite | An = anorthite |
| Bio = biotite | |

INTRODUCTION

Mantle peridotites associated with highly metamorphosed crustal rocks outcrop in the inner zones of orogenic belts and attest to mantle intercalation within collision zones. The presence of peridotites raises questions about the mechanism of their uplift and about the crust–mantle relationships during orogenic processes. Explanations for the peridotite–granulite associations are wide ranging (Nicolas, 1984). For example, the Ivrea zone within the Alpine Chain (Brodie & Rutter, 1987) and the Santa Lucia

di Mercurio Complex in Corsica (Libourel, 1988) are interpreted as lower crust/upper mantle cross-sections emplaced at shallow depth during extensional processes. Kornprobst & Vielzeuf (1984) and Vielzeuf & Kornprobst (1984) in the Pyrenean and Betico-Rifean belts have considered extensional processes (crustal thinning) prior to compressive or transcurrent stages (crustal splitting) as an efficient mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. An alternative set of models suggests that during continental collision the tectonic emplacement of mantle slices occurs along major thrust planes, giving rise to the location of peridotites at the thrust soles (Lasnier, 1977; Burg & Matte, 1978; Smith, 1980; Burg, Leyreloup, Marchand & Matte, 1984; Matte, 1986). On the other hand, more complex histories have been depicted which imply burial into subduction zones. This subduction stage could be followed by slow uprising controlled by erosion and isostasy as is the case for the subducted lithosphere from the Lepontine Alps (Evans & Tromsdorff, 1978) or by rapid exhumation related to thrust tectonics as, for example, in the Palaeozoic belt of Western Norway (Cuthbert, Harvey & Carswell, 1983; Carswell & Cuthbert, 1986).

Within the deep-seated nappes of the French Massif Central several ultramafic–granulitic assemblages have been recognized and the significance of which is still under discussion (Forestier, Lasnier, Leyreloup & Marchand,

477

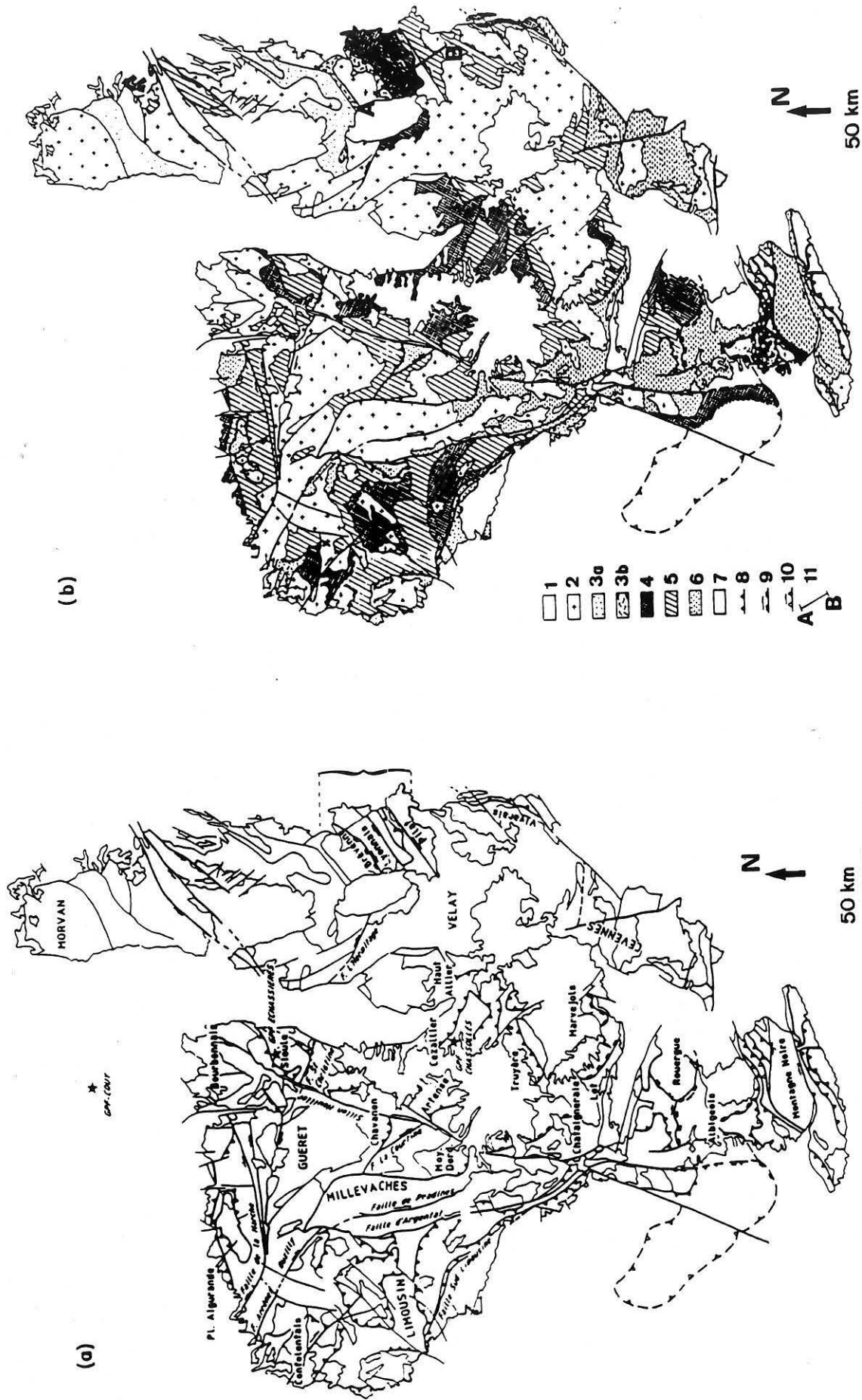


Fig. 1. (a) Geographical location of the main geological regions in the French Massif Central. (b) Sketch map of the main thrust nappes. 1: Viséan deposits; 2: undifferentiated granitic bodies; 3: epizonal upper unit; 3a: Thiviers Payzac and Gens units; 3b: Brevenne unit; 4: Upper gneissic unit; 5: Lower gneissic unit; 6: autochthonous unit; 7: Palaeozoic southern unit; 8: thrust nappes (390–370 Ma); 9: thrust and transcurent zones (350–320 Ma); 10: thrust and transcurent zones (520 + 10 Ma); 11: localization of the cross-section (Fig. 2)

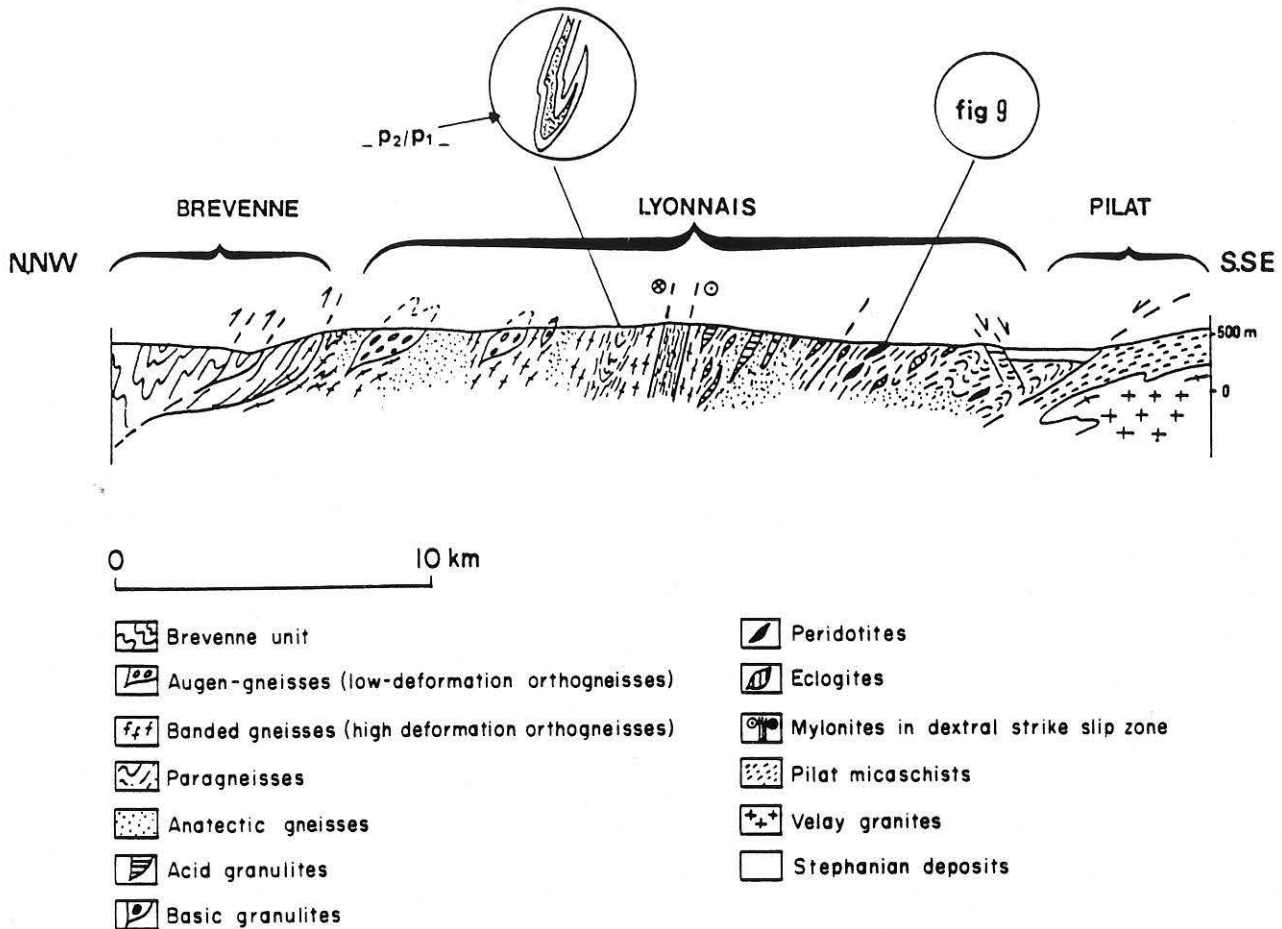


Fig. 2. Structural cross-section of the Eastern French Massif Central area.

1980; Burg, Bale, Brun & Girardeau, 1987; Ledru, Lardeaux, Santallier, Autran, Quenardel, Floc'h, Lerouge, Maillet, Marchand & Ploquin, 1989). Because of differences in the thermal-tectonic contexts, each of the previously proposed models implies contrasted patterns of pressures and temperatures recorded by the rock associations. In order to distinguish among conflicting models, we present thermobarometric constraints and $P-T$ paths for crustal and mantle samples from the eastern French Massif Central, where peridotites and high-grade rocks are well preserved.

REGIONAL GEOLOGY

The Western European Variscan belt, which resulted from the convergence between the Gondwanan and Laurasian blocks, has significantly thickened the lithosphere (Bard, Burg, Matte & Ribiero, 1980; Matte, 1986). Within the inner part of this belt numerous deep-seated nappes have been recognized (Demay, 1948; Burg & Matte, 1978; Burg, 1983; Ledru *et al.*, 1989). One of these units, the Monts du Lyonnais metamorphic complex (eastern French Massif Central, Fig. 1) consists of several rock types, of which the

most important are layered garnet-biotite-sillimanite paragneisses (Peterlongo, 1960). However, orthogneisses (metagranites) can be recognized, essentially in the Northern Lyonnais unit (Dufour, 1982). An anatectic remobilization is locally developed giving rise to migmatitic biotite gneisses. This tectonometamorphic unit also contains lenses of HP-HT rocks (eclogites, granulites) and related mantle assemblages (peridotites) which have recorded early HP metamorphism and subsequent retromorphic re-equilibration (Lasnier, 1968; Blanc, 1981; Dufour, 1982, 1985; Dufour, Lardeaux & Coffrant, 1985; Gardien, Lardeaux & Misseri, 1988; Lardeaux, Reynard & Dufour, 1989). Several generations of structures can be recognized but the most striking in the field is a foliation present in all the lithologies and parallel to the different layers (Lardeaux & Dufour, 1987; Feybesse, Lardeaux, Johan, Tegye, Dufour, Lemiére & Delfour, 1988). The orientation of the regional foliation is about N20-N60° dipping towards the NW or SE, while the main finite stretching direction is about NNE-SSW. The metamorphic history of the Northern Lyonnais lithologies, mainly the orthogneisses and basic granulites, is known from several studies. Thus, this paper presents mineralogical and

thermobarometric data from both garnet–biotite–sillimanite gneisses and peridotites, essentially located in the Southern Lyonnais unit (Fig. 2).

THE CRUSTAL ASSEMBLAGES

Petrography

The Monts du Lyonnais paragneisses consist of predominantly quartz, plagioclase, K-feldspar, garnet, biotite and aluminosilicates. The bulk rock compositions of the paragneisses are consistent with a sedimentary origin, mainly greywackes and shales (Table 1). In the field, the most common paragneiss type is foliated with sillimanite–biotite-rich bands interlayered with quartzofeldspathic layers. The mesoscopic planar fabric is a composite S_{1-2} structure, but in some cases S_2 planes are seen to transpose the earlier S_1 foliation. However, low deformation domains are preserved, without sharp mechanical discontinuity, within the regional foliation. This reflects the heterogeneity of finite strain distribution. Thus, these low strain domains represent structural and also petrological relicts, because they are preserved from the catalytic effect of intracrystalline deformation upon reactions and early minerals remain metastable. An anatectic remobilization occurs locally, superimposed on the foliation or contemporaneous with the late deformation stage, S_3 (Lardeaux & Dufour, 1987), giving rise to migmatitic gneisses. The latter show the appearance of successive generations of cordierite more or less involved within the deformation. Therefore, the following gneiss types can be distinguished.

Low-deformation paragneiss

Low-deformation paragneisses (Fig. 3) have a granuloblastic texture. The common assemblage of these rocks is quartz, plagioclase, K-feldspar, garnet, aluminosilicates, biotite and rutile. The matrix consists of quartz–plagioclase and K-feldspar which shows lobate and irregular outlines (typical grain sizes of 0.1–1 mm). Within the matrix, garnet and kyanite porphyroclasts can be observed. The garnet porphyroclasts (0.5 mm) occur as spheric or amoeboid grains, with quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and rutile inclusions. Some garnets are surrounded by biotite and sillimanite coronas but, generally, garnet shows sharp outlines with K-feldspar and plagioclase. Such a contact clearly indicates the stable coexistence of all these phases during an early

Table 1. Representative chemical compositions of the Monts du Lyonnais paragneisses.

| | Low-deformation paragneisses | | Foliated paragneisses | | Anatectic paragneisses | |
|--------------------------------|------------------------------|-------|-----------------------|-------|------------------------|-------|
| SiO ₂ | 66.85 | 65.95 | 64.85 | 63.70 | 66.90 | 68.00 |
| Al ₂ O ₃ | 15.50 | 15.90 | 15.70 | 15.60 | 15.85 | 15.95 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.29 | 0.52 | 0.03 | 0.30 | 0.50 | 0.02 |
| FeO | 4.42 | 4.18 | 5.15 | 4.92 | 4.92 | 4.47 |
| MgO | 1.66 | 2.06 | 2.45 | 2.50 | 2.33 | 2.05 |
| CaO | 2.26 | 1.17 | 1.44 | 1.25 | 1.03 | 0.96 |
| Na ₂ O | 2.87 | 3.45 | 2.79 | 3.16 | 1.98 | 2.54 |
| K ₂ O | 3.95 | 3.78 | 3.64 | 5.27 | 3.50 | 3.72 |
| TiO ₂ | 0.76 | 0.82 | 0.77 | 0.78 | 0.76 | 0.64 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.18 | 0.22 | 0.16 | 0.18 | 0.11 |
| MnO | 0.06 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.09 |
| P.F | 0.89 | 0.90 | 1.69 | 1.28 | 2.04 | 1.50 |
| Ba (p.p.m.) | 780 | 796 | 645 | 783 | 703 | 420 |
| Rb | 107 | 81 | 179 | 181 | 129 | 106 |
| Sr | 192 | 75 | 207 | 190 | 176 | 124 |
| Zr | 251 | 320 | 198 | 172 | 182 | 181 |
| Nb | 24 | 24 | 115 | 18 | 15 | 11 |
| Y | 36 | 41 | 29 | 26 | 27 | 33 |

stage. Kyanite porphyroclasts (0.1–3 mm) display generally sharp boundaries with garnet, plagioclase and K-feldspar, although some of them are pseudomorphed at their margins by prismatic sillimanite.

Foliated paragneiss

Foliated paragneisses (Fig. 4) consist of a quartz, K-feldspar, plagioclase, garnet, biotite and sillimanite assemblage. The foliation, more or less well developed, is defined by elongated biotite and fibrolitic sillimanite. Recrystallized quartz, K-feldspar and plagioclase ribbons define boudinaged aggregates parallel to mica-rich layers. Garnet is clearly residual, often replaced by biotite and sillimanite. Small recrystallized garnets showing an important grain size reduction are dismembered within the foliation. The biotites may be replaced on their rims by a pale green fibrous chlorite and white mica, while ilmenite appears at the expense of rutile grains. Rare deformed cordierite appears sometimes as elongated porphyroclasts within the S_{1-2} foliation and cut by the third-generation planar structures (S_3).

Anatectic paragneiss

Anatectic paragneisses (Fig. 5) consist of a cordierite, K-feldspar, biotite, garnet, plagioclase, quartz and sillimanite assemblage with a coarse-grained texture. Cordierite and K-feldspar are late phases appearing as undeformed poikiloblasts which enclose garnet, biotite, sillimanite and quartz. Cordierite appears as a relatively fresh mineral, K-feldspar is replaced by white mica and chlorite. Garnets are sometimes replaced by large and undeformed biotite porphyroblasts.

In summary, textural analysis allows us to distinguish a three-stage evolution involving an early high-pressure metamorphism characterized by garnet, K-feldspar and kyanite stability, followed by a tectonometamorphic re-equilibration showing garnet destabilization to a biotite–sillimanite association. The occurrence of cordierite and biotite characterizes a later anatectic remobilization. The relationship between this paragenetic evolution and the deformational history of the paragneisses is summarized in Fig. 6.

Mineralogy

Analytical technique

Chemical analyses of the main phases have been obtained using the electron microprobe at the Department of Geology and Mineralogy in the University Clermont-Ferrand II (WDS method). Standards were natural silicates and oxides, the acceleration voltage was 15 kV and the counting time 10 s.

Garnet

Garnets from the studied paragneisses are essentially an almandine–pyrope–grossular solid-solution (Fig. 7); the spessartine content never exceeds 3.5 mol.%. Garnet from the three gneiss types display markedly different compositions (Table 2). Garnet from the low-deformation paragneisses are Mg and Ca richer ($X_{\text{Pyr}} = 20\text{--}30\%$; $X_{\text{Gro}} = 7\text{--}14\%$) than garnet from the foliated and anatectic paragneisses ($X_{\text{Pyr}} = 12\text{--}18\%$; $X_{\text{Gro}} = 3\text{--}7\%$). Conversely, garnet from the anatectic paragneisses are Fe-richer than garnet from the low-deformation paragneisses. The Mn contents do not vary greatly in the different types. As we have seen previously, the bulk rock compositions are similar for the different analysed samples. The differences in the garnet compositions and, more precisely, the Fe/(Fe + Mg) ratio from the analysed paragneisses could thus be interpreted as the result of differences in the physical conditions recorded by the parageneses during the metamorphic evolution, rather than a difference in the original bulk rock composition. Whatever the lithology is, garnet grains are essentially unzoned, except for a

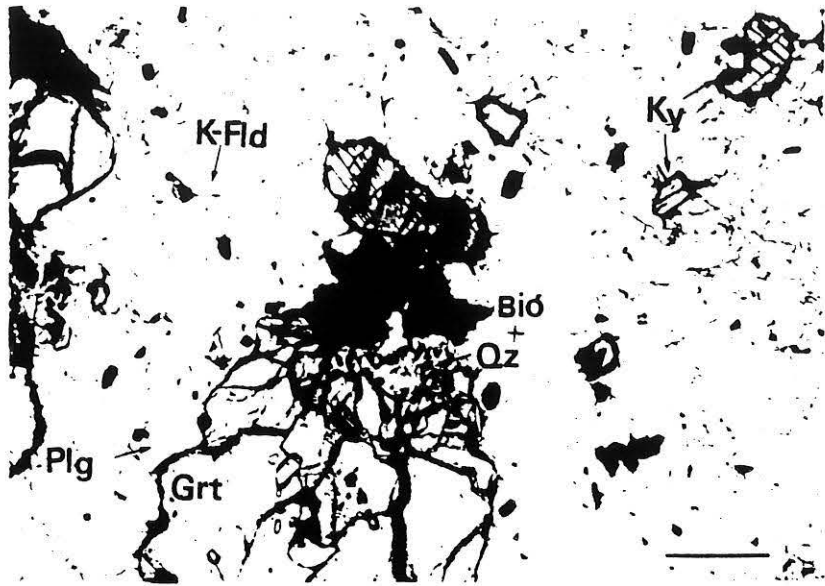


Fig. 3. Low-deformation paragneiss showing granulite assemblages with garnet (Grt), K-feldspar (K-Fld), kyanite (Ky) and plagioclase (Plg) equilibrium. Scale bar ≈ 0.5 mm.

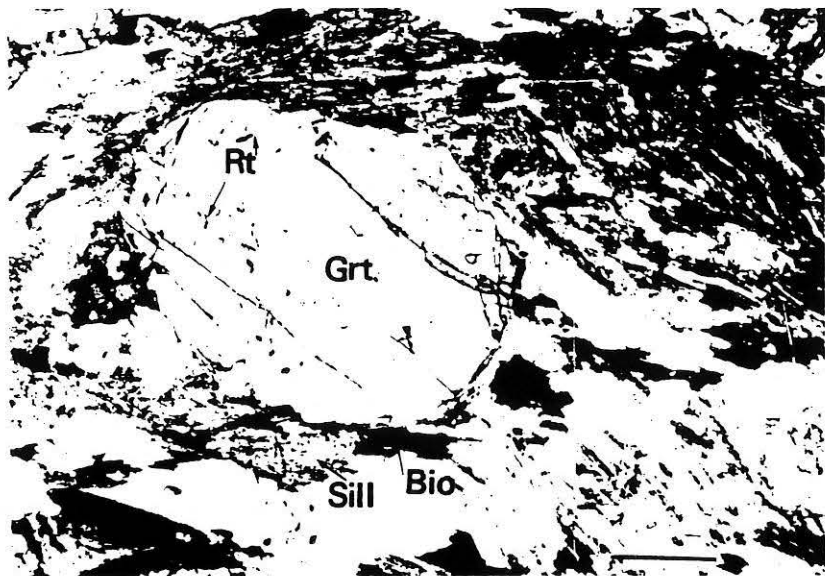


Fig. 4. Foliated paragneiss showing the destabilization of the garnet (Grt)-K-feldspar (K-Fld) association into biotite (Bio) and sillimanite (Sill). Scale bar ≈ 0.5 mm.

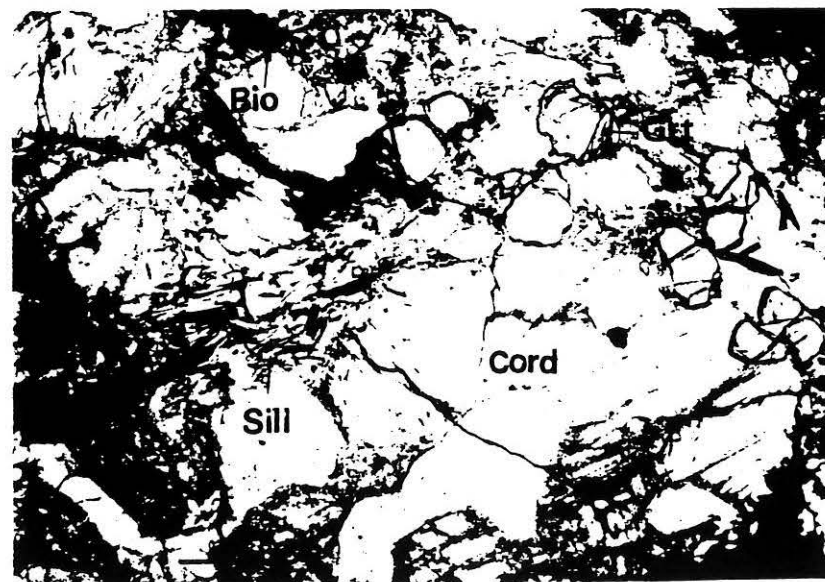


Fig. 5. Anatectic paragneiss showing the development of late cordierite (Cord) enclosing the previous phases garnet (Grt), biotite (Bio) and sillimanite (Sill). Scale bar ≈ 0.5 mm.

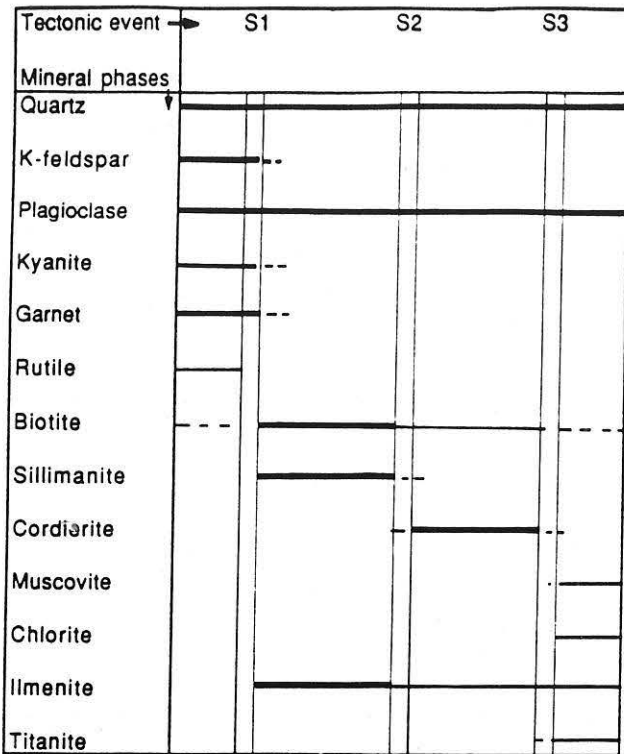


Fig. 6. The stability of the minerals related to the deformation events and to the metamorphic phases, indicated by black bars. The thicker the bar is, the more important the mineral crystallization is.

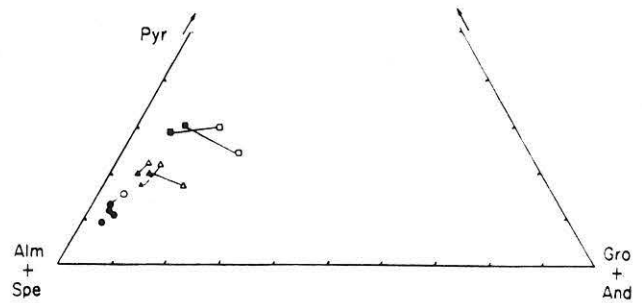


Fig. 7. Variations of almandine (Alm), grossular and pyrope contents within garnets from the Monts du Lyonnais paragneisses: (□) core and (■) rim compositions from low-deformation gneisses; (△) core and (▲) rim compositions from foliated gneisses; (○) core and (●) rim compositions from anatectic gneisses.

decrease in Mg-Ca contents and an increase in Fe-Mn contents close to the rims. Such homogeneous core compositions suggest a re-equilibration of the garnets during the last metamorphic event recorded by the paragneisses. The rim zonation is commonly interpreted as the result of marginal re-equilibration between coexisting phases by cation exchange during metamorphic evolution (Tracy, Robinson & Thompson, 1976; Spear & Selverstone, 1983; Spear, 1988).

Biotite

Biotite shows different compositions with respect to the three gneiss types (Table 2). Rare biotite included within garnet from the low-deformation paragneiss shows higher Mg/(Mg + Fe) ratios (0.69) than retrogressive biotite from both foliated and anatectic gneisses (0.5-0.4) (Table 2). Moreover, the biotites included

Table 2. Representative chemical compositions and structural formulas of garnet, biotite and plagioclase of the Monts du Lyonnais paragneisses.

| Sample Analysis | B.F4b 52 | B.F4b 61 | B.F6a 56 | B.F4b 43 | B.F4b 57 | B.F 6a 41 | B.F 6a 46 | Pe 1 BF D. 58 | Pe 1 BF E. 71 | Pe 1 BF D. 71 | Pe 1 BF 2 | Pe 1 BF 4 | B.F 4b 38 | B.F 4b 51 | B.F 6a 35 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|---------------|---------------|---------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Mineral | Ol | Ol | Ol | Gta | Gta | Gtb | Gtb | Opx 1 | Opx 2 | Opx 3 | Cpx 1 | Cpx 2 | Sp 1 | Sp 2 | Sp 3 |
| SiO ₂ | 42.83 | 42.02 | 41.66 | 38.87 | 43.41 | 42.82 | 42.44 | 56.52 | 58.75 | 56.67 | 52.62 | 55.50 | 0.06 | 0.07 | 0.42 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.00 | 0.05 | 0.10 | 0.24 | 0.17 | 0.28 | 0.11 | 0.00 | 0.05 | 0.64 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.14 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 21.48 | 23.35 | 22.76 | 23.45 | 2.15 | 0.06 | 2.01 | 4.83 | 0.77 | 43.83 | 55.01 | 34.78 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.20 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 10.62 | 10.75 | 7.31 | 7.87 | 8.42 | 8.77 | 8.97 | 6.06 | 6.61 | 8.06 | 2.83 | 1.63 | 13.60 | 12.45 | 15.58 |
| MnO | 0.22 | 0.23 | 0.03 | 0.05 | 0.31 | 0.45 | 0.48 | 0.17 | 0.00 | 0.38 | 0.07 | 0.05 | 0.04 | 0.00 | 0.28 |
| MgO | 46.53 | 47.40 | 50.32 | 25.36 | 19.88 | 19.07 | 19.18 | 34.19 | 34.98 | 32.74 | 14.62 | 17.94 | 15.75 | 18.03 | 13.55 |
| CaO | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 4.13 | 5.03 | 4.85 | 4.61 | 0.15 | 0.19 | 0.20 | 19.73 | 24.14 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.20 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 2.23 | 0.31 | 0.06 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | — | 0.75 | — | — | — | — | — | — | — | — | 26.04 | 14.92 | 34.64 |
| Total | 100.63 | 100.82 | 99.78 | 98.81 | 100.89 | 100.31 | 100.69 | 99.61 | 101.64 | 100.14 | 98.61 | 100.71 | 99.37 | 100.66 | 99.53 |
| Si | 1.0416 | 1.0234 | 1.0105 | 5.6261 | 6.0508 | 6.0752 | 5.9791 | 1.9530 | 1.9890 | 1.9650 | 1.9312 | 1.9927 | 0.0134 | 0.0144 | 0.0971 |
| Ti | 0.0004 | 0.0004 | 0.0005 | 0.0105 | 0.0248 | 0.0178 | 0.0296 | 0.0030 | 0.0000 | 0.0010 | 0.0178 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0245 |
| Al | 0.0005 | 0.0001 | 0.0004 | 3.6645 | 3.8363 | 0.8055 | 3.8940 | 0.0470 | 0.0390 | 0.0822 | 0.2090 | 0.0325 | 11.5040 | 13.6010 | 9.5600 |
| Fe ³⁺ | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.6212 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Fe ²⁺ | 0.2159 | 0.2190 | 0.1483 | 0.9526 | 0.9817 | 1.0409 | 1.0572 | 0.1750 | 0.1870 | 0.2340 | 0.0870 | 0.0489 | 2.5370 | 2.1837 | 3.0390 |
| Mn | 0.0045 | 0.0048 | 0.0007 | 0.062 | 0.0371 | 0.0541 | 0.0576 | 0.0020 | 0.0010 | 0.0110 | 0.0023 | 0.0016 | 0.0071 | 0.0319 | 0.0550 |
| Mg | 1.6866 | 1.7209 | 1.8190 | 5.4714 | 4.1304 | 4.0323 | 4.0272 | 1.7600 | 1.7650 | 1.6920 | 0.7998 | 0.9599 | 5.2377 | 5.6389 | 4.7121 |
| Ca | 0.0006 | 0.0004 | 0.0005 | 0.6399 | 0.7505 | 0.7371 | 0.6952 | 0.0060 | 0.0070 | 0.0070 | 0.7757 | 0.9285 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0073 |
| Na | 0.0001 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0586 | 0.0070 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0030 | 0.0000 | 0.1583 | 0.0218 | 0.0262 | 0.0000 | 0.0000 |
| K | 0.0005 | 0.0005 | 0.0009 | 0.0013 | 0.0022 | 0.0000 | 0.0047 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0091 |
| Cr ³⁺ | — | — | — | 0.0105 | — | — | — | — | — | — | — | — | 4.5932 | 2.4754 | 6.3872 |
| Fo 88.15 | Fo 88.15 | Fo 92.19 | Al 13.49 | Al 16.68 | Al 17.78 | Al 18.17 | En 86.51 | En 88.41 | En 83.76 | Wo 46.10 | Wo 47.89 | | | | |
| Fa 11.85 | Fa 11.85 | Fa 7.81 | Py 77.47 | Py 70.19 | Py 68.88 | Py 69.20 | Fr 8.704 | Fr 9.42 | Fr 12.12 | En 48.04 | En 49.51 | | | | |
| | | | Gr 6.20 | Gr 8.92 | Gr 8.57 | Gr 6.96 | Ca 4.021 | Ca 1.887 | Ca 3.937 | Fs 5.36 | Fs 2.61 | | | | |

within garnet have a Ti content of about 0.55, which is characteristic (Zarkrutin & Grigorenko, 1968) of granulite facies biotites. The Ti content of retromorphic biotite (0.28) is in good agreement with amphibolite facies biotites.

Plagioclase

Plagioclase compositions vary little between the different gneiss types. The An content is between An₂₅ from low-deformation paragneiss and An₄₀ from foliated paragneiss (Table 2).

Cordierite

Deformed cordierite within foliated samples and poikilitic cordierite from anatectic gneisses is chemically homogeneous with an Fe/(Fe + Mg) ratio of 0.42–0.46.

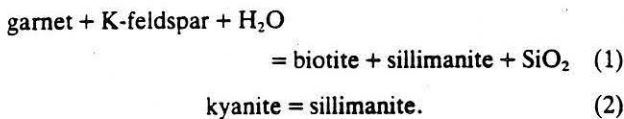
White mica

Some white micas display a quite important Si^{IV} substitution, around 3.15 per formula unit, but generally white micas occur as muscovite fibres at the expense of K-feldspar and cordierite or on the biotite rims.

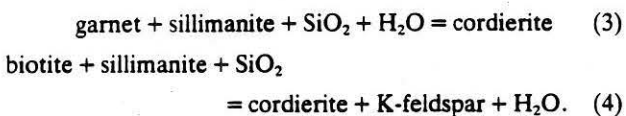
Interpretation and metamorphic reactions

The successive parageneses observed in the three gneiss types can be used to constrain the metamorphic evolution of the Monts du Lyonnais paragneisses. The occurrence of rutile inclusions within garnets associated with kyanite and K-feldspar, preserved in the low-deformation paragneisses, indicates an early high-pressure metamorphism.

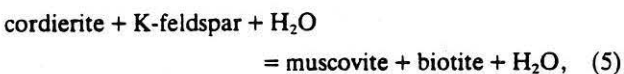
The garnet destabilization to biotite and sillimanite assemblages involved in the S₁₋₂ foliation suggests a retrogression characterized by a decrease in pressure contemporaneous with the main deformation. The retrogression is in good agreement with the sillimanite occurrence as pseudomorphs after kyanite according to the reactions:



Within the foliated and anatectic gneiss types, cordierite and K-feldspar are observed as poikiloblastic grains enclosing the earlier phases (garnet, plagioclase, quartz, biotite) corresponding to the reactions:



Moreover, the biotite, cordierite and K-feldspar destabilization into white mica is consistent with the reaction:



and the occurrence of chlorite at the expense of garnet suggests



These inferred metamorphic reactions can be interpreted using the petrogenetic grid established for the pelitic system for granulite facies conditions (Thompson, 1976, 1982; Vielzeuf & Bovin, 1984). The metamorphic history of the Lyonnais paragneisses is a retrogressive evolution. Similar retromorphic evolution which involves the destabilization of the garnet + K-feldspar pair has been described by Kornprobst (1971–1974), Dubois (1976), Schmid & Wood (1976), Le Breton (1983), Vielzeuf (1984) and Libourel (1985, 1988).

Physical conditions of metamorphism

For thermobarometric investigations, in each sample analysed phases were in contact or, at least, close proximity. The rim analyses are considered as the latest equilibrium composition between coexisting phases. Thus, calculated *P–T* data represent minimum equilibrium conditions for each metamorphic stage.

The early stage

Geothermometry on garnet cores with biotite inclusions (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982) in the residual granulite paragneiss, yields temperatures of about 650–750°C. Related pressures during the early metamorphic stage, estimated using the garnet–plagioclase (Newton & Haselton, 1981) geobarometer, are between 7.5 and 10.5 kbar. The rutile inclusions within garnets, using the GRAIL barometer (Bohlen, Wall & Boettcher, 1983), give lower pressure values of between 6 and 8 kbar.

Metamorphic conditions during pervasive deformation

Geothermometry on garnet rims and coexisting biotite in the foliated paragneiss indicates that the main deformation stage occurred under temperatures of 750–800°C. The pressure obtained using the garnet–biotite barometer in the presence of muscovite, quartz and aluminosilicates (Spear & Selverstone, 1983) is from 7 to 9 kbar.

Metamorphic conditions during anatexis

The Fe–Mg distribution between garnet and cordierite coexisting with sillimanite and quartz is potentially useful for thermobarometry (calibrations of Richardson, 1975; Thompson, 1976; Holdaway & Lee, 1977). The estimated pressures and temperatures are around 4.5–6 kbar and 650°C.

The latter stage

The physical conditions obtained by the use of the Si^{IV} content (3.15 per formula unit) in locally developed white micas (Massone & Schreyer, 1987) are about 3 kbar for temperatures decreasing from 600 to 500°C, according to the development of chlorite at the expense of garnet and biotite (Hsu, 1968; Seifert, 1970).

The *P–T* conditions estimated for the successive

Table 3. Thermobarometric results of the Monts du Lyonnais paragneisses.

| Stage | Temperature (°C) | Pressure (kbar) |
|-------------------------|--|--|
| Early stage | Gt/Bio thermometer FS(78) HS(82) 650 < T < 750 | Gt/Pla barometer NH(81) G(76) 7.5 < P < 10.5 |
| | | Gt/Rut barometer B(83) 6 < P < 8 |
| Pervasive deformation | Gt/Bio thermometer FS(78) HS(82) 750 < T < 850 | Gt/Bio/Mu/Al ₂ SiO ₅ /Q SS(83) 7 < P < 9 |
| Anatetic remobilization | Gt/Cord thermometer T(76) HL(77) T = 650 | Gt/Cord barometer W(73) F(75) HL(77) 3.5 < P < 4.5 |
| Later stage | chlorite occurrence H(68) S(70) 500 < T < 600 | Si ⁴⁺ barometer M(80) MS(87) P < 4 |

FS(78) = Ferry & Spear (1978); HS(82) = Hodges & Spear (1982); NH(81) = Newton & Haselton (1981); B(83) = Bohlen *et al.* (1983); SS(83) = Spear & Selverstone (1983); T(76) = Thompson (1976); HL(77) = Holdaway & Lee (1977); WR(80) = Wells & Richardson (1980); H(68) = Hsu (1968); S(70) = Seifert (1970); M(80) = Massonne (1980); MS(87) = Massonne & Schreyer (1987); W(73) = Weisbrod (1973); G(76) = Ghent (1976).

metamorphic stages given above are summarized in Table 3.

P-T path of the Monts du Lyonnais paragneisses

The thermobarometric results given above are shown in a P-T diagram (Fig. 8 & Table 4). The proposed tectonometamorphic evolution enhances an early high-

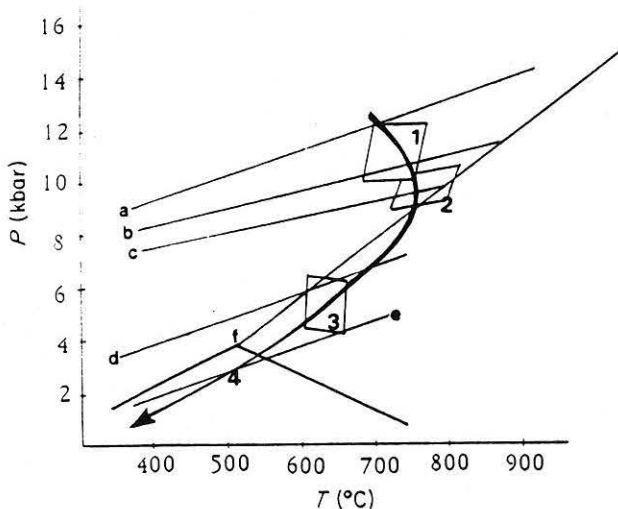


Fig. 8. P-T path of the paragneisses from the Monts du Lyonnais. (a) Ilmenite + Al₂SiO₅ + quartz = almandine + rutile reaction from Bohlen *et al.* (1983); (b and c) log₁₀ K_(P,T) with: K_(P,T) = (a_{Ilm})³(a_{Ky})(a_{Qz})²/(a_{Alm})(a_{Rut})³ isopleths with b = 0.1 and c = 0.2, from Bohlen *et al.* (1983); (d and e) Si^{IV} + contents per formula unit within phengite with d = 3.2 and e = 3.1, from Massonne & Schreyer (1981); (f) Al₂SiO₅ phase relations from Holdaway (1971).

Table 4. Thermobarometric results, mineralogical and textural evolution of the Monts du Lyonnais paragneisses.

| Stage | Temperature (°C) | Pressure (kbar) | Texture and parageneses |
|-------|------------------|-----------------|---|
| I | 650–750 | >10 | granuloblastic Grt-Kf-Kya-Rut |
| II | 750–850 | 7–10.5 | foliated Grt-Bio-Sill-Qz-Ilm |
| III | 600–650 | 4.5–6.5 | poikilitic Cord-Kf-Grt-Bio-Qz |
| IV | <500 | <3 | poikilitic Grt-Bio-Mu-Chl- Cord-Kf-Qz |

pressure metamorphic stage of about 650–750°C and 10 kbar for the minimum pressure. This granulite stage is followed by a decompression path contemporaneous with the main deformation event. This retrogression is characterized at first by a decrease in P and an increase in T, and later by a decrease in both P and T conditions.

THE MANTLE ASSEMBLAGES

Petrography and mineralogy

The Monts du Lyonnais peridotites occur as hectometric boudinaged lenses elongated within the garnet-biotite-sillimanite gneisses. Within the peridotite bodies, an internal mylonitic foliation can be observed clearly oblique to the regional foliation of the surrounding gneisses (Fig. 9) (Gardien *et al.*, 1988). The mylonitic deformation in the peridotites is heterogeneous giving rise to low-strain areas (Fig. 10) with coronitic texture and high-strain areas (Fig. 11) with mylonitic texture. The main constituents of the peridotites are olivine, garnet, pyroxene, spinel, amphibole with minor chlorite, talc, ilmenite and serpentine.

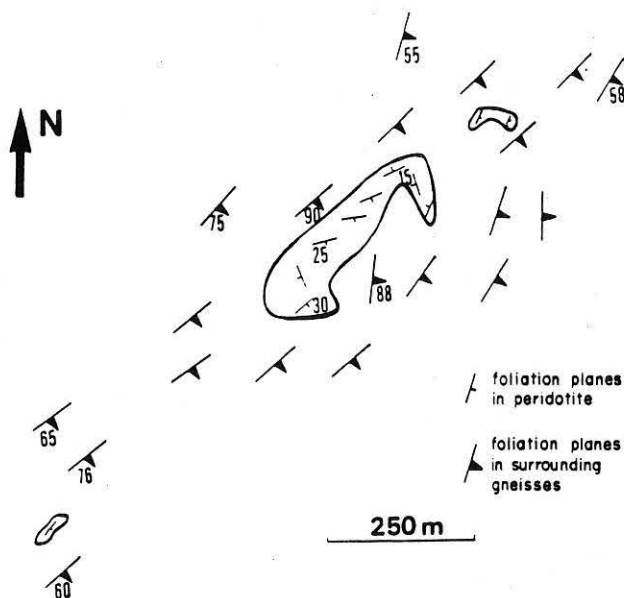


Fig. 9. Structural situation of the garnet peridotite occurrences in the Monts du Lyonnais.



Fig. 10. Low-strain area of the garnet peridotite body showing the garnet (Grt) corona around spinel (Sp) and the destabilization of garnet into a complex orthopyroxene (Opx) and spinel (Sp) kelyphite (Kel). Scale bar is ≈ 0.5 mm.

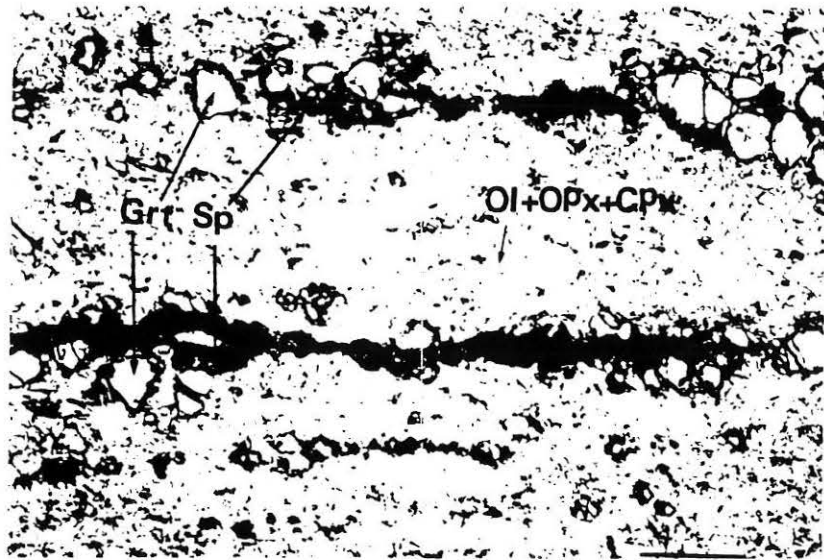


Fig. 11. High-strain area of the garnet peridotite body showing the association of garnet (Grt) and Cr-rich spinel (Sp) elongated within the foliation. Scale bar ≈ 0.5 mm.

Olivine

Olivine is the main phase and occurs in two different textures, predominantly neoblasts (grain size 0.1 mm) and rare elongate porphyroclasts essentially within the low-strain areas. Analysed neoblasts and porphyroblasts of olivine are Fo_{90} (Table 5).

Pyroxene

Both orthopyroxene and clinopyroxene can be observed as neoblasts in the matrix, either associated with olivine grains or as porphyroclasts, sometimes organized in differentiated pyroxene layers. Orthopyroxene also occurs as fine-grained fibres closely involved with spinel in a corona around garnet, and as a secondary corona in the outer part of a kelyphite around garnet. The analysed orthopyroxenes and clinopyroxenes (Table 5) are enstatite and diopside in composition. Some porphyroclastic orthopyroxenes display a zonation characterized by a large decrease in Al and Ca contents from the core to rim (Fig. 12).

Spinel

Brown and red spinels can be observed in two different sites. (i) In the coronitic texture, spinel occurs as porphyroclasts surrounded by a garnet corona. In such low-strain areas, two generations of spinel included within garnet were analysed. The first is an Al-rich spinel (Al 55 mol.%, Cr 15 mol.%) and the second is a Cr-rich spinel (Al 44 mol.%, Cr 27 mol.%) (Table 5). (ii) In the mylonitic texture, spinel occurs as small grains, coexisting with garnet in aggregates elongated within the foliation. They show a higher Cr content (Cr > 30 mol.%, Al < 35 mol.%) (Table 5). Spinel located within the matrix is richer in iron (Fe 20 mol.%). Unfortunately, because of the thinness of the lamellae, the analyses of spinel in the kelyphite give mixtures of both orthopyroxene and spinel.

Garnet

Within the low-strain areas, garnet occurs as a corona around spinel and as porphyroclasts which contain olivine and pyroxene

Table 5. Representative chemical compositions and structural formulas of garnet, spinel, pyroxene and amphibole of the Monts du Lyonnais peridotites.

| Sample Analysis Mineral | CR 20 5 Gt r | CR 20 8 Gt c | BF 4 69 Gt r | BF 4 74 Gt c | LJ 3 51 Gt r | LJ 3 63 Gt c | CR 20 17 Bio* | CR 20 54 Bio | BF 4 81 Bio | BF 4 83 Bio | LJ 3 62 Bio* | LJ 3 17 Bio* | CR 20 2 Pla | LJ 3 50 Pla |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 39.34 | 40.17 | 38.12 | 38.31 | 38.47 | 38.12 | 38.96 | 36.60 | 36.40 | 36.79 | 35.67 | 35.40 | 61.99 | 62.19 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 4.82 | 1.83 | 2.06 | 2.69 | 3.85 | 2.93 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 22.15 | 22.83 | 22.11 | 21.82 | 21.71 | 21.71 | 18.10 | 21.19 | 19.32 | 20.35 | 19.80 | 19.82 | 23.18 | 24.23 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 28.46 | 24.76 | 31.85 | 30.76 | 32.74 | 33.59 | 11.59 | 16.81 | 16.06 | 18.20 | 18.20 | 20.86 | 0.18 | 0.07 |
| MnO | 0.98 | 0.90 | 1.55 | 1.22 | 2.24 | 2.28 | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.07 | 0.03 |
| MgO | 7.32 | 7.77 | 4.72 | 5.35 | 3.96 | 3.52 | 14.66 | 10.34 | 11.32 | 10.30 | 8.13 | 7.79 | 0.01 | 0.00 |
| CaO | 2.24 | 5.59 | 2.03 | 1.92 | 0.88 | 1.04 | 0.00 | 0.14 | 0.14 | 0.11 | 0.03 | 0.00 | 5.15 | 4.72 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.18 | 0.32 | 0.32 | 0.38 | 0.21 | 0.17 | 8.40 | 8.90 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 9.19 | 8.63 | 7.55 | 8.71 | 9.26 | 8.78 | 0.26 | 0.23 |
| Total | 100.64 | 102.20 | 100.47 | 99.47 | 100.12 | 100.26 | 101.79 | 100.07 | 97.23 | 97.99 | 99.72 | 99.72 | 99.25 | 100.49 |
| Si | 6.0545 | 6.0256 | 5.9949 | 5.9678 | 6.0899 | 6.0577 | 5.5362 | 5.4004 | 5.4949 | 5.3354 | 5.3786 | 5.3680 | 2.7700 | 2.7444 |
| Ti | 0.0011 | 0.0108 | 0.0014 | 0.0000 | 0.0030 | 0.0000 | 0.5153 | 0.2031 | 0.2338 | 0.2936 | 0.4362 | 0.3345 | 0.0000 | 0.0100 |
| Al | 4.0183 | 4.0355 | 4.0980 | 4.0180 | 4.0500 | 4.0656 | 3.0305 | 3.6874 | 3.4369 | 3.4788 | 3.5183 | 3.5425 | 1.2210 | 1.3260 |
| Fe ³⁺ | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Fe ²⁺ | 3.6630 | 3.1060 | 4.1891 | 4.211 | 4.3339 | 4.6440 | 1.3722 | 2.0764 | 2.0274 | 2.1478 | 2.2953 | 2.6455 | 0.0069 | 0.0028 |
| Mn | 0.1272 | 0.1141 | 0.2059 | 0.1761 | 0.3002 | 0.3062 | 0.0051 | 0.0098 | 0.0000 | 0.7400 | 0.0096 | 0.0007 | 0.0025 | 0.0013 |
| Mg | 1.6785 | 1.7368 | 1.1067 | 1.3262 | 0.9339 | 0.8338 | 3.1045 | 2.2766 | 2.5457 | 2.2266 | 1.8273 | 1.7616 | 0.0005 | 0.0000 |
| Ca | 0.3698 | 0.8989 | 0.3424 | 0.3129 | 0.1490 | 0.1768 | 0.0000 | 0.0222 | 0.0227 | 0.0175 | 0.0410 | 0.0000 | 0.2466 | 0.2233 |
| Na | 0.0195 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0057 | 0.0170 | 0.0000 | 0.0500 | 0.0928 | 0.0937 | 0.1060 | 0.0611 | 0.0495 | 0.7288 | 0.7619 |
| K | 0.0067 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 1.6652 | 1.6262 | 1.4539 | 1.6123 | 1.7820 | 1.6973 | 0.0149 | 0.0132 |
| X _{Fe} | 58.30 | 53.47 | 71.69 | 69.88 | 75.83 | 77.23 | 30.81 | 47.82 | 44.33 | 49.87 | 55.78 | 60.03 | 94.59 | 1.000 |
| X _{Mg} | 33.86 | 29.69 | 18.94 | 22.01 | 16.34 | 14.43 | — | — | — | — | — | — | 73.57 | 76.31 |
| Ab | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 24.93 | 22.36 |
| An | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

inclusions. In some cases garnet also occurs as millimetre-sized very well developed exsolution lamellae within clinopyroxene. In contrast, within the high-strain areas, garnet is clearly involved in the deformation. Indeed, it shows a grain size reduction and underlines the mylonitic foliation associated with small grains of Cr-rich spinel. No chemical variation was observed between garnet in coronitic and mylonitic textures; they are pyrope-almandine solid-solutions (Table 5), with pyrope contents ranging between 70 and 80 mol. %. The garnet exsolution developed within clinopyroxene shows a similar chemical composition. The garnet within the low-strain area is unzoned with respect to Fe-Mg-Mn and Ca components.

Kelyphite

A complex corona of pyroxene and spinel can be observed around garnet and at the interface of olivine inclusions within garnet. This corona is the product of a reaction involving the breakdown of garnet and olivine. Very often the kelyphite is surrounded by a coarse-grained corona of orthopyroxene. In that case, the grain size of orthopyroxene is noticeably larger than that of neoblasts within the matrix.

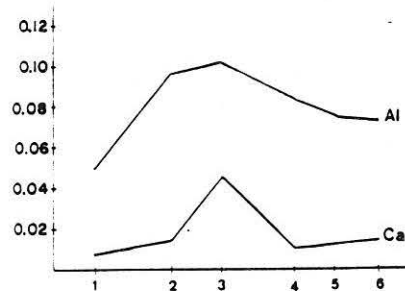
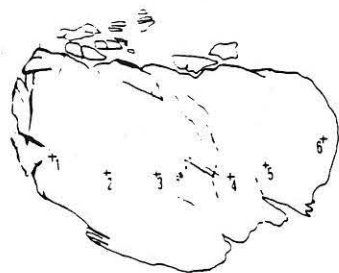


Fig. 12. Orthopyroxene cross-section with the partitioning of Ca²⁺ and Al³⁺ components (for interpretation of the zoning patterns see text).

Amphibole

Amphiboles in the peridotites show a morphological evolution in parallel with a chemical evolution.

The earlier amphibole has a pargasitic composition, it occurs as a pseudomorph mineral after porphyroclastic pyroxene and it evolves progressively to colourless tremolitic fibres associated with chlorite.

Chlorite

Two generations of chlorite can be recognized: one occurs as colourless fibres associated with amphibole and the other as green pleochroic areas at the expense of garnet. They show a homogeneous chemical composition (ferromagnesian) with some variation in the Cr content.

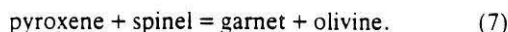
Talc, magnetite and serpentine

Late fibres of talc are observed associated with chlorite. Magnetite and serpentine result from olivine destabilization and form a more or less well developed network within the matrix.

Interpretation and metamorphic reactions

Within the low-strain areas, successive coronitic textures confirm that the peridotite bodies have undergone a prolonged metamorphic history. Indeed, pyroxene and olivine inclusions within garnet, spinel porphyroclasts surrounded by garnet and residual porphyroclasts of pyroxene and olivine within the matrix indicate an early stage characterized by a spinel lherzolite facies assemblage and a porphyroclastic texture.

The successive stage, characterized by the growth of garnet, can be explained by the reaction:

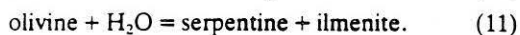
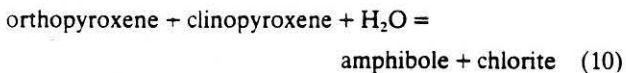
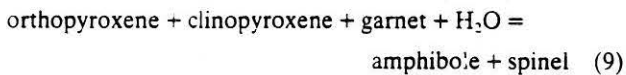


Within high-strain areas, the coexistence of recrystallized garnet, pyroxene, spinel and olivine grains in the mylonitic foliation indicates that garnet growth is contemporaneous with the mylonitic deformation. Furthermore, within the low-strain areas, the decrease in Al and Ca contents towards the rims in orthopyroxene results from the transition between spinel lherzolite to garnet lherzolite.

The kelyphite development around garnet results from the destabilization of garnet and olivine under retrograde metamorphic conditions. The product of the destabilization is a complex orthopyroxene- and spinel-bearing corona, which implies the reaction:



The breakdown of pyroxene to amphibole and chlorite and the breakdown of olivine to serpentine and ilmenite result from retrograde metamorphic conditions connected with an increase of water activity according to the reactions:



The observed textures, i.e. undeformed kelyphite around garnet and static development of amphibole, indicate that the peridotites did not experience further deformation during this retrogression.

The development of amphibole in pseudomorphs after pyroxene involves an adiabatic retrogression before a decrease in both pressure and temperature. Finally, the increase of water activity promotes the development of the successive parageneses: spinel lherzolite; amphibole lherzolite; chlorite and amphibole lherzolite; chlorite, talc and amphibole lherzolite (Fig. 13).

Physical conditions of metamorphism

The physical conditions for the different stages of the evolution have been deduced through available experimental data on the stability fields of the various mantle assemblages. More precise conditions of equilibration of

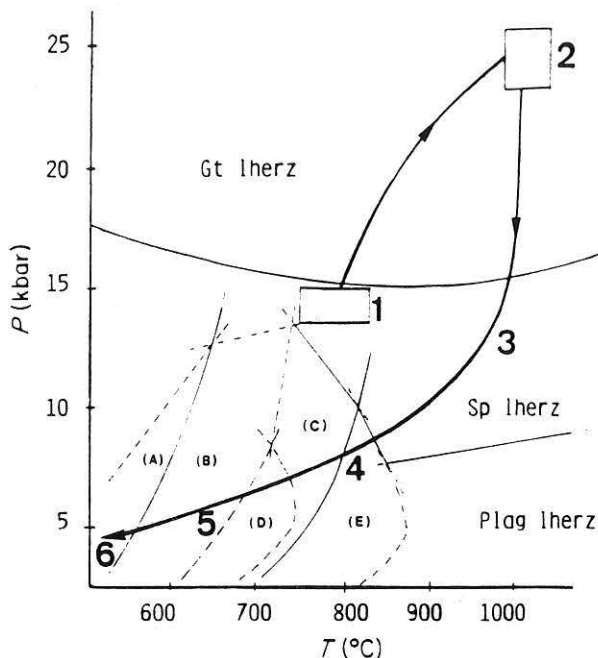


Fig. 13. P - T paths of peridotites from the Monts du Lyonnais area; (E): amphibole peridotite field, (D): amphibole-chlorite peridotite field, (C): amphibole-anthophyllite-chlorite peridotite field, (B): amphibole-chlorite-talc peridotite field, (A): amphibole-chlorite-antigorite peridotite field, after Jenkins (1981).

metamorphic assemblages may be calculated through application of several calibrations of thermometers and barometers based on cation exchange between coexisting minerals.

Assemblages of the earlier metamorphic stage are characteristic of the spinel lherzolite facies. The pressure of this early stage is estimated through experimental data (O'Hara, Richardson & Wilson, 1971; Perkins, Holland & Newton, 1981; Gasparik, 1984; Wood & Holloway, 1984) and ranges from 10 to 20 kbar. Calculated temperatures, using both the thermometer based on solid solution between coexisting pyroxenes (Wells, 1977) and the maximum X^{Mg} values within pyroxenes (Al_2O_3 , 2-4%) (Lindsley & Anderson, 1983; Gasparik & Newton, 1984; Gasparik, 1987) are about 700-800°C.

The second stage is characterized by garnet development under increasing pressure conditions. Garnet exsolution within clinopyroxene, as well as the Al-Ca zonation within orthopyroxene, could reflect the high-pressure character of this stage. The pressure estimated by the content of octahedrally coordinated Al in orthopyroxene in garnet-orthopyroxene assemblages (Wood, 1974; Harley & Green, 1982), and by the Al content of orthopyroxene and clinopyroxene coexisting with garnet (Gasparik, 1987), falls in the range of 23-30 kbar. The related temperatures obtained through application of thermometers based on Fe-Mg partitioning between garnet-orthopyroxene (Sen & Bhattacharya, 1984; Harley, 1984), garnet-clinopyroxene (Mori & Green, 1978; Ellis & Green, 1979; Ganguly, 1979; Krogh, 1988) and olivine-garnet (Kawa-

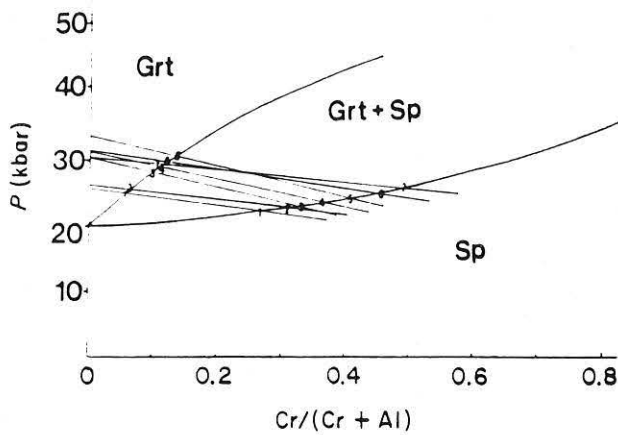


Fig. 14. Cr/(Cr + Al) ratio versus pressure calculated from the barometer of Bertrand *et al.* (1985) for various samples in the transitional garnet + spinel facies. Same number for garnet and spinel association at the equilibrium from the same sample.

saki, 1979; O'Neill & Wood, 1979; Fabries, 1983) pairs range from 950 to 1050°C.

Within the high-strain area, recrystallized garnet and Cr-rich spinel underline the mylonitic structure. Garnets involved within the foliation show sharp outlines with spinel and pyroxene. After Benoit & Mercier (1986), the Cr-partitioning between garnet and spinel at the equilibrium is pressure sensitive, and calculated pressures, contemporaneous with the mylonitic deformation, fall in the range of 25–33 kbar (Fig. 14).

Orthopyroxene and spinel in the later stage due to garnet breakdown occur in response to the garnet lherzolite facies/spinel lherzolite facies transition associated with a decrease in pressure from 23–30 kbar to c. 15 kbar. Amphibole development as pseudomorphs after pyroxene indicates equilibration temperature and pressure around 800°C and 12 kbar, following the experimental results of Yoder & Tilley (1962) and Jenkins (1981).

The development of successive chlorite, talc and finally of serpentine reflects late decompressive and cooling

Table 6. Thermobarometric results, mineralogical and petrological evolution of the garnet peridotites from the Lyonnais unit.

| Stage | Temperature (°C) | Pressure (kbar) | Texture and parageneses |
|-------|------------------|-----------------|---|
| I | 700–800 | <20 | porphyroclastic spinel lherzolite |
| II | 950–1050 | 23–30 | heterogeneous deformation garnet lherzolite |
| III | 880–950 | <20 | no deformation spinel deformation |
| IV | 700–880 | <12 | brittle deformation amphibole peridotite |
| V | <700 | <6 | amph-chl-talc peridotite |
| VI | <600 | <6 | chl-antig peridotite |

events. Equilibrium conditions of subsequent assemblages—amphibole–chlorite peridotite, amphibole–chlorite–talc peridotite and amphibole–chlorite–antigorite peridotite—show a decrease in pressure from 12 kbar (Jenkins, 1981) and a decrease in temperature from 800 to 500°C and less, as shown by the serpentine development.

In summary, the general form of the *P–T* path followed by the peridotites (Fig. 13 & Table 6) shows a prograde metamorphic stage characterized by a large pressure increase. The subsequent retrogression is characterized by a large isothermal decompression followed by a more noticeable cooling state.

DISCUSSION

Prograde trajectories in crustal and mantle rocks: a record of lithospheric subduction

The *P–T* path followed by the Monts du Lyonnais peridotites shows a prograde metamorphic evolution (Fig. 13) characterized by a large increase in pressure (from 15 to 23–30 kbar) and a small increase in temperature. Similarly, the high-pressure stage recorded by the paragneisses implies a prograde evolution. Such pressure increase for both metasedimentary and ultramafic rocks, closely associated now in the field, can be interpreted as an early burial stage recorded by two units of the same lithospheric slab (Fig. 15a). It is under high-pressure conditions, during the subduction event, that peridotites underwent their mylonitic deformation.

Significance of crust–mantle juxtaposition

Figure 15(a) shows the similarity of the retrograde evolution of mantle and crustal rocks. The juxtaposition is contemporaneous with the main deformation within the paragneisses during their uplift. Physical deformation conditions in the paragneisses have been estimated at around 7–9 kbar and 750°C. For such conditions olivine is creep resistant and stronger than other silicates (Kirby & Raleigh, 1973; Mercier & Nicolas, 1975; Nicolas & Poirier, 1976; Gueguen, 1979; Gueguen & Nicolas, 1980; Brown & Hashby, 1980; Kirby, 1985). In contrast, under mesozonal conditions the main constituents of the paragneisses (quartz and feldspar) have a ductile behaviour (White, 1976; Kirby, 1980; Fyfe, 1985) for usual strain rates (10^{-12} to 10^{-14} cm s $^{-1}$) (Pfiffner & Ramsay, 1982). Therefore, during the tectonic juxtaposition of peridotites and gneisses, only crustal rocks have registered the deformation. The peridotites, with a brittle behaviour, occur as boudinaged lenses enclosed in a more ductile matrix. This explains why in thin-sections the late hydrated phases (amphibole, chlorite, talc) appear as undeformed minerals and why the early mylonitic texture remains well preserved in the peridotites.

As emphasized previously, two main tectonic contexts are proposed to explain the granulite/ultramafic associations in active zones, which are compressive or distensive settings. Thermal modelling of both thickening processes

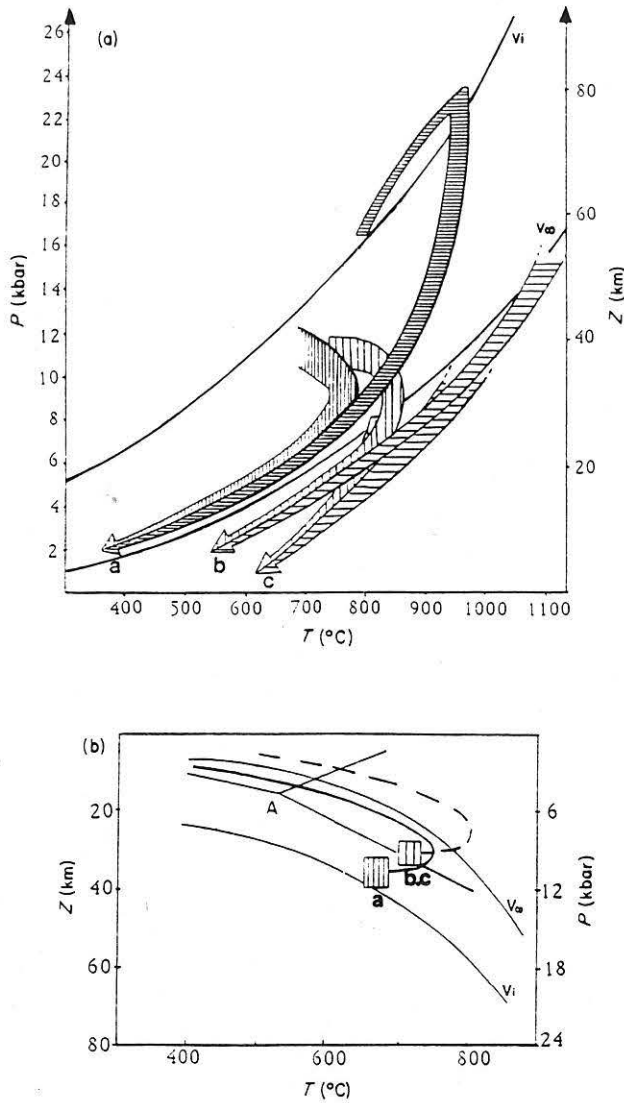


Fig. 15. (a) P/T evolution of peridotites (▨) and associated granulites (▧) from: a—the Monts du Lyonnais area, b—Betico-Rifean belt, c—Pyrennean belt. V_i —immediately post thickening perturbed geotherm, V_a —perturbed geotherm related to distensive setting. (b) Cooling paths for the Monts du Lyonnais granulites, a, and for the Betico-Rifean granulites, b, c, within $Z-T$ diagram corresponding to the calculated $P-T$ values in Fig. 8. V_a is an approximated steady state geotherm for a reasonable post thickening heat supply (England & Thompson, 1984). V_i is the immediately post thickening geotherm (England & Thompson, 1984), horizontal $-b-$ is the minimum high pressure for the Betico-Rifean granulite evolution $-a-$ is the minimum high pressure for the Monts du Lyonnais granulite evolution. (A) aluminosilicate triple point after Holdaway (1971).

and extensional tectonics has shown that the $P-T-t$ paths, revealed by metamorphic rocks, differ between these two regimes (Thompson & England, 1984; England & Thompson, 1986; Thompson & Ridley, 1987; Ruppel Royden & Hodges, 1988). The maximum temperature reached in a $P-T$ path during post-thickening uplift can be deduced from the maximum value of the relaxed geotherm

(Fig. 15). Figure 15(b) indicates the maximum heat supply during decompression. In contrast, during extensional tectonics, abnormal heat supply allows the maximally relaxed geotherm previously discussed to be transgressed. So, in order to interpret the evolution of the Monts du Lyonnais assemblages, we compare, from a thermal point of view, our $P-T$ paths with $P-T$ evolutions recorded in clear extensional zones as, for example, in the Betico-Rifean and Pyrennean zones.

Figure 15 shows the compilation of the $P-T$ paths obtained from the Monts du Lyonnais assemblages and from the Pyrennean and Betico-Rifean assemblages (Kornprobst, 1969; Kornprobst & Vielzeuf, 1984). Considering mantle assemblages, this diagram reveals that recorded temperatures at high pressure (23–30 kbar) are lower for the Lyonnais peridotites (950–1050°C) than the temperatures calculated for the Pyrennean and Betico-Rifean peridotites (1200–1300°C). Moreover, the Monts du Lyonnais peridotites are associated with eclogites and high-pressure granulites (10–12 kbar, 700–800°C). In contrast, the Pyrennean lherzolites are only associated with low-pressure (7 ± 1 kbar, 700–800°C) granulites (type II granulite defined by Pin & Vielzeuf, 1983). The higher temperatures recorded by crustal rocks are around 750–800°C for the Lyonnais area while the temperatures are around 850–870°C in the Betico-Rifean area. Moreover, the retrograde path of both Betico-Rifean and Pyrennean crustal rocks transgresses the maximally relaxed geotherm for reasonable post-thickening heat supply (England & Thompson, 1984), whereas the Monts du Lyonnais metamorphic path never exceeds this limit. Thus, the Monts du Lyonnais $P-T$ paths are consistent with post-thickening evolution, always ranging between the immediately post-thickening geotherm (V_i) and the maximally relaxed geotherm (V_a) (Fig. 15b).

We can conclude that the crust-mantle association recognized in the Lyonnais area cannot be regarded as a lower crust/upper mantle section uplifted during lithospheric thinning, as is the case in the Betico-Rifean and Pyrennean zones. On the contrary, our thermobarometric investigations allow us to suggest a three-stage geological scenario involving:

- (1) burial of a lithospheric slab into a Palaeozoic subduction zone,
- (2) intralithospheric laminations giving rise to tectonic juxtaposition of crustal and mantle rocks,
- (3) uplift of this thickened domain controlled by erosion processes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper has benefited from discussions with A. Autran, J. M. Caron, P. Rey, L. Mercier, P. Ledru and H. L. M. Van Roermund and helpful reviews of J. Kornprobst and M. Brown. Financial support from the B.R.G.M was greatly appreciated. We are grateful to C. Uberty for typing the manuscript.

REFERENCES

- Bard, J. P., Burg, J. P., Matte Ph. & Ribiero, A., 1980. La chaîne varisque d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In: *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post hercyniens* (eds Cogne, J. & Slansky, M.) 26e Congrès Géologie Internationale Colloque C6 Paris Annales Société géologique Nord Lille, XCIX, 233-246.
- Benoit, V. & Mercier, J. C., 1986. Les enclaves ultramafiques du volcanisme tertiaire du plateau du Colorado: implications tectoniques. *Bulletin de la société Géologique de France*, 8, 1015-1023.
- Blanc, D., 1981. Les roches basiques et ultrabasiques des Monts du Lyonnais. Pétrographie; minéralogie; géochimie. *Unpubl. PhD Thesis, University of Lyons*.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. & Boettcher, A. L., 1983. Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 68, 1049-1058.
- Brođić, K. H. & Rutter, E. H., 1987. Deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone of Northern Italy. *Tectonophysics*, 140, 193-212.
- Brown, A. & Ashby, M. F., 1980. Correlations for diffusion constants. *Acta Metallurgica*, 28, 1085-1101.
- Burg, J. P., 1983. Tectogénèse comparée de deux segments de chaîne de collision: le Sud du Tibet (suture du Tsangpo), la chaîne hercynienne en Europe (suture du Massif Central). *Unpubl. PhD Thesis, University of Montpellier*.
- Burg, J. P., Bale, P., Brun, J. P. & Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodynamica Acta*, 11, 71-87.
- Burg, J. P., Leyreloup, A., Marchand, J. & Matte, Ph., 1984. Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in Variscan belt: an example in the French Massif Central. In: *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region* (eds Hutton, D. H. W. & Sanderson, D. J.) *Geological Society of London, Special Publication*, 14, 47-61.
- Burg, J. P. & Matte, P., 1978. A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Stuttgart*, 109, 429-460.
- Carswell, D. A. & Cuthbert, S. J., 1986. Eclogite facies metamorphism in the lower continental crust. In: *The Nature of the Lower Continental Crust*. (eds Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J. & Wedepohl, K. H.) *Geological Society of London, Special Publication*, 25, 193-209.
- Cuthbert, S. J., Harvey, M. A. & Carswell, D. A., 1983. A tectonic model for the metamorphic evolution of the basal gneiss complex, Western South Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 1, 63-90.
- Demay, A., 1948. Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Service Carte géologique France*, Paris, 1 vol., 259 pp.
- Dubois, R., 1976. La suture Calabro Apenninique Crétacé-Eocène et l'ouverture Tyrrhénienne Néogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. *Unpubl. PhD Thesis, University of Paris VI*.
- Dufour, E., 1982. Pétrologie et géochimie des formations orthodérivées acides des Monts du Lyonnais. *Unpubl. PhD Thesis, University of Lyons*.
- Dufour, E., 1985. Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France). *Lithos*, 18, 97-113.
- Dufour, E., Lardeaux, J. M. & Coffrant, D., 1985. Eclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais: une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 300, 141-144.
- Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 12-22.
- England, P. C. & Thompson, A. B., 1984. Pressure-temperature paths of regional metamorphism. II. Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 929-955.
- England, P. C. & Thompson, A., 1986. Some tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: *Collision Tectonics* (eds Coward, M. & Ries, A. C.) *Geological Society of London, Special Publication*, 19, 83-94.
- Evans, B. W. & Tromsdorff, V., 1978. Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 333-348.
- Fabries, J., 1983. Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie: application aux roches ultramafiques. In: *Thermométrie et Barométrie Géologiques* (eds Gabis, V. & Lagache, M.), pp. 203-233. *Société Française Minéralogie Cristallographie*.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Feybesse, J. L., Lardeaux, J. M., Johan, V., Tegye, M., Dufour, E., Lemiere, B. & Delfour, J., 1988. La série de la Brévenne (Massif Central Français): une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, 991-996.
- Forestier, F. H., Lasnier, B., Leyreloup, A. & Marchand, J., 1980. Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif central français et le Massif armoricain de l'affleurement du Moho. *Bulletin de la société géologique de France, Paris*, 7, 562-578.
- Fyfe, W. S., 1985. Fluids, tectonics and crustal deformation. *Tectonophysics*, 119, 29-36.
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1021-1029.
- Gardien, V., Lardeaux, J. M. & Misseri, M., 1988. Les péridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F.): témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, 1967-1972.
- Gasparik, T., 1984. The two pyroxene thermometry with new experimental data in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 87-97.
- Gasparik, T., 1987. Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 357-370.
- Gasparik, T. & Newton, R. C., 1984. The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 186-196.
- Ghent, E. D., 1976. Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer geothermometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- Gueguen, Y., 1979. Dislocation in naturally deformed terrestrial olivine: classification, interpretation, application. *Bulletin de Minéralogie*, 102, 178-183.
- Gueguen, Y. & Nicolas, A., 1980. Deformation of mantle rocks. *Annales Revue Earth and Planetary Sciences Letters*, 8, 119-144.
- Harley, S. L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 359-378.
- Harley, S. L. & Green, D. H., 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300, 697-701.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point of Moosilanke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118-1134.
- Holdaway, M. J. & Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 175-198.
- Hsu, L. C., 1968. Selected phase relationships in the system $\text{Al}-\text{Mn}-\text{Fe}-\text{Si}-\text{O}$; a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-43.

- Jenkins, D. M., 1981. Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **77**, 166-176.
- Kawasaki, T., 1979. Thermodynamic analyses on the Fe-Mg exchange equilibrium between olivine and garnet: relation of ultramafic rocks. *Journal of the Japan Association Mineralogy Petrology, Economic Geology*, **74**, 395-405.
- Kirby, S. H., 1980. High temperature creep instabilities in silicates. *Transaction American Geophysical Union*, **61**, 1132.
- Kirby, S. H., 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**, 1-27.
- Kirby, S. H. & Raleigh, C. B., 1973. Mechanisms of high temperature, solid state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behaviour of the mantle. *Tectonophysics*, **19**, 165-194.
- Kornprobst, J., 1969. Le massif ultrabasique des Beni-Bousera (Rif interne Maroc). Etude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites à grenat et sans grenat qui leur sont associées. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **23**, 283-322.
- Kornprobst, J., 1971-1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Unpubl. PhD Thesis, University of Paris*.
- Kornprobst, J. & Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In: *Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships* (ed. Kornprobst, J.), pp. 348-359. Elsevier, Amsterdam.
- Krogh, E. J., 1988. The garnet clinopyroxene Fe-Mg geothermometer—a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 44-48.
- Lasnier, B., 1968. Découverte de roches écolitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 179-185.
- Lasnier, B., 1977. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Less termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. *Unpubl. PhD Thesis, University of Nantes*.
- Lardeaux, J. M. & Dufour, E., 1987. Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des Monts du Lyonnais (Massif Central Français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **305**, 61-64.
- Lardeaux, J. M., Reynard, B. & Dufour, E., 1989. Granulites à kornéropine et décompression post-orogénique des Monts du Lyonnais (M.C.F.). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **308**, 1443-1449.
- Le Breton, N., 1983. Réflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Application aux gneiss pélitiques de Grande Sila (Calabre Centrale, Italie). *Unpubl. PhD Thesis, University of Orleans*.
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floc'h, J. P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J. & Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif Central français. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**.
- Libourel, G., 1985. Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse). Ultramafites mantelliennes, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. *Unpubl. PhD Thesis, University of P. Sabatier, Toulouse*.
- Libourel, G., 1988. Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse): un nouveau jalon de la base de la croûte varisque en Méditerranée Occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **307**, 1067-1073.
- Lindsley, D. H. & Andersen, D. J., 1983. A two pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, **88**, A887-A906.
- Matte Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Massone, H. J., 1981. Phengite: eine experimentelle untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Unpubl. PhD Thesis, University of Bochum*.
- Massone, H. J. & Schreyer, W., 1987. Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- Mercier, J. C. & Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, **16**, 454-487.
- Mori, T. & Green, D. H., 1978. Laboratory duplication of phases equilibria observed in natural garnet lherzolites. *Journal of Geology*, **86**, 83-97.
- Newton, R. C. & Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of Minerals and Melts* (eds Newton, R. C., Narrotsky, A. & Wood, B. J.), pp. 129-145. Springer-Verlag, New York.
- Nicolas, A., 1984. Lherzolites of the Western Alps: a structural review. In: *Kimberlites II* (ed. Kornprobst, J.), pp. 333-345. Elsevier, Amsterdam.
- Nicolas, A. & Poivier, J. P., 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. Wiley Intersciences, London.
- O'Hara M. J., Richardson, S. W. & Wilson, G., 1971. Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**, 48-68.
- O'Neill, H. S. C. & Wood, B. J., 1979. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**, 59-70.
- Perkins, D., Holland, T. J. B. & Newton, R. C., 1981. The Al_2O_3 contents of eustatite in equilibrium with garnet in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ at 15-40 Kbar and 900-1600°C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 99-109.
- Peterlongo, J. M., 1960. Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central Français). *Annales de la Faculté des Sciences de Clermont*, **4**, 1-87.
- Pfiffner, O. A. & Ramsay, J., 1982. Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 311-321.
- Pigage, L. C. & Greenwood, H. J., 1982. Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *American Journal of Sciences*, **282**, 943-969.
- Pin, C. & Vielzeuf, V., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, **93**, 47-74.
- Raleigh, C. B. & Kirby, S. H., 1970. Creep in the mantle. *Mineralogical Society of America Special Paper*, **3**, 113-121.
- Richardson, S. M., 1975. Fe-Mg exchange among garnet, cordierite and biotite during retrograde metamorphism. *Unpubl. PhD Thesis, Harvard University of Cambridge*.
- Ruppel, C., Royden, L. & Hodges, K. V., 1988. Thermal modeling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, **7**, 947-957.
- Schmid, R. & Wood, B. J., 1976. Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **54**, 255-279.
- Sen, S. K. & Battacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Machas charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**, 64-71.
- Seifert, F., 1970. Low temperature compatibility relation of cordierite in haplopelites of system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Journal of Petrology*, **11**, 73-99.
- Smith, D. C., 1980. A tectonic mélange of foreign eclogites and ultramafites in west Norway. *Nature*, **287**, 366-368.
- Spear, F. S., 1988. Thermodynamic projection and extrapolation of high mineral assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 346-351.
- Spear, F. S. & Selverstone, J., 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83**, 348-357.

- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks. I. predictions of P - T - X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Sciences*, **276**, 401-424.
- Thompson, A. B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquid. *American Journal of Sciences*, **282**, 1567-1595.
- Thompson, A. B. & England, P. C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 929-954.
- Thompson, A. B. & Ridley, J. R., 1987. Pressure-temperature-time (P - T - t) histories of orogenic belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A321**, 27-45.
- Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. *American Mineralogist*, **61**, 762-775.
- Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. *Unpubl. PhD Thesis*.
- Vielzeuf, D. & Boivin, P., 1984. An algorithm for the construction of petrogenetic grids: application to some equilibria in granulitic paragneisses. *American Journal of Sciences*, **284**, 760-791.
- Vielzeuf, D. & Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of pyrenean lherzolite and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, **67**, 87-86.
- Wells, P. R. A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **62**, 129-139.
- Weisbrod, A., 1973. Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Mn-Al-Si-O. *Carnegie Institute, Washington Year Book*, **72**, 518-521.
- White, S., 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Philosophical Transactions Royal Society of London*, **A283**, 69-86.
- Wood, B. J., 1974. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **46**, 1-15.
- Wood, B. J. & Holloway, J. R., 1984. A thermodynamic model for subsolidus equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 159-176.
- Yoder, J. S. & Tilley, C. T., 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journal of Petrology*, **3**, 342-532.
- Zarkrutin, V. V. & Grigorenko, M. V., 1968. Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facies. *Doklady of the Academy of Sciences USSR. Transaction of publication by the American Geological Institute*, **178**, 124-127.

Received 7 August 1989; Revision accepted 24 January 1990.

III LES NOUVEAUX TEMOINS DU METAMORPHISME DE HAUTE-PRESSION DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

1 Les assemblages éclogitiques des séries du Vivarais oriental

Dans les séries du Vivarais oriental, on trouve un groupe leptyno-amphibolique laminé dans un ensemble de gneiss à biotite-sillimanite, dans lequel on note la présence d'éclogites à disthène associées à des granulites basiques et acides (1^{ère} partie, § III). Le but de ce paragraphe sera de discuter l'évolution thermobarométrique des éclogites du Vivarais oriental et de la comparer à leurs homologues lyonnais.

a) Minéralogie des éclogites rétro-morphosées du Vivarais oriental

Au microscope optique, les phases minéralogiques que l'on observe sont les suivantes : grenat, amphibole, plagioclase, quartz, rutile, pyroxène, ilménite, disthène, corindon, épidote, chlorite +/- sphène, +/- biotite.

Le grenat est une solution solide entre les pôles Almandin (50%), Pyrope (30%) et Grossulaire (20%) (tableau 1). Des profils de zonation effectués au travers de grenats dépourvus d'inclusions, indiquent une diminution des teneurs en calcium et en fer du cœur vers les bordures, couplé à un enrichissement en magnésium. Le manganèse, très peu abondant, ne varie pas (fig. 22).

Le pyroxène est une omphacite à teneur en jadéite de 30-32% (fig. 23). Il apparaît au sein des symplectites sous la forme de globules en association avec du plagioclase. Un pavage de petits pyroxènes apparaît également autour des grains de quartz: ce sont des diopsides à 95% contenant de 0 à 5% de jadéite (tableau 1).

Le plagioclase apparaît selon plusieurs habitus: i) Au sein des kélyphitoïdes de la matrice, ce sont des plagioclases (An30). ii) Dans les couronnes réactionnelles autour des grenats, associé à des amphiboles vertes, ils ont une composition de Labrador (An 60-65); iii) Dans les kélyphites de déstabilisation des disthènes associés au corindon et formant une couronne externe autour de ces kélyphites, il s'agit alors d'anorthite (An 90)) (tableau 1).

L'amphibole est le minéral prédominant dans ces paragenèses et présente différents habitus. En effet, on la trouve en inclusions dans les grenats. Il s'agit alors d'une hornblende très riche en alumine (3,3 d'Al pour 23 O), dont les teneurs en titane sont toujours très faibles ($0,06 < Ti < 0,088$ pour 23 O). Le plus couramment, les amphiboles se présentent sous la forme de vermicules associés aux plagioclases dans les kélyphites ($1,2 < Al < 2$, $Ti < 0,05$) et sous la forme de grandes plages poëcilitiques tardives, associées à des biotites, et moins riches en alumine ($0,5 < Al < 1$) que les précédentes.

Le disthène forme des agrégats relictuels en association avec du quartz. Il est peu abondant dans les lames. Le plus souvent il est destabilisé en une auréole réactionnelle à corindon et plagioclase.

Le rutile est présent en inclusion dans les grenats. Il est souvent entouré d'ilménite formant une bordure noire, elle-même frangée d'un fin liseré de sphène.

L'épidote et la chlorite cimentent les fractures des grenats.

b) Evolution paragenétique des éclogites du Vivarais oriental

Les éclogites des séries du Vivarais oriental sont très rétro-morphosées. Cependant, la présence d'inclusions d'amphibole et de rutile dans les grenats, ainsi que les reliques de disthène et d'omphacite dans la matrice, nous permettent de retrouver l'assemblage minéralogique initial. Cette paragenèse primaire est caractérisée par une association à grenat+clinopyroxène I + amphibole I + rutile + disthène + quartz.

La rétro-morphose de la paragenèse éclogitique se caractérise par la succession dans le temps des conditions du type faciès granulite-faciès amphibolite (amphibolite de MP puis BP) et enfin faciès "schistes-verts".

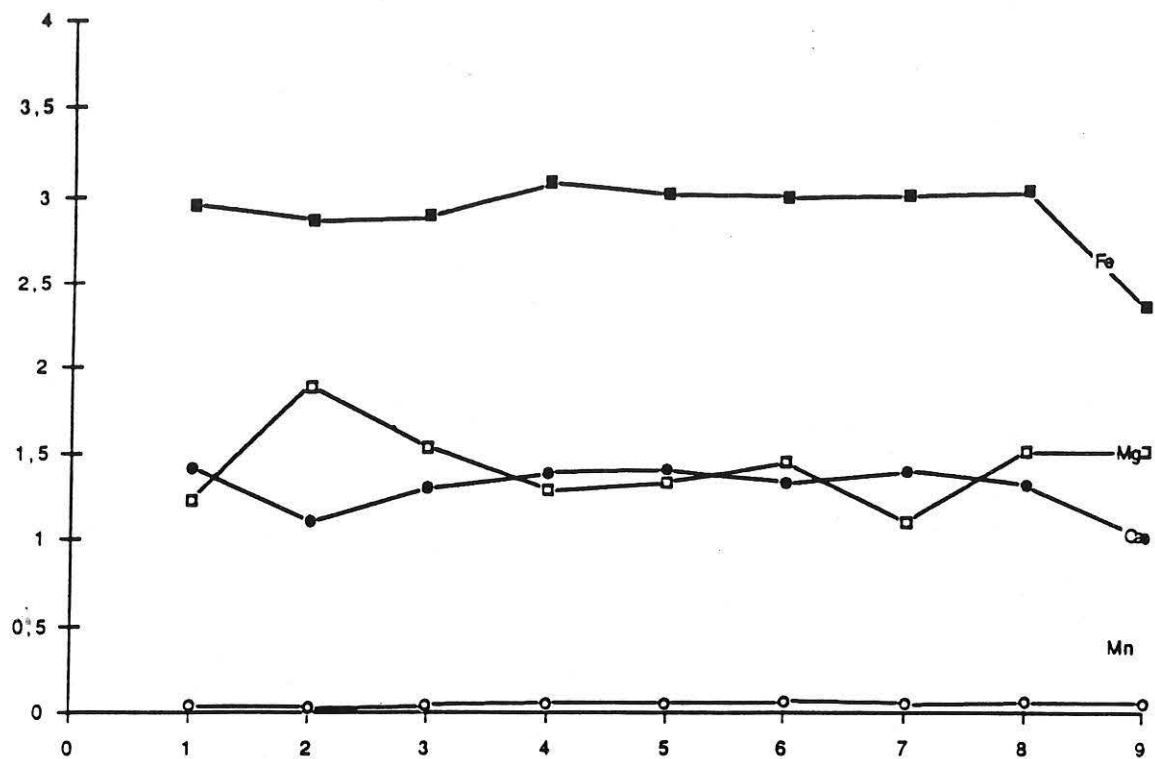


Fig. 22 - Profils de zonation à travers les grenats des écloğites rétro-morphosées du Vivarais oriental.

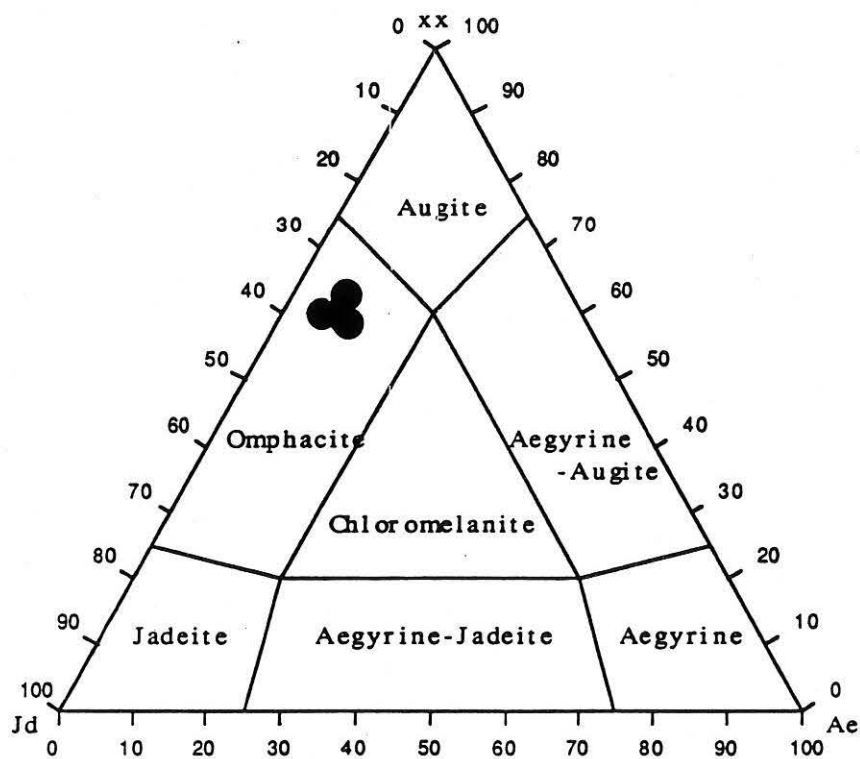


Fig. 23- Composition des clinopyroxènes des écloğites du Vivarais oriental dans le diagramme de Essene et Fyfe (1967).

- Le stade granulitique

Il correspond à la déstabilisation des omphacites éclogitiques (CPX I) en omphacite dont les teneurs en jadéite sont de 30% (CPX II) et qui ont été analysées au sein des symplectites de la matrice en association avec des plagioclases. A ce stade est rattachée la déstabilisation des grenats en une auréole réactionnelle constituée d'une alternance de lamelles plagioclasiques (An 60-65%) et de lamelles d'amphiboles ($1,2 < Al < 2$). On peut noter que certaines amphiboles de cette kélyphite ont des teneurs en sodium élevées (20%). Enfin la déstabilisation des agrégats à disthène et quartz en une couronne complexe à corindon et oligoclase (An 20-30%), entourée d'une deuxième couronne de plagioclase dont la composition est celle d'une anorthite (An 90) souligne cette rétro-morphose

La paragenèse de ce stade rétro-morphique est donc : *CPX II+quartz+amphibole II+plagioclase+corindon*.

- Le stade amphibolitique

Il est marqué par la déstabilisation des CPX II (omphacites à 30% de jadéite) en une symplectite globulaire composée d'amphibole et de labrador (An 60-65) qui constitue la matrice de la roche. Cette symplectite représente un stade rétro-morphique déjà très avancé dans les conditions du faciès amphibolite.

La poursuite de la rétro-morphose voit l'apparition d'une troisième génération d'amphiboles en grandes plages brun vert, associées à des biotites et se surimposant à la kélyphite de la matrice aux dépens des amphiboles II. Le rutile se déstabilise en ilménite. Dans le même temps, il apparaît un pavage de petits pyroxènes (CPX III diopside à teneur en jadéite de 5%) autour des grains de quartz. La paragenèse de ce stade est : *plagioclase+amphibole III+ CPX III +diopside+ilménite*.

- Le stade "schiste vert"

Finalement, des épidotes en fibres incolores se développent sporadiquement, de la chlorite cicatrise les fractures des grenats et un liseré de sphène entoure les ilménites. La paragenèse de ce stade ultime de la rétro-morphose est : *chlorite+sphène + actinote+ plagioclase*

L'évolution paragénetique des éclogites du Vivarais oriental est résumée dans le tableau 1.

| Facès | Eclogite | Granulite | Amphibolite | schiste vert |
|-----------------|----------|-----------|-------------|--------------|
| Minéraux | | | | |
| Grenat | | --- | | |
| Pyroxène | jd > 30 | Jd 30 | Diop | |
| Amphibole | | | | |
| Rutile | | | | |
| Disthène | | | | |
| Quartz | | | | |
| Plagioclase | | --- | | |
| Ilménite | | | | |
| Epidote | | | | |
| Chlorite | | | | |
| Sphène | | | | |

Tableau 1 Evolution paragénétique des éclogites du Vivarais oriental.

c) Evolution thermobarométrique des éclogites du Vivarais oriental

- Le stade éclogitique : aucune inclusion d'omphacite n'ayant été reconnue dans les grenats, il n'est pas possible d'estimer la pression minimale du stade éclogitique. Les inclusions présentes dans les grenats sont essentiellement des amphiboles. Le thermomètre de Graham et Powell (1984) basé sur l'échange Fe/Mg entre le grenat et l'amphibole donne des températures comprises entre 650 et 750°C. De plus, l'utilisation de différents baromètres basés sur la teneur en aluminium des amphiboles (Raase, 1974 ; Plyusnina, 1982) nous permettent d'estimer la pression minimale du stade éclogitique. Les amphiboles en inclusion dans les grenats ont des teneurs en Al égales à 3.3 par formule structurale. Ceci implique des pressions supérieures à 8 kbar (fig. 24).

- La rétro-morphose

Le stade granulitique : la présence de grains d'omphacite (30% Jd) en présence de quartz (Holland, 1980) dans les symplectites nous permet d'estimer la pression minimale du stade granulitique entre 11 et 15 kbar.

Le stade amphibolitique : les teneurs en alumine des amphiboles poecilites (de 2 à 0,5 par formule structurale) (Raase, 1974 ; Plyusnina, 1982) ainsi que les teneurs en jadéite (0-5%) des pyroxènes (Holland, 1980 ; Gasparik et Lindsley, 1980) autour des grains de quartz impliquent des pressions de 5 à 2,5 Kbar. Les symplectites à amphibole-plagioclase, qui apparaissent autour des grenats et aux dépens des clinopyroxènes de la matrice permettent l'utilisation du thermomètre basé sur la répartition du calcium et du sodium entre le plagioclase et l'amphibole (Spear, 1980). La température du stade amphibolitique est estimée entre 500 et 600°C. Ces valeurs sont cohérentes avec les températures de 525-600°C (fig. 25) obtenues à partir du calibrage basée sur la teneur en anorthite dans les plagioclases (Goldsmith, 1982).

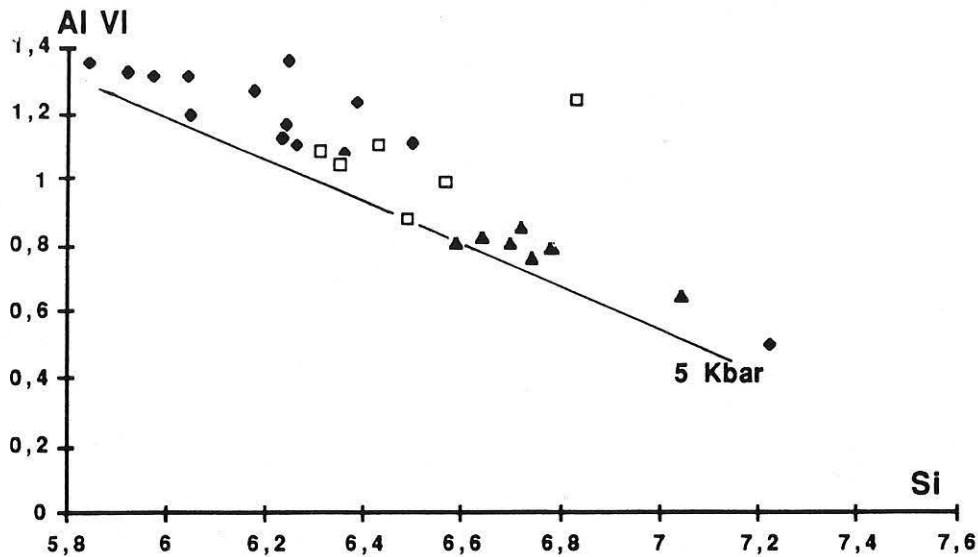


Fig. 24- Relations entre Al^{VI} et Si (base de 23 O) dans les amphiboles des éclogites. ◆ = amphiboles en inclusion dans les grenats. □ = amphiboles dans les symplectites. ▲ = amphiboles pöcilitiques (Raase, 1974).

La chute de pression qui marque la fin du stade amphibolitique est accompagnée par une baisse de la température de 500 à 300°C marquée par l'apparition de la chlorite, du sphène et de l'épidote (Moody et al., 1983).

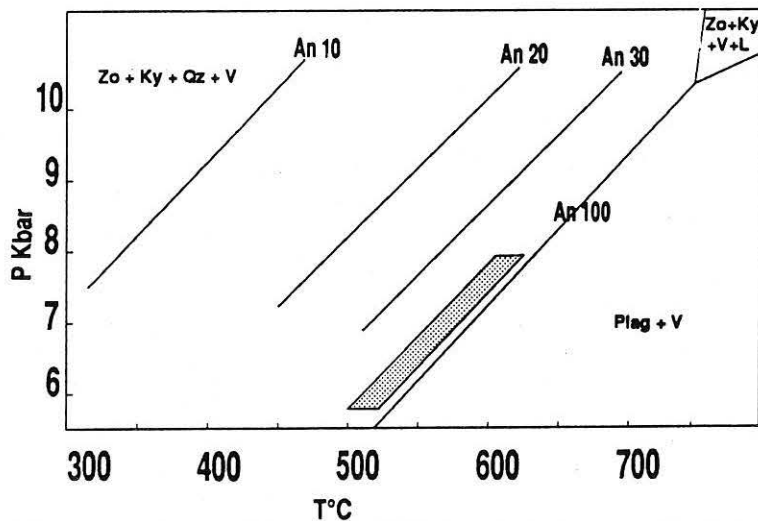


Fig. 25 - Diagramme des isoplèthes de stabilité des plagioclases en fonction de la pression d'H₂O et de la température (Goldsmith, 1982)

En résumé, l'évolution thermobarométrique des éclogites à disthène des séries du Vivarais oriental se caractérise par un stade de haute pression (11-15 kbar) à haute température (650-750°C) suivi d'une rétro-morphose du faciès alliant une diminution de la pression et de la température (fig. 26, tableau 2).

| Facès | Éclogite | Granulite | Amphibolite | Schiste vert |
|--------|-----------|-----------|-------------|--------------|
| P Kbar | >15 Kbars | 15 - 11 | 8 - 5 | 5 - 2.5 |
| T° C | | 750 - 650 | 650 - 500 | 400 - 300 |

Tableau 2 - Conditions P-T des différents stades de l'évolution thermobarométrique des éclogites du Vivarais oriental.

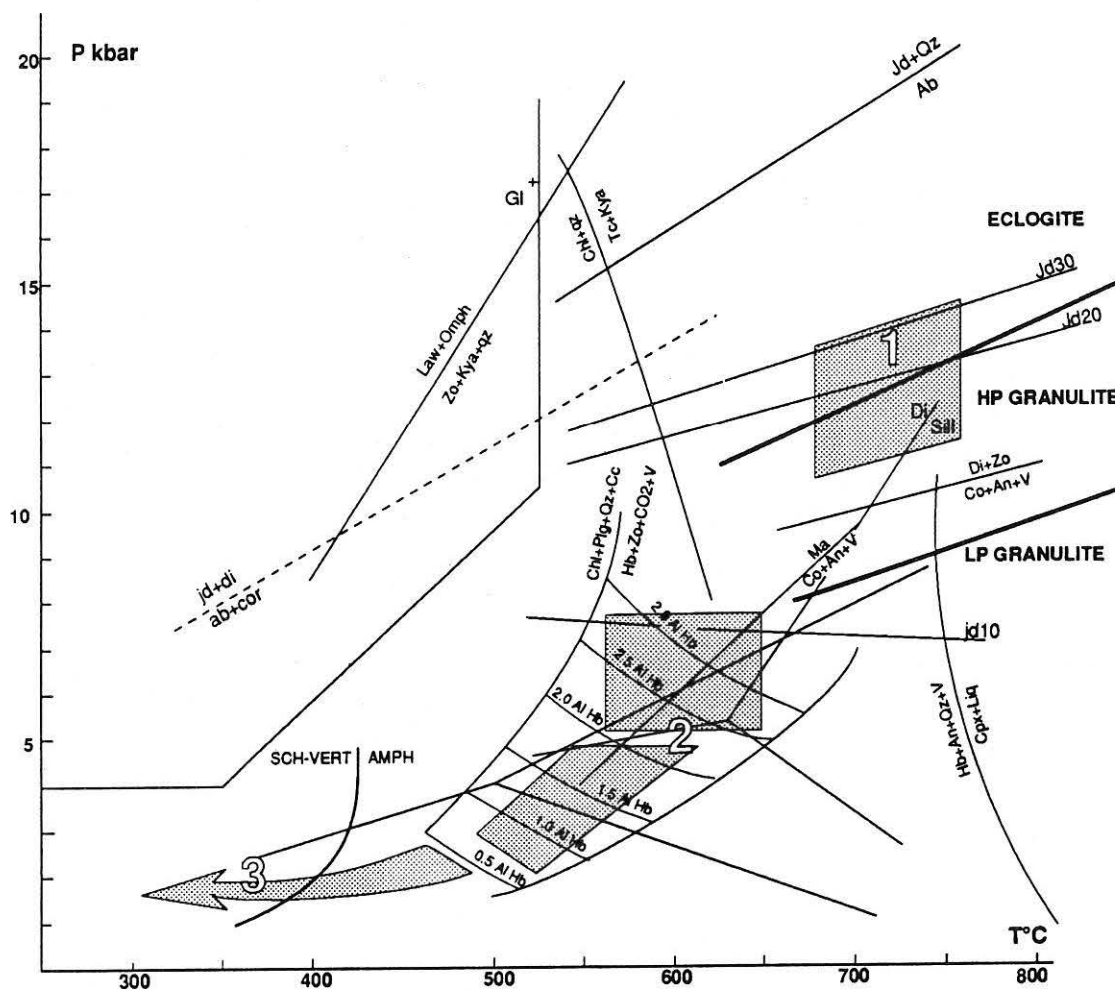


Fig. 26 - Evolution thermobarométrique des éclogites à disthènes des séries du Vivarais oriental. 1 = conditions du faciès éclogitique. 2 = conditions du faciès amphibolite. 3 = conditions du faciès schiste vert. Réactions $Ma = Co + An + V$ et $Di + Zo = An + Co + V$ (Storre et Nitsch, 1974). Champ de stabilité de la glaucophane (Maresh, 1977). $Jd + Qz = Ab$ (Holland, 1980). $Jd_{30}, Jd_{20}, Jd_{10}$: isoplièthes de pourcentage de jadéite (Gasparik et Lindsley, 1980). Champ de stabilité de la glaucophane (Ernst, 1979). 1 = transition faciès amphibole - faciès schiste vert dans les systèmes mafiques et 2 = limite supérieure de stabilité du sphène (Goldsmith, 1982). Transition faciès éclogite/faciès granulite et limite des granulites de moyenne pression (Ito et Kennedy, 1971 ; Green et Ringwood, 1967).

Pétrologie/Petrology

Découverte d'écolites dans la synforme de Maclas : extension de l'unité supérieure des gneiss à l'Est du Massif Central

Véronique GARDIEN et Jean-Marc LARDEAUX

Résumé – Des écolites associées à des péridotites serpentinisées ont été découvertes dans les amphibolites de la synforme de Maclas (Est du Massif Central français). Les reliques du stade écolitique nous permettent d'estimer des conditions de 700-770°C pour des pressions minimales de 16-14 kbar. La rétro-morphose qui affecte ces écolites est du type faciès granulite (13-10 kbar, 750-830°C)-faciès amphibolite puis schistes verts ($P < 5$ kbar, $T < 400^\circ\text{C}$). Ceci suggère le rattachement de ces séries à l'unité supérieure des gneiss et donc nécessite l'extension de cette nappe de haute-pression au Sud du Mont Pilat.

Occurrence of eclogites in the Maclas synform: extension of the upper gneissic unit in the eastern French Massif Central

Abstract – Eclogites associated with serpentinites occur in the metamorphic series of Maclas (eastern French Massif Central). Relict phases allow calculation of eclogitic conditions around 700-770°C for minimal pressures of 16 to 14 kbar. They underwent a retro-morphic evolution from granulite facies metamorphism (13-10 kbar, 750-830°C) to amphibolite and greenschist facies metamorphism ($P < 5$ kbar, $T < 400^\circ\text{C}$), similar to that of the eclogites from the Lyonnais area. These results demonstrate that the Maclas series belong to the high pressure upper allochthon and imply the extension of this nappe south of the Pilat unit.

Abridged English Version – In the French Massif Central the definition of the main nappes is based upon their lithological, structural and metamorphic characters combined with geochronological constraints [1]. The upper allochthonous unit is characterized by the occurrence of relics of high-pressure metamorphic rocks and is represented in the eastern Massif Central by the Monts du Lyonnais metamorphic complex. The purpose of this Note is to demonstrate the occurrence of eclogites in the Maclas area and to extend the limit of the high-pressure allochthonous unit south of the Monts du Lyonnais unit.

GEOLOGICAL CONTEXT. – The eclogites of the Maclas synform appear as small lenses associated with serpentinites elongated within highly deformed amphibolites and metapelites (Fig. 1). The latter are thrust upon low-pressure metapelites and the contact is underlined by mylonitized orthogneisses (Fig. 2).

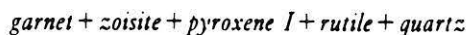
PETROLOGICAL AND MINERALOGICAL STUDY. – Eclogites are composed of garnets, pyroxenes, zoisite, rutile, quartz, plagioclase, amphibole, ilmenite, chlorite, actinolite and sphene. Garnets are solid solutions between Almandine (40-50%), Pyrope (20-30%) and Grossular (25-35%) components. They contain pyroxene, rutile and quartz as inclusions. Pyroxenes (Table) appear as relict grains of omphacite (37% Jd) in inclusions within garnet and within the matrix as large porphyroclasts (30-13% Jd) destabilized into their rims in complex symplectites. The symplectites around omphacite show textural evolution from lamellar to globular texture. Plagioclases occur in (i) complex coronas around garnet associated with amphibole; (ii) in the symplectites associated with pyroxenes. Amphiboles occur (i) within

Note présentée par Georges MILLOT.

0764-4450/91/03120061 \$ 2.00 © Académie des Sciences

the kelyphite around garnets associated with plagioclases and (ii) as late peocilitic minerals overprinting the pyroxenes of the matrix. Zoisite is associated with quartz grains within elongated aggregates, rutile evolves into ilmenite and sphene, chlorite occurs, with actinolite and plagioclase, in micro-cracks.

PARAGENETIC EVOLUTION OF THE ECLOGITES. — The different relict phases allow us to define the eclogitic assemblage as:



The eclogites were retrogressed under granulitic facies conditions, as shown by the occurrence of amphibole-plagioclase coronas around garnet and pyroxene II-plagioclase symplectite at the expense of pyroxene I. The granulitic assemblage stage is:



As the retrogression proceeds, a second generation of amphibole appears as pseudomorphic minerals overprinting the omphacites. This gives rise to the amphibolite-facies assemblage:



Finally, the occurrence of chlorite associated with fibrous actinolite and plagioclase corresponds to the later greenschist facies association composed of:



THERMOBAROMETRICAL EVOLUTION OF THE ECLOGITES. — The garnet-pyroxene thermometer [2] coupled with the jadeitic content of pyroxene in presence of quartz [3] indicate eclogitic conditions of about 700–770°C and 14–16 kbar. The following granulite facies conditions are estimated at around 10–13 kbar, on the basis of the jadeite content within pyroxene in the matrix (30–20% Jd) and pyroxene lamellae in the symplectites (13% Jd) [3]. The current temperature is estimated at 750–800°C using the garnet-clinopyroxene thermometer [2] and at 770–830°C by the interlamellar spacing between plagioclase and pyroxene lamellae [4] within symplectite (Fig. 3). The amphibolite facies corresponds to a decrease in pressure from 10 to 5 kbar, with respect to the Al content within the peocilitic hornblendes [5]. Moreover a temperature lower than 400°C is suggested by the development of chlorite, sphene and actinolite which characterizes the later greenschist facies event [6]. In summary, the evolution of the eclogites (Fig. 4) indicates a weak increase of the temperature at the beginning of the retrogression followed by a decrease of both pressure and temperature.

DISCUSSION. — In the Maclas area, the newly discovered eclogites occur at the top of the tectonic pile. Their thermodynamic evolution is similar to the evolution of the Monts du Lyonnais eclogites. Such structural and metamorphic similarities allow us to propose the extension of the high-pressure upper allochthonous unit South to the Mont Pilat domain (Fig. 1).

CONCLUSION. — Eclogites have been discovered in the Maclas unit. They represent a new occurrence of high-pressure metamorphic relics in the Eastern French Massif Central South of the Morvan and Lyonnais areas [7].

Temperature of about 770–700°C for minimal pressures at around 16–14 kbars can be proposed for the eclogitic metamorphism. A decompressional evolution gives rise to granulite-amphibolite and greenschist facies assemblages.

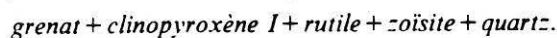
In the Massif Central, the location of the upper allochthonous unit must be extended South of the Pilat unit.

I. INTRODUCTION. — Dans le Massif Central français, on distingue différentes nappes ou complexes de nappes en fonction de la position structurale, du type et des âges de leurs évolutions tectono-métamorphiques [1]. L'unité supérieure des gneiss se caractérise entre autre par sa position haute dans la pile de nappes et par la présence de reliques métamorphiques de haute pression d'origine mantellique et crustale qui témoignent d'un stade précoce de subduction. Dans l'Est du Massif Central, cette unité est largement représentée par le Complexe des Monts du Lyonnais [1]. L'objet de cette Note est de signaler la présence d'éclogites au Sud des Monts du Lyonnais, dans la synforme de Maclas (fig. 1) et d'en discuter l'évolution thermobarométrique.

II. CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — Les éclogites à zoisite appartenant aux séries métamorphiques de la synforme de Maclas (fig. 1) affleurent sous forme de boules centimétriques sombres. Elles sont associées à des péridotites serpentinisées et emballées au sein d'amphibolites déformées. Les paragneiss contenant les amphibolites reposent par un contact anormal sur des micaschistes à filons couches de granite. Ce contact anormal est matérialisé par un orthogneiss mylonitique (fig. 2).

III. ÉVOLUTION PARAGÉNÉTIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES ÉCLOGITES. — Les éclogites des séries de la synforme de Maclas sont très rétro-morphosées. Cependant, la présence d'inclusions d'omphacite (37 à 40 % jadéite) et de rutile dans les grenats (Alm 40-50 %, Pyr 20-37 % et Gross 25-35 %) ainsi que les reliques de zoisite et d'omphacite dans la matrice (31 et 25 % de jadéite), nous permettent de retrouver l'assemblage minéralogique initial.

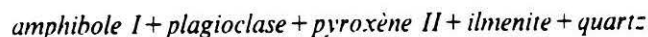
Cette paragenèse primaire est caractérisée par une association à :



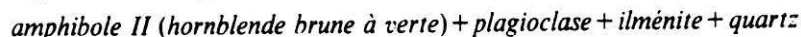
La rétro-morphose de la paragenèse éclogitique se caractérise par :

(a) la déstabilisation des grenats, en une auréole réactionnelle constituée d'une alternance de lamelles plagioclasiques et de lamelles d'amphiboles;

(b) la déstabilisation des omphacites en une symplectite lamellaire puis globulaire composée de pyroxène (20 à 13 % de jadéite) et de plagioclase qui constitue la matrice de la roche. L'apparition de la symplectite s'accompagne d'une évolution minéralogique des omphacites de la matrice dont les teneurs en jadéite décroissent de 30 à 13 %. Ces omphacites sont considérées comme des pyroxènes rétro-morphiques caractéristiques du stade granulitique dont la paragenèse est :



La poursuite de la rétro-morphose voit l'apparition d'une deuxième génération d'amphiboles en grandes plages associées à des biotites et se surimposant à la fois aux kélyphites autour des grenats et aux pyroxènes de la matrice. La paragenèse de ce stade est :



Des actinotes en fibres incolores associées à de la chlorite et des plagioclases qui cicatrisent les fractures de la roche, ainsi que les liserés de sphène autour des ilménites témoignent des conditions du faciès « schistes verts ».

IV. ÉVOLUTION THERMODYNAMIQUE DES ÉCLOGITES. — 1. *Le stade éclogitique.* — L'utilisation du thermomètre basé sur la répartition du fer et du magnésium entre le cœur des grenats et les inclusions de pyroxènes [2] nous donne des valeurs de la température comprises entre 700 et 770°C. De plus, la présence de grains d'omphacite (37 % jd) en

TABLEAU
Compositions minéralogiques des pyroxènes.
Mineralogical composition of the pyroxenes.

| Pyroxène | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 54.7 | 53.81 | 53.99 | 54.31 | 54.402 | 50.703 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.21 | 0.12 | 0.07 | 0.138 | 0.534 |
| Al ₂ O ₃ | 10.21 | 9.37 | 9.32 | 9.26 | 6.868 | 7.357 |
| FeO | 5.18 | 5.07 | 4.43 | 4.58 | 3.45 | 5.675 |
| MnO | 0.09 | 0.02 | 0.01 | 0.07 | 0 | 0.103 |
| MgO | 8.9 | 9.12 | 10.38 | 10.47 | 12.926 | 12.973 |
| CaO | 14.76 | 17.38 | 16.83 | 17.05 | 18.458 | 17.18 |
| Na ₂ O | 5.89 | 4.41 | 4.61 | 4.12 | 3.498 | 2.778 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0 | 0.224 |
| K ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0.025 |
| | — | — | — | — | — | — |
| | 99.92 | 99.41 | 99.71 | 99.95 | 99.768 | 97.552 |
| Si | 1.966 | 1.953 | 1.947 | 1.952 | 1.961 | 1.892 |
| Al IV | 0.034 | 0.047 | 0.053 | 0.048 | 0.039 | 0.108 |
| Al VI | 0.399 | 0.354 | 0.344 | 0.345 | 0.252 | 0.216 |
| Ti | 0.004 | 0.06 | 0.003 | 0.002 | 0.004 | 0.015 |
| Cr | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0 | 0.007 |
| Fe ²⁺ | 0.156 | 0.154 | 0.134 | 0.138 | 0.13 | 0.177 |
| Fe ³⁺ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mn | 0.003 | 0.001 | 0 | 0.002 | 0 | 0.005 |
| Mg | 0.477 | 0.493 | 0.558 | 0.561 | 0.694 | 0.722 |
| Ca | 0.568 | 0.676 | 0.65 | 0.657 | 0.713 | 0.687 |
| Na | 0.41 | 0.31 | 0.322 | 0.287 | 0.244 | 0.201 |
| | — | — | — | — | — | — |
| TOTAL | 4.018 | 3.995 | 4.012 | 3.992 | 4.012 | 4.028 |

1 = pyroxène en inclusion dans un grenat.

2, 3 et 4 = pyroxènes de la matrice.

5 et 6 = lamelles de pyroxène dans les symplectites.

présence de quartz [3] dans les grenats, nous permet d'estimer la pression minimale du stade élogitique entre 14 et 16 kbars.

2. *Le stade granulitique.* — La teneur en jadéite des pyroxènes de la matrice déstabilisés, ainsi que les teneurs en jadéite [3] des lamelles pyroxéniques des symplectites indiquent des pressions allant de 10 à 13 kbars. La température est estimée à l'aide du thermomètre basé sur la largeur des lamelles de plagioclase et de pyroxène des symplectites [4]. Pour une symplectite non globularisée, la largeur moyenne des lamelles de plagioclase est comprise entre 3 et 4 μm et la largeur des lamelles de pyroxène est comprise entre 5 et 7 μm ; ceci implique (*fig. 3*) des températures de 750 à 830°C. De plus, les pyroxènes de la matrice montrent des contours nets avec les bordures des grenats témoignant d'un micro-équilibre chimique entre les phases. Le thermomètre clinopyroxène-grenat [2] entre la bordure du grenat et la bordure du pyroxène indique des températures cohérentes de 730 à 800°C.

3. *Le stade amphibolitique.* — Les teneurs en alumine des amphiboles poecilites comprises entre 0,5 et 1,5 par formule structurale [5] indiquent une pression inférieure à 5 kbars.

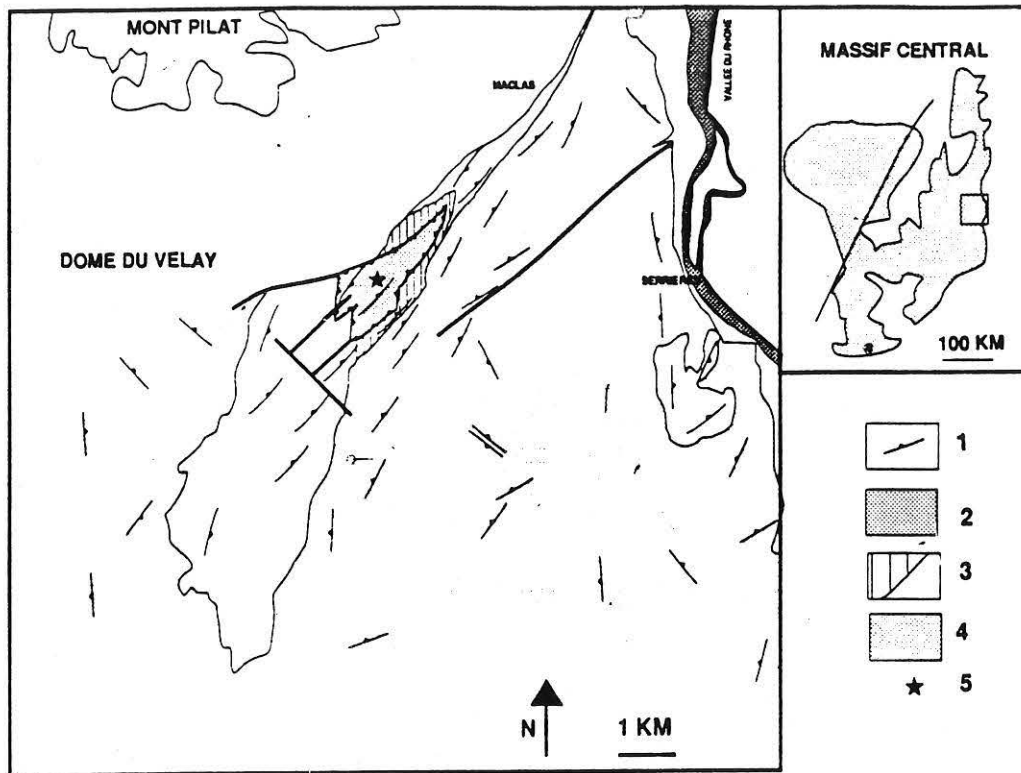


Fig. 1

MACLAS

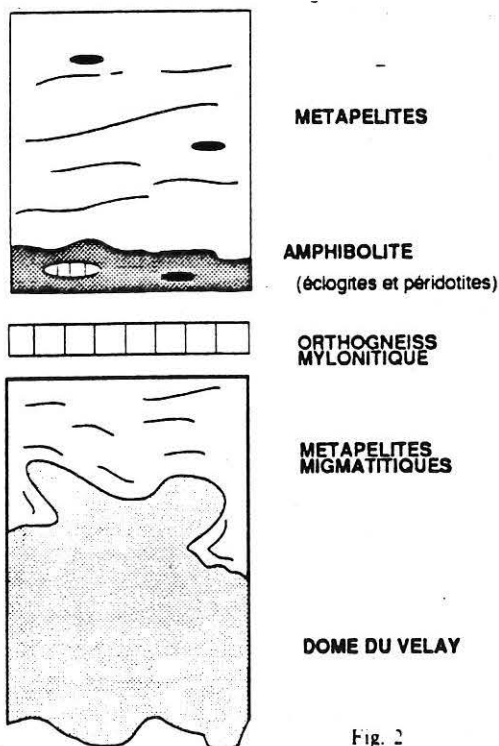


Fig. 2

Fig. 1. - Carte géologique de l'est du Massif Central français. Localisation géographique des éclogites de la synforme de Maclas. 1 = trajectoires de foliation dans les migmatites et les séries métamorphiques; 2 = unité métamorphique à reliques de haute pression; 3 = orthogneiss mylonitique; 4 = dôme du Velay; 5 = éclogites.

Fig. 1. - Geological map of the Maclas series. 1 = foliation plane within the migmatites and the metapelites; 2 = (high pressure) metamorphic unit; 3 = mylonitic orthogneiss; 4 = lower-gneissic unit (Western Vivarais series); 5 = eclogites.

Fig. 2. - Empilement des nappes dans la région de Maclas. 1 = métapelites à reliques de haute pression; 2 = orthogneiss mylonitique; 3 = métapelites à filons couches de granite; 4 = migmatites vellaves.

Fig. 2. - Nappe piling in the Maclas area. 1 = metapelites with high pressure relics; 2 = mylonitic orthogneiss; 3 = metapelites with leucogranitic pods; 4 = migmatites of the Velay dome.

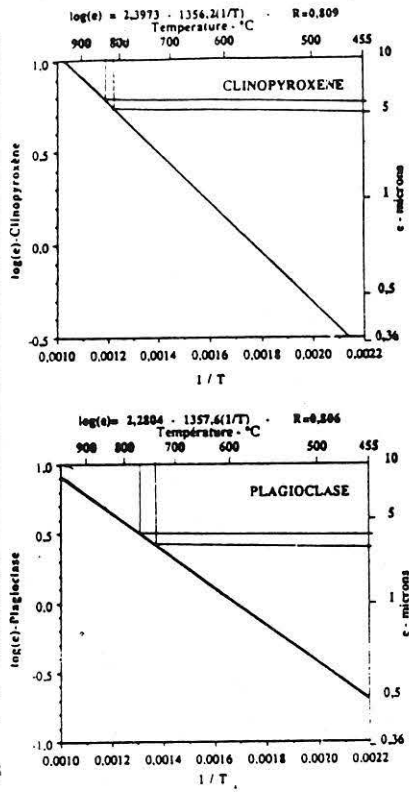


Fig. 3

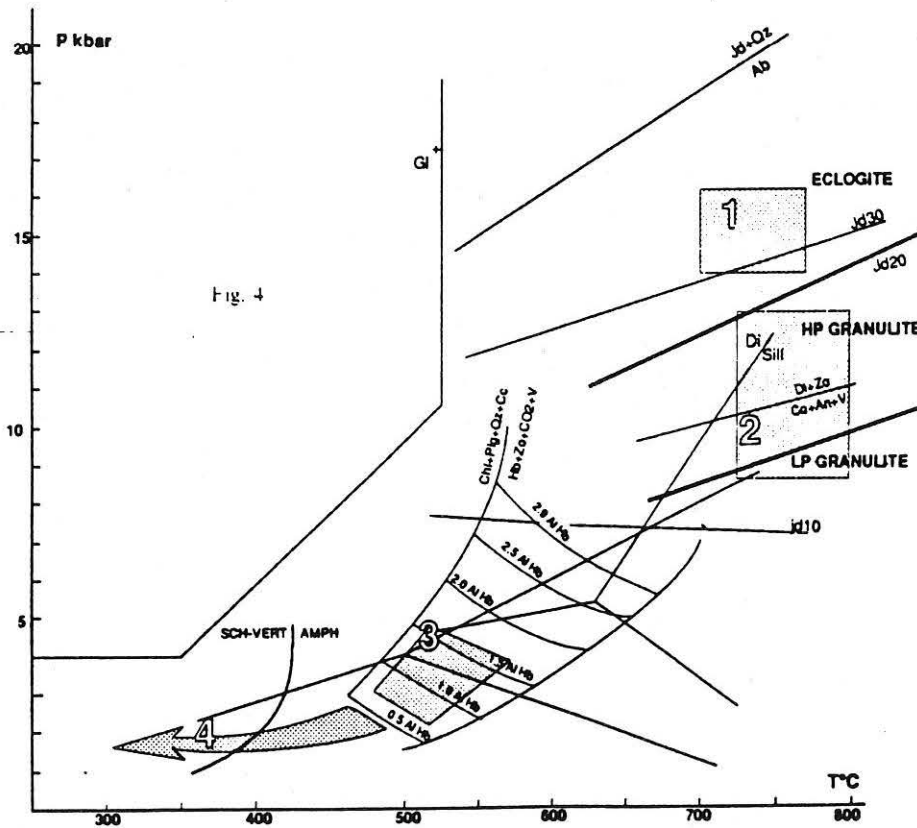


Fig. 4

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE II

Fig. 3. — Symplectite se développant aux dépens d'omphacites de la matrice. Une symplectite plus fine forme une zone sombre en bordure de l'omphacite. Géothermomètre $\text{Log}(e) = A - B \cdot T$ [4], A et B sont des constantes; e = largeur de la lamelle exprimée en micromètres.

Fig. 3. — *Coarse lamellar symplectite developed at the expense of omphacite. A thin symplectite (dark zones) occurs at the boundary of the omphacite. Geothermometer based on the interlamellar spacing between plagioclase and pyroxene lamellae [4] $\text{Log}(e) = A - B \cdot T$. A and B are constant; e = width of the lamellae (in μm).*

Fig. 4. — Évolution thermobarométrique des élogites de Maclas. 1 = conditions du faciès élogite; 2 = conditions du faciès granulite; 3 = conditions du faciès amphibolite; 4 = conditions du faciès schistes verts. Margarite = corindon + anorthite + vapeur et disthène + zoisite = anorthite + corindon + vapeur [8]. Jadéite + quartz = albite [3]. Jd 30, Jd 20, Jd 10 : isoplèthes de pourcentage de jadéite [9]. Champ de stabilité du glaucophane [10]. Transition faciès amphibolite-faciès schiste vert dans les systèmes mafiques [6]. Transition faciès élogite/faciès granulite et limite des granulites de moyenne pression ([11], [12]). Limite de stabilité de la hornblende et isoplèthes de la teneur en alumine des amphiboles [5].

Fig. 4. — *Thermobarometrical evolution of the Maclas eclogites. 1 = P-T conditions of the eclogitic stage; 2 = P-T conditions of the granulitic stage; 3 = P-T conditions of the amphibolitic stage; 4 = greenschist metamorphic conditions. Margarite = corindon + anorthite + vapor and kyanite + zoisite = anorthite + corindon + vapor [8]. Jadeite + quartz = albite [3]. Jd 30, Jd 20, Jd 10 : isopleths of jadeite contents within omphacite [9]. Glaucophane stability field [10]. Transition between amphibolite and greenschist facies in mafic systems and upper limit for sphene stability [6]. Transition between eclogite facies and granulite facies, limit for the medium pressure granulite ([11], [12]). Hornblende stability field and isopleths of Al content within amphibole [5].*

4. *Le stade « schistes verts ».* — La chute de pression qui marque la fin du stade amphibolite se poursuit par une baisse de la température de 500 à 300°C marquée par l'apparition de la chlorite, du sphène et de l'actinote [6].

En résumé, l'évolution thermobarométrique des élogites des séries de Maclas se caractérise par un stade de haute pression et haute température, suivi d'une rétro-morphose du faciès granulite vers le faciès amphibolite puis schistes verts. Cette évolution se caractérise par une légère augmentation de la température au début de la rétro-morphose puis par une chute conjointe de la pression et de la température (fig. 4).

DISCUSSION. — Dans la région de Maclas les élogites sont localisées au cœur de la synforme dans une bande d'amphibolites déformées, qui repose par l'intermédiaire d'un horizon mylonitique sur des métapélites de basse pression riches en filons couches de granite. Elles sont donc en position supérieure dans l'édifice de nappes. L'évolution de ces élogites montre un stade initial de haute pression, puis une rétro-morphose de haute température identique à celle des élogites du Lyonnais. L'ensemble de ces caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques démontre l'existence d'une seule et même nappe au Nord du Mont Pilat (Monts du Lyonnais) et au Sud du Mont Pilat (unité de Maclas) (fig. 1).

CONCLUSIONS. — Des assemblages élogitiques ont été découverts dans la série de Maclas. Il s'agit d'un nouveau jalon du métamorphisme de haute pression dans l'Est du Massif Central français, au Sud du Morvan et des Monts du Lyonnais [7].

Les conditions du faciès élogitique sont : 770-700°C et 16-14 kbars. L'évolution est du type faciès élogite-faciès granulite-faciès amphibolite puis schistes verts.

Les caractéristiques métamorphiques et structurales de la série de Maclas rattachent cette dernière à l'unité supérieure des gneiss et implique d'étendre au Sud du Pilat la limite des terrains allochtones de haute pression dans le Massif Central français.

Note remise le 13 novembre 1990, acceptée le 21 novembre 1990.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] P. MATTE et J. P. BURG, *Thrust and nappe tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 9, 1981, p. 353-358; P. MATTE, *Tectonophysics*, 126, 1986, p. 329-374 et P. LEDRU, J.-M. LARDEAUX, D. SANTALLIER, J. M. QUENARDEL, A. PLOQUIN, J. MARCHAND, N. MAILLET, G. LEROUGE, J. P. FLOC'H et A. AUTRAN, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, V, n° 3, 1989, p. 605-618.
- [2] D. J. ELLIS et D. H. GREEN, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 1977, p. 13-22 et E. J. KROGH, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 1988, p. 44-48.
- [3] T. J. B. HOLLAND, *Amer. Mineral.*, 65, 1980, p. 129-134.
- [4] V. JOANNY, H. L. M. VAN ROERMUND et J. M. LARDEAUX, *Geol. Rdsch*, 1990 (sous presse).
- [5] P. RAASE, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 1974, p. 231-236 et L. P. PLYUSNINA, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 1982, p. 140-146.
- [6] J. B. MOODY, D. MEYER et J. E. JENKINS, *Am. J. Sci.*, 283, 1983, p. 48-92.
- [7] E. DUFOUR, J.-M. LARDEAUX et D. COFFRANT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, série II, 1985, p. 141-144 et G. GODARD, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, 1990, p. 227-232.
- [8] B. STORRE et K. H. NITSH, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, 1974, p. 1-24.
- [9] T. GASPARIK et D. H. LINDSLEY, *Pyroxenes*, *Rev. Mineral.*, Mineral Soc. Washington DC, C. T. PREWITT éd., *Rev. Mineral.*, 7, 1980, p. 309-339.
- [10] W. V. MARESH, *Tectonophysics*, 43, 1977, p. 109-125.
- [11] K. ITO et G. C. KENNEDY, *An. Geophys. Union. G. M.*, 14, Washington D. C., J. G. HEACOC éd., 1971, p. 303-314 D.
- [12] H. GREEN et A. E. RINGWOOD, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1967, p. 767-833; D. H. GREEN et A. E. RINGWOOD, *J. Geol.*, 80, 1972, p. 277-288.

Laboratoire de Pétrologie et Planétologie structurales et U.R.A. n° 726.
E.N.S., Lyon, 46, allée d'Italie, 69007 Lyon Gerland.

IV L'ÉPAISSISSEMENT CRUSTAL DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS.

1 La subduction lithosphérique

La deuxième partie de cette thèse a été consacrée à l'histoire en épaisseur de la chaîne varisque. Nous avons évoqué dans un premier chapitre les stades les plus précoces de l'orogénèse. Ils sont responsables du métamorphisme de haute pression que l'on trouve préservé à l'état de reliques dans l'unité supérieure des gneiss. Cette dernière n'était jusqu'à présent représentée à l'Est du Massif Central que par les complexes métamorphiques du Morvan (Godard, 1990) et des Monts du Lyonnais (Ledru et al, 1989).

La portée de cette nappe a été étendue de 100km vers le Sud grâce à la découverte de reliques pétrologiques de haute pression dans les séries de Maclas et du Vivarais oriental, situées au Sud du Pilat.

Il existe d'une part des similitudes lithologiques entre les différents secteurs :

- présence de roches mantelliques associées aux roches crustales ,
- reliques métamorphiques de haute pression,
- groupe leptyno-amphibolique,
- mylonite de base ,

et d'autre part des similitudes entre les évolutions thermobarométriques établies en particulier dans les éclogites rétro-morphosées comme le montre la figure 27. Sur cette figure ont été reportés :

le géotherme non perturbé d'une croûte stable,

le géotherme déprimé vers les basses températures d'une croûte enfouie dans une zone de sous-charriage (géotherme perturbé),

la relaxation thermique maximale que subit une zone antérieurement épaissie (géotherme maximale relaxé) et qui correspond aux températures maximales atteintes au cours d'une rétomorphose post-collisionnelle (England et Thompson, 1984).

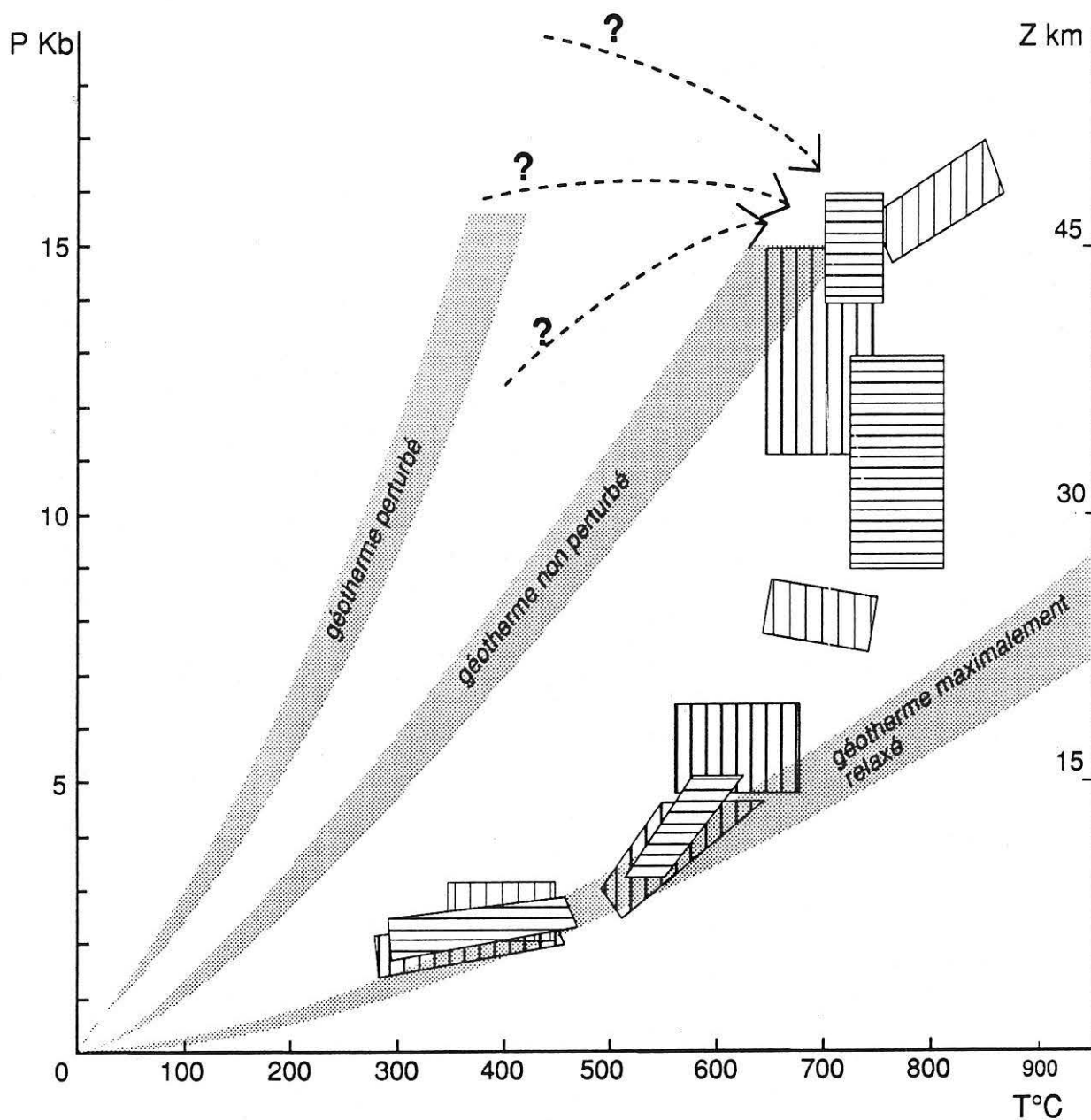


Fig.27 - Evolutions comparées des trajets P-T dans les éclogites du Lyonnais (barres verticales), de Maclais (barres horizontales) et du du Vivarais oriental (barres verticales épaissies). Les définitions des géothermes présents sur la figure sont dans le texte.

Les chemins P-T des éclogites du Lyonnais , de Maclas et du Vivarais montrent des stades précoces similaires notamment en ce qui concerne les températures, toutes comprises entre 700 et 800°C, pour des pressions supérieures à 14 kbar.

Mais, l'appartenance de ces trois domaines à reliques de haute pression à une même nappe est surtout attestée par la remarquable similitude des chemins P-T des reliques métamorphiques qu'elles contiennent.

Dans cette nappe, c'est la course prograde reconnue dans les péridotites (fig. 20) qui est un argument décisif en faveur de la subduction lithosphérique. En effet, si l'on considère les seules éclogites, on s'aperçoit (fig.26) que même aux plus hautes pressions (14-16 kbar) calculées, les conditions physiques ne sont pas celles d'un domaine thermiquement refroidi. Les températures sont donc déjà le signe d'une relaxation thermique post-épaississement. En d'autres termes, la mémoire des conditions thermiques les plus précoces pour l'enfouissement a été perdue par les roches crustales.

Des structures précoces contemporaines de cet événement ont été préservées et reconnues dans le Lyonnais à la fois dans les roches crustales (Lardeaux et Dufour, 1987) et dans les roches mantelliques (Gardien, 1987; Gardien et al, 1989; Gardien et al, 1990).

En résumé, le stade de haute pression, daté à 450-400 Ma (Duthou et al, 1981, Dufour et al, 1983) dans l'unité supérieure des gneiss à l'est du Massif Central français, est interprété en terme d'enfouissement d'une portion de lithosphère dans une zone de subduction éo-varisque.

2 La collision continentale

a) Laminations intralithosphériques et "uplift" de la nappe à haute pression.

Consécutivement à la subduction se fait le retour vers la surface des zones enfouies. Ceci se traduit dans un premier temps par des laminations intralithosphériques en contexte de collision continentale. Ces laminations sont responsables de la juxtaposition des assemblages crustaux et mantelliques à l'affleurement dans les Monts du Lyonnais.

Cet événement est contemporain, à l'échelle du Massif Central, de la structuration majeure de l'unité supérieure des gneiss dans les conditions de faciès amphibolite. Il a été daté dans différents secteurs du Massif Central où l'unité supérieure a été décrite en particulier, dans le sondage de Couy à 380 Ma (Costa et Maluski, 1988) à Marvejols à 340-356 Ma (Pin 1979) et dans l'orthogneiss du Pinet (Pin, 1981).

Les structures liées à cet événement sont parfaitement représentées dans toutes les lithologies. Il s'agit d'une foliation composite soulignée par des alternances de lits riches en minéraux ferro-magnésiens et de niveaux quartzo-feldspathiques, associée souvent à une linéation d'étirement soulignée par des biotites , des sillimanite ou des agrégats

quartzo-feldspathiques. Il est donc clair que le champ de déformation majeur de l'unité supérieure est acquis bien après le stade de haute pression.

Du point de vue thermique, on constate également une augmentation de température au début de la rétro-morphose des éclogites de Maclas, identique à celle calculée pour la rétro-morphose des paragneiss granulitiques des Monts du Lyonnais (Gardien et al, 1990). Ceci traduit un début de relaxation thermique liée à une remontée post collisionnelle (England et Thompson, 1984. Thompson et England, 1984; Thompson et Ridley, 1987), contrôlée par un équilibrage isostatique et accommodée par l'érosion.

On remarquera que cette remontée témoigne d'une histoire en collision. En effet, jamais la perturbation thermique maximale post-épaississement n'est transgressée (fig. 26)

En résumé, la remontée des portions de lithosphère subductées, dans l'Est du Massif Central est contrôlée par :

- la rééquilibrage isostatique et l'érosion responsables de l'augmentation de température enregistrée dans les assemblages crustaux,
- la tectonique traduisant la juxtaposition des roches mantelliques et crustales à la faveur de laminations intralithosphériques dans un contexte de collision continentale. Cette dernière étape étant particulièrement visible dans les Monts du Lyonnais.

b) L'évolution intracontinentale

A la fin de la période médio-varisque la chaîne hercynienne est déjà largement structurée en particulier dans sa partie interne (Autran et Cogné, 1980; Matte, 1986) . La déformation se localise alors dans de grands couloirs de décrochement dextres, à la faveur desquels se mettent en place des granites syntectoniques.

Dans l'Est du Massif Central, cette tectonique est enregistrée par le décrochevauchement de la Brévenne (Feybesse et al, 1988; Lardeaux, 1989), responsable de la mise en place du complexe ophiolitique de la Brévenne sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais, et matérialisé par un granite syntectonique daté à 345 Ma (Costa et al, 1989) et 332 \pm 10 Ma (Gay et al, 1981). Cette tectonique est contemporaine du stade P3 de la déformation du Lyonnais (Lardeaux et Dufour, 1987) .

En résumé, la géométrie actuelle d'empilement de nappes que l'on observe dans l'Est du Massif Central français est largement postérieure au stade de haute pression. Il correspond :

- d'une part au chevauchement médio-varisque de l'unité supérieure des gneiss sur l'unité inférieure des gneiss
- d'autre part au décrochevauchement néo-varisque de l'unité épizonale supérieure (Brévenne) sur l'unité supérieure des gneiss (Lyonnais).

3ème PARTIE

EVOLUTION POST-EPAISSISSEMENT

I INTRODUCTION

L'histoire orogénique d'une chaîne de montagne peut se décomposer en 2 grandes périodes :

- la première période correspond à l'histoire en épaissement de la chaîne: ceci se traduit par la mise en place de nappes,
- la deuxième période correspond à l'histoire post-épaissement: c'est le retour vers un équilibre thermique et gravitaire.

Parmi les phénomènes tardi-orogéniques, on connaît le développement de grandes zones de cisaillements ductiles à jeu normal . Ces phénomènes de distension correspondent à l'effondrement de la chaîne et ont été décrits dans de nombreux orogènes (Crittenden et al., 1980 ; Frost et Martin, 1982 ; Davis et al., 1983 ; Séranne et Séguret, 1987 ; Malavieille, 1987; Chauvet et Séranne, 1988; Egal, 1989). Dans le Massif Central français, des structures similaires ont été récemment observées (Guihot, 1987). Dans le secteur que nous avons étudié, l'approche de ces phénomènes tardi-orogéniques se fera à travers l'étude des séries Mont Pilat, au Nord du dôme du Velay.

De plus, le développement d'instabilités thermiques et mécaniques post-épaissement (Brun, 1981 ; Thompson et England, 1984 ; Davy et Gillet, 1986 ; Thompson et Ridley, 1987) se manifeste en particulier par le développement de dômes gneissiques ou granito-migmatitiques. Dans l'Est du Massif Central existe le dôme du Velay, dont l'interaction avec les nappes précédemment décrites fera l'objet de cette troisième partie.

II LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DU MONT PILAT : L'AMINCISSEMENT CRUSTAL TARDI-OROGENIQUE ET LE METAMORPHISME DE BP-HT

Au Sud du complexe métamorphique des Monts du Lyonnais, affleure en position structurale inférieure la série du Mont Pilat qui consiste en un ensemble de micaschistes alumineux, de gneiss leptynitiques et d'orthogneiss contenant des sills de leucogranites syntectoniques (Chenevoy , 1970) . Ces séries dans lesquelles aucun stade précoce de haute pression n'a été reconnu, sont affectées d'un métamorphisme de basse pression-haute température. Une saute structurale et métamorphique importante existe entre les séries du Lyonnais et les séries du Pilat. L'étude structurale et métamorphique a mis en évidence des résultats qui sont présentés sous la forme de trois publications. Les principaux résultats obtenus au cours de cette étude sont les suivants :

- L'évolution tectonométamorphique des séries du Mont Pilat résulte d'une histoire polyphasée,

- La déformation majeure qui affecte les séries du Mont Pilat se caractérise par un plan de foliation composite orienté N40-N50, avec une faible pente vers le Nord et porteur d'une linéation d'étirement subméridienne (fig. 28a). Cette déformation tardive correspond au développement d'une faille normale ductile vers le Nord.

- Il existe des trajets P-T contrastés entre la zone Nord (en dehors de la zone de cisaillement) et la zone Sud (dans la zone de cisaillement) du Mont Pilat (fig. 28b), qui sont compatibles avec les modèles thermiques proposés pour les zones en extension..

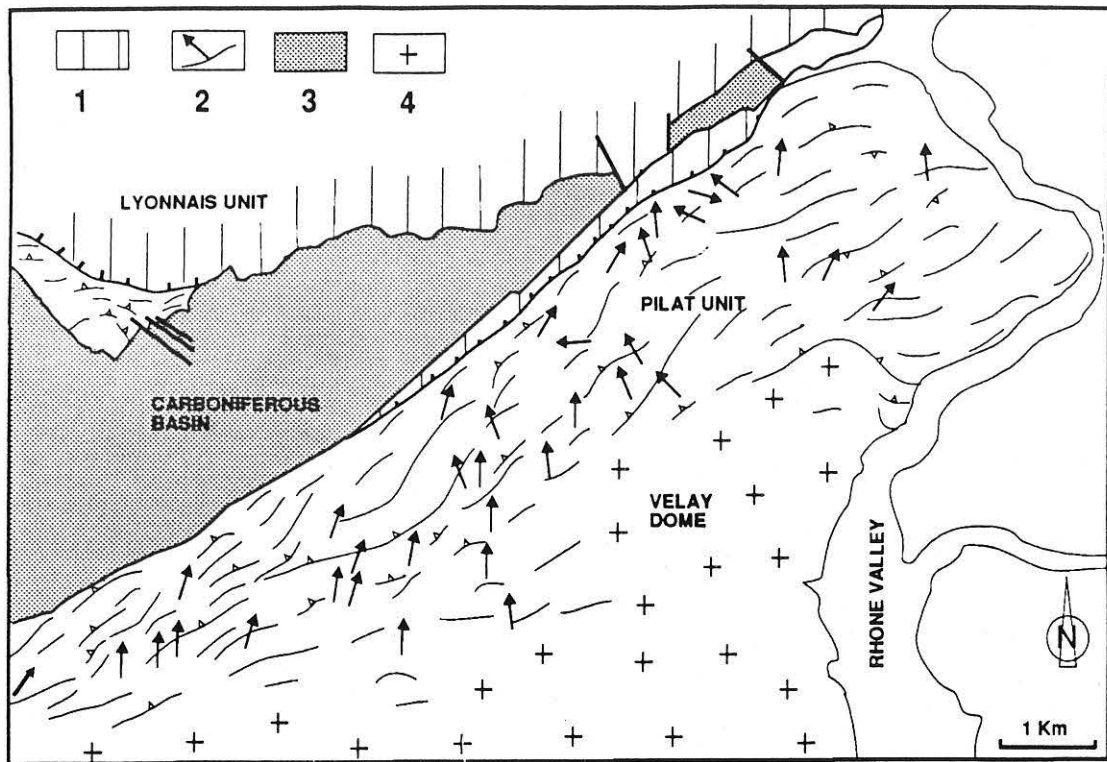


Fig. 28a - Trajectoires de foliation et linéations dans les séries du Pilat. 1 = Monts du Lyonnais ; 2 = séries du Mont Pilat; 3 = Bassin Carbonifère ; 4 = dôme du Velay.

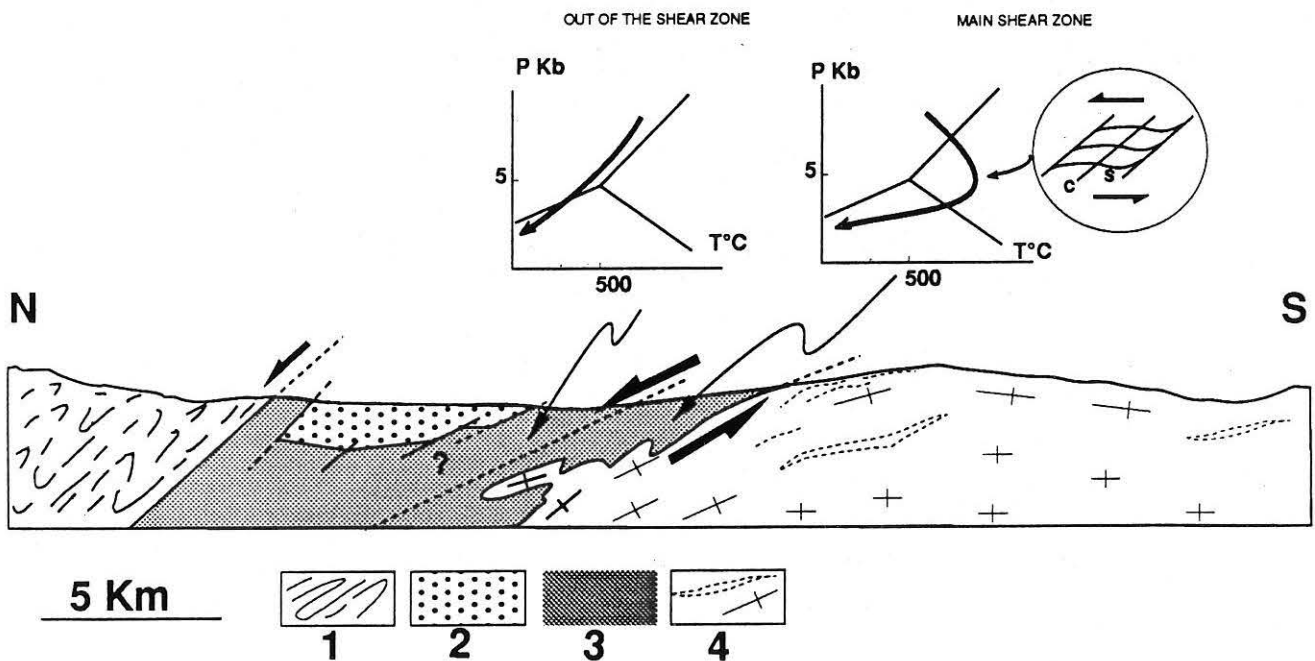


Fig. 28b - Coupe schématique à travers le Lyonnais, le Pilat et le dôme du Velay. 1 = Monts du Lyonnais ; 2 = bassin carbonifère ; 3 = séries du Pilat et trajets P-T contrastés ; 4 = dôme du Velay.

Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression du Mont Pilat (Massif Central français) : témoins d'une évolution tectonométamorphique polyphasée

Véronique GARDIEN

Résumé – Une étude détaillée des micaschistes de basse pression de l'unité du Mont Pilat (Massif Central français) révèle l'existence de grenat et de staurotide relictuels moulés par une foliation à biotite sillimanite. Postérieurement au développement de ces derniers apparaissent des cordiérites et des andalousites poecilites. Des paragenèses successives ont été mises en évidence : un stade 1 à grenat-staurotide, un stade 2 à biotite-sillimanite, un stade 3 à andalousite-cordiérite. Elles définissent une rétrogression qui se caractérise par une basse pression associée à une augmentation de température. Une étude structurale menée à différentes échelles montre que ce polyphasage métamorphique est lié à un polyphasage structural.

**Garnet and staurolite as relictual phases within the low pressure facies series of
the Pilat unit (French Massif Central): a record of polyphase tectonometamorphic
reequilibration**

Abstract – Detailed study of the low pressure Mont Pilat micaschists (French Massif Central) emphasizes the presence of garnet and staurolite as relictual phases. They were retrogressed into biotite and sillimanite during the development of a large scale shear zone. A following stage shows the crystallization of cordierite and andalousite as poecilitic minerals. Three successive parageneses including a first garnet-staurolite association, a biotite-sillimanite association and a latter cordierite-andalousite association, define a retrogression characterized by a decrease in pressure and an increase in temperature. A structural study emphasizes that the successive metamorphic stages are connected with successive structural events.

Abridged English Version – INTRODUCTION. – Low pressure-high temperature metamorphic reequilibrations characterize the thermomechanic evolution of the variscan chain. Low pressure metamorphism in the Mont Pilat unit (eastern part of the French Massif Central) develops a cordierite-andalousite and sillimanite facies series zonation in agreement with a single-phase evolution under high thermal gradient. However, the occurrence of relictual phases in the Pilat unit demonstrates a polymetamorphic evolution connected with a polyphase structural evolution.

GEOLOGICAL SETTING. – The Pilat unit is located in the eastern part of the French Massif Central, between the Monts du Lyonnais metamorphic complex to the North and the Velay migmatitic dome to the South. This unit consists of aluminous micaschists, leptynitic gneisses and orthogneisses, in which syntectonic leucogranitic pods generated by the partial melting of metapelites are boudinaged ([2], [3]). Geochronological investigations ([4] to [7]), indicate that the main deformation connected with the low pressure metamorphism was achieved between 322 ± 9 Ma and 274 Ma.

STRUCTURAL CONSTRAINTS. – The deformation is characterized by a foliation plane dipping between 5 to 30° to the north and by drag folds overturned towards the north. The relationships between the foliation (S) and the shear bands (C) are consistent with an extensional shearing towards the north (Fig. 2). A very well oriented (N0 to N30) mineral lineations dip gently (15°) to the north (Fig. 3). Extremely tight to rootless folds and superposed folds systems (type-3 interference patterns, Ramsay, 1967) indicate an earlier generation of

Note présentée par Georges MILLOT.

0764-4450/90/03100233 \$ 2.00 © Académie des Sciences

structures. Moreover, microstructural studies based on kinematic criteria ([7] to [9]) indicate a deformation compatible with a simple shearing. Thus, all the structures observed in the Pilat unit indicate the development of a large scale (2 to 3 km) extensional ductile shear zone ([8] to [10]).

PETROLOGICAL CONSTRAINTS. — The Mont Pilat micaschists consist of quartzofelsphatic levels interlayered with mica and sillimanite rich levels. The biotite-sillimanite association, elongated within both (S) and (C) planes, is synchronous of the main deformation stage. Some samples (Fig. 4) enhance garnet and staurolite as relictual phases (Pl. II, a, b, c). Cordierite and andalusite are visible in all the samples as porphyroblasts including the previous phases. Finally white micas and chlorite appear at the expense of garnets, biotite and staurolite.

DISCUSSION. — Superposed folds systems and tectonic transposition suggest that the extensional shearing in the Pilat unit overprint earlier variscan structures. Moreover, petrological investigations emphasize a polymetamorphic evolution including: a stage I characterized by a garnet-staurolite association; a stage II characterized by a biotite-sillimanite association; a stage III characterized by the development of cordierite and andalusite late phases. Both experimental and thermobarometrical datas for pelitic systems [11] suggest that the retromorphic evolution of the Mont Pilat micaschists implies a decrease in pressure and an increase in temperature (Fig. 5).

CONCLUSIONS. — (1) The occurrence of garnet and staurolite as relictual phases within the low pressure metamorphic series of the Pilat unit, suggests a polyphase metamorphic history in the French Massif Central. (2) The retromorphic evolution result from a decrease in pressure associated with an increase in temperature. (3) This polymetamorphic evolution is connected with a polyphase tectonic evolution.

INTRODUCTION. — Les rééquilibrations métamorphiques à basse pression et haute température sont une des caractéristiques de l'évolution thermomécanique de la chaîne varisque. Elles sont à l'origine de séries métamorphiques à andalousite et cordiérite particulièrement développées dans l'Est du Massif Central français, où elles ont été décrites dans les Cévennes et dans le Mont Pilat ([1] à [3]). Dans le massif du Pilat, l'évolution à basse pression a conduit à une zonéographie métamorphique apparemment simple, compatible avec une évolution monophasée sous fort gradient géothermique. L'objet de cette Note est de signaler la découverte d'assemblages métamorphiques reliques dans la série du Mont Pilat démontrant une évolution polyphasée tant du point de vue métamorphique que structural.

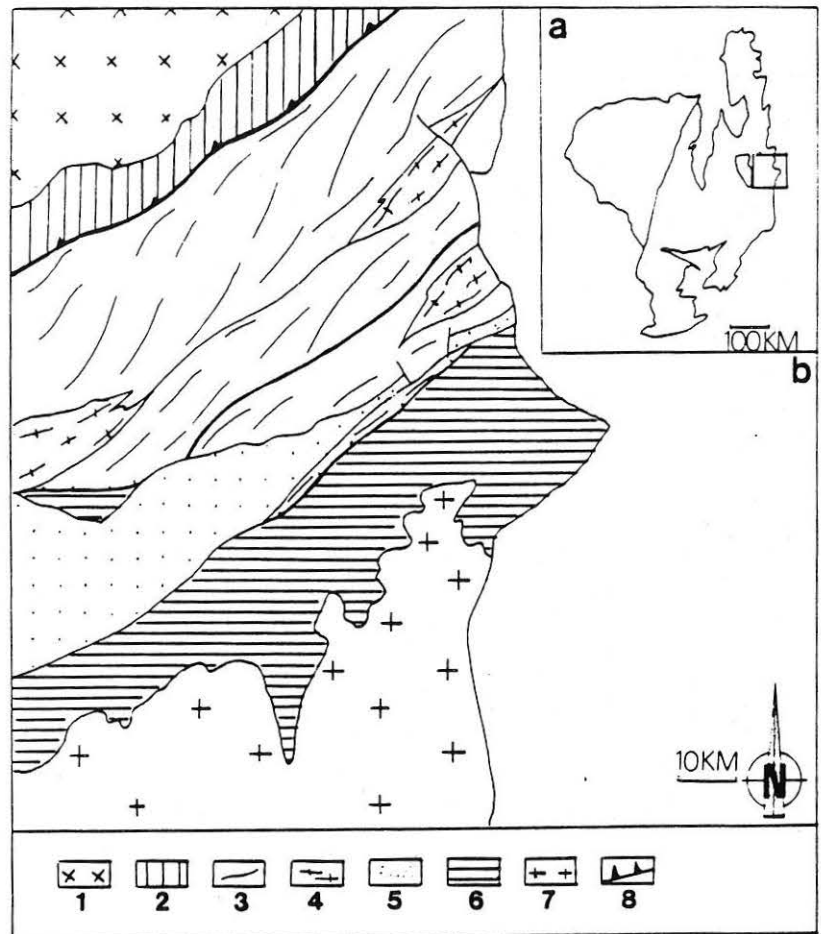
CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — L'unité du Pilat est située à l'Est du Massif Central français, entre le complexe métamorphique du Lyonnais au Nord et le dôme migmatitique du Velay au Sud (fig. 1). Du point de vue lithologique, la série du Pilat consiste en un ensemble de micaschistes alumineux, de gneiss leptynitiques et d'orthogneiss, dans lesquels des sills de leucogranites issus de la fusion partielle de métasédiments sont boudinés ([2], [3]). La déformation majeure qui affecte cette série a été datée entre 322 ± 9 Ma et 274 Ma ([4] à [7]). Cet ensemble a donc subi une histoire thermique engendrant des assemblages à cordiérite, andalousite et/ou sillimanite d'âge tardi-hercynien.

CARACTÈRES STRUCTURAUX. — On observe dans le Mont Pilat une foliation parallèle aux limites lithologiques, orientée régionalement N45 et plongeant de 5 à 30° vers le Nord. La présence de plis très fermés ou déracinés, à plans axiaux parallèles à la foliation indique qu'une structure ancienne a été reprise (transposition tectonique). Ceci est confirmé par la présence sur le terrain de figures de plis superposés (figure d'interférence de type 3 : Ramsay, 1967). Des plis d'entraînement synfoliaux à plans axiaux subhorizontaux et déversés vers le Nord sont visibles à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince (fig. 2). Les relations entre les plans de foliation (S) et de cisaillement (C) visibles dans toutes les lithologies sont compatibles avec un sens de cisaillement vers le Nord. Le débit majeur régionalement orienté N45 (fig. 3) est localement redéformé par l'intrusion du dôme migmatitique vellave. Une linéation minérale soulignée par des agrégats quartzofeldspathiques et des fibres de sillimanite plonge de 15° vers le Nord et est orientée régionalement N0 à N30.

Cependant, tout comme le plan de foliation, la linéation est localement désorientée, en particulier dans la partie NE du Pilat suggérant un poinçonnement de cette structure par le dôme du Velay (fig. 3). Des études microstructurales récentes, basées sur des critères cinématiques (fabrication des axes C du quartz, ombres de pression asymétriques autour des clastes...) ([7] à [9]), indiquent que la déformation dans le Mont Pilat est

Fig. 1. — Carte structurale de l'Est du Massif Central : 1, granite de Saint-Laurent-de-Chamousset ; 2, ophiolite de la Brèvenne ; 3, complexe métamorphique lyonnais ; 4, granites syntectoniques ; 5, Bassin stephanien ; 6, unité du Pilat ; 7, granite migmatitique du Velay ; 8, contacts anormaux.

Fig. 1. — Sketch map of the eastern French Massif Central: 1, Saint-Laurent-de-Chamousset granite; 2, Brèvenne ophiolite; 3, Lyonnais metamorphic complex; 4, syntectonic granite; 5, Stephanian basin; 6, Pilat unit; 7, migmatitic granite of the Velay; 8, thrust planes.



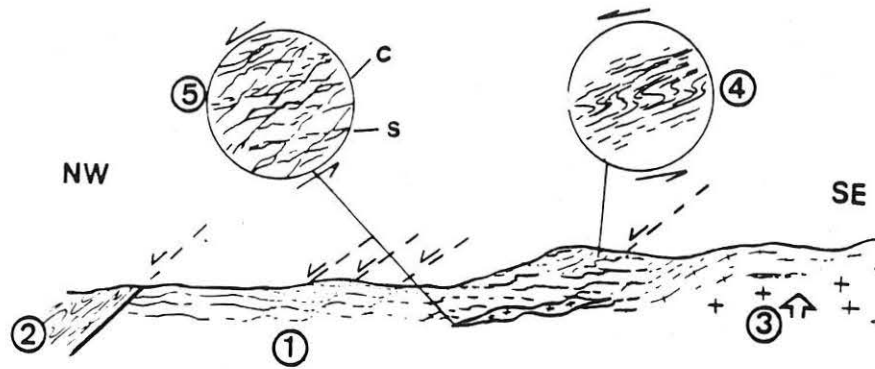


Fig. 2. — Coupe schématique à travers le Pilat : 1. unité du Pilat ; 2. complexe métamorphique lyonnais ; 3. intrusion du dôme du Velay ; 4. plis d'entraînement vers le Nord dans les micaschistes ; 5. relations entre plans (S) et (C) dans un granite syntectonique.

Fig. 2. — Sketch cross section through the Pilat unit : 1. Pilat unit ; 2. Lyonnais metamorphic complex ; 3. intrusion of the Velay dome ; 4. drag folds toward the North ; 5. relationships between (S) and (C) planes within syntectonic granite.

essentiellement une déformation en cisaillement simple. L'ensemble des structures observées sont compatibles avec le développement d'une zone de cisaillement ductile à grande échelle (2 à 3 km) à mouvement normal vers le Nord ([8] à [10]).

LES MINÉRAUX RELIQUES DANS LES MICASCHISTES DU PILAT. — Les micaschistes de la série de basse pression du Mont Pilat apparaissent sous la forme de roches sombres, généralement à grains fins, contenant des leucogranites syntectoniques et des passées franchement anatectiques. Ils peuvent être, soit directement au contact des migmatites vellaves qui sont alors mylonitiques, soit au contact d'une bande peu épaisse d'orthogneiss déformés (fig. 4). Il faut noter, qu'aucune auréole de métamorphisme de contact n'est visible entre les leucogranites ou les orthogneiss et leur encaissant micaschisteux, ce qui atteste l'équilibre thermique entre ces différentes roches lors de la déformation. Les micaschistes du Mont Pilat sont composés de quartz, d'oligoclase et d'orthose formant des agrégats ou des lits clairs, les joints de grains sont interlobés et la taille des grains est inférieure à 1 mm. Ces lits quartzo-feldspathiques alternent avec des lits micacés comprenant des biotites intimement associées à de la sillimanite fibreuse et parfois à des muscovites en baguettes très fines. Ces associations à biotite, sillimanite, et plus ou moins à muscovite soulignent à la fois les plans de foliation (S) et les bandes de cisaillement (C) indiquant que le développement de ces paragenèses sont synchrones du stade de déformation majeure. Dans quelques échantillons (fig. 4) du grenat et du staurotide ont été observés. Dans les zones très déformées, le grenat apparaît moulé par la foliation à biotite et sillimanite, son diamètre est inférieur à 0.5 mm (pl. II, a). Dans les zones moins

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Fig. 3. — Carte des trajectoires de foliation et de linéation dans l'unité du Pilat.

Fig. 3. — Sketch map of the foliation and lineation trajectories in the Pilat unit.

Fig. 4. — Localisation des échantillons à grenat et staurotide reliques dans l'unité du Pilat : 1. Pilat ; 2. Bassin stephanien ; 3. Lyonnais ; 4. granite syntectonique ; 5. orthogneiss déformés ; 6. migmatites vellaves ; 7. migmatites mylonitiques. * Échantillons à grenat et staurotide.

Fig. 4. — Location of the samples showing garnet and staurolite as relictual phases in the Pilat unit : 1. Pilat unit ; 2. Stephanian basin ; 3. Lyonnais complex ; 4. syntectonic granite ; 5. deformed orthogneisses ; 6. migmatites of the Velay ; 7. mylonitic migmatites. * Staurolite and garnet bearing samples.

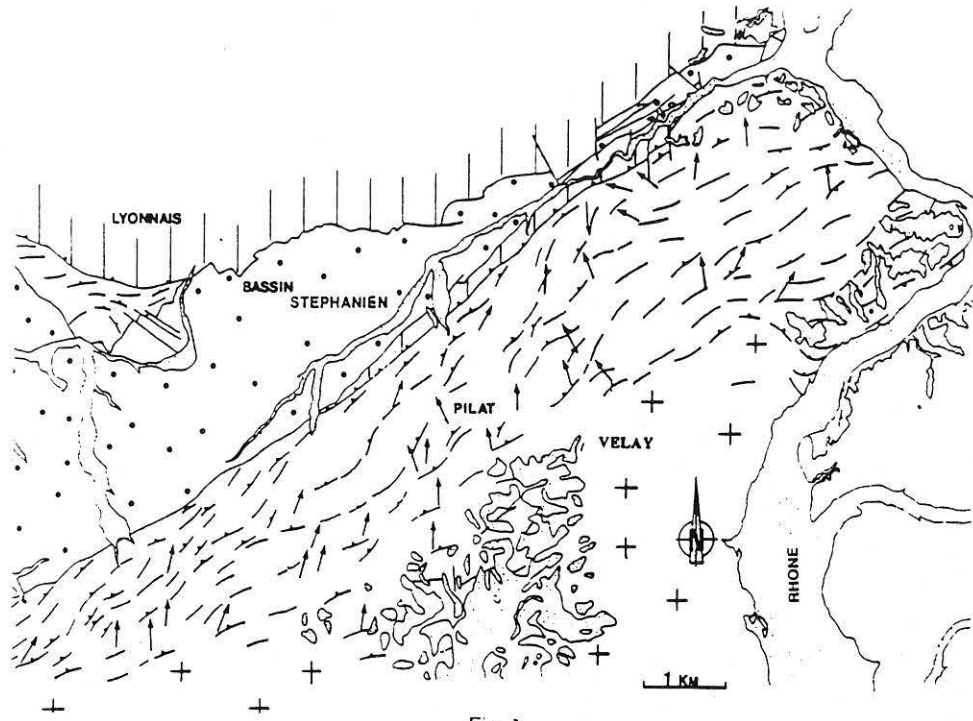


Fig. 3

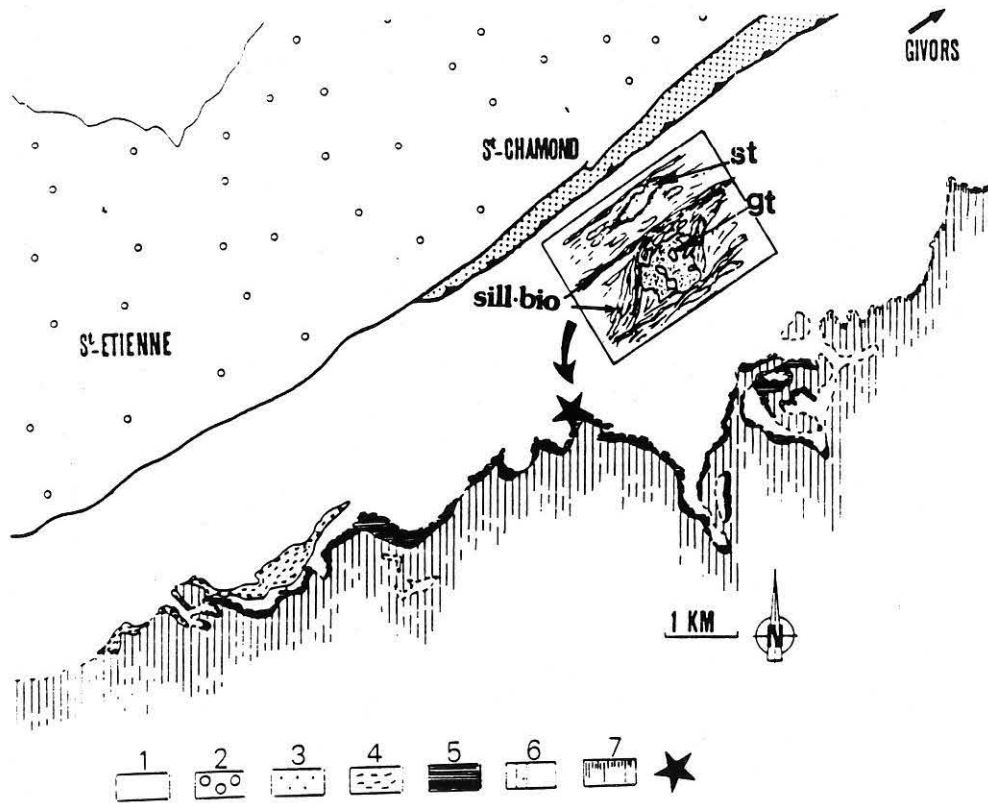
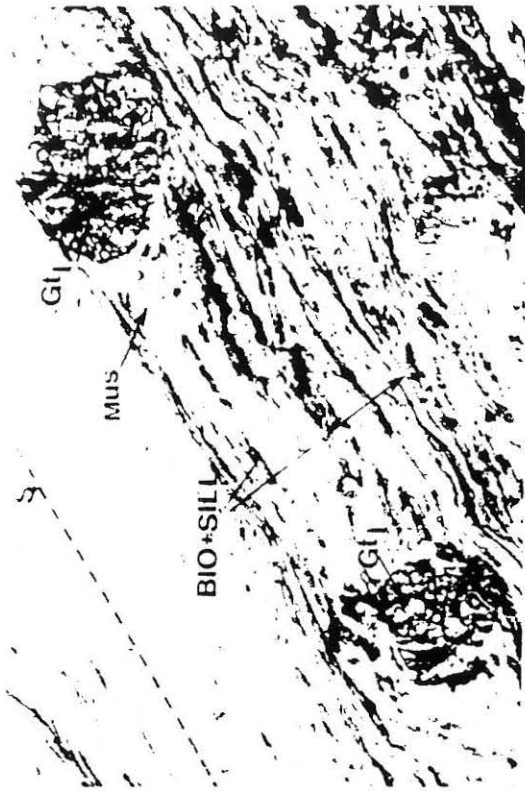
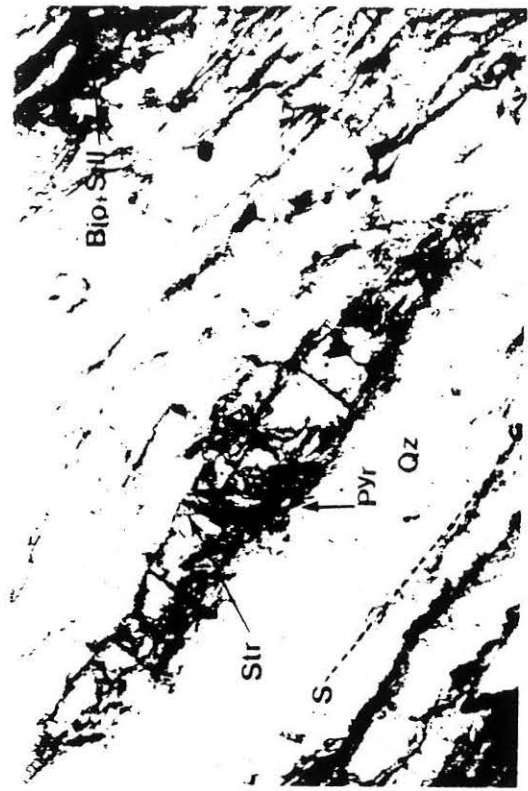


Fig. 4



(a)



(b)



(c)

lesquelles cristallisent biotite, sillimanite et quartz (*pl. II, b*). La composition chimique de ces grenats (tableau) est celle de grenats riches en almandin et spessartine. Le staurotide apparaît sous forme de baguettes allongées parallèlement au plan de foliation (*pl. II, c*), il est préférentiellement localisé dans les niveaux quartzo-feldspathiques (tableau). La cordiérite, généralement altérée, apparaît relativement tôt au cours de l'évolution métamorphique, puisqu'elle est associée très souvent à la biotite et à la sillimanite dans le plan de foliation. Elle reste stable après le stade de déformation majeure et apparaît alors sous la forme d'un minéral poecilitique. L'andalousite est plus tardive que la cordiérite. Elle se présente toujours sous une forme porphyroblastique incluant les minéraux (biotite, sillimanite, quartz...) et les structures antérieures. Cependant, elle contient parfois des inclusions charbonneuses hélicitiques dont les relations structurales avec la schistosité externe indiquent qu'elle est apparue au cours des derniers stades de la déformation. Pour finir, on voit se développer des chlorites tardives aux dépens des micas et du grenat et des agrégats de pyrophyllite autour des staurotides.

DISCUSSION. — Les nombreuses figures de superposition et de transposition tectonique suggèrent que la déformation distensive qui a structuré le Mont Pilat entre 322 et 274 Ma, se surimpose à une tectonique antérieure. Par ailleurs, le poinçonnement des linéations et le replissement de la foliation suggèrent que la mise en place du dôme du Velay est postérieure à la structuration majeure du Mont Pilat. Le polyphasage de la déformation est associé à un polyphasage métamorphique. On observe, en effet, des minéraux clairement relictuels (grenat et staurotide) antérieurs à la déformation cisailante, des minéraux synchrones de la déformation (biotite, sillimanite + cordiérite) et enfin, des minéraux tardifs, poecilitiques (andalousite et cordiérite). Ces différentes paragenèses définissent ainsi une rétro-morphose qui implique : un stade I à grenat + staurotide du type Barrovien (MP-MT), un stade II à biotite + sillimanite synchrone de la déformation, enfin un stade III à andalousite + cordiérite du type Abukuma (BP-HT) (*fig. 5*). Les données expérimentales et thermobarométriques établies pour les systèmes pélitiques [11] indiquent que cette évolution correspond à une baisse de pression et une augmentation de température. Ces données nouvelles devront être prises en compte dans les modèles d'évolution orogénique de la chaîne varisque.

CONCLUSIONS. — (1) Il existe du grenat et du staurotide relictuels dans les séries de basse pression du Mont Pilat démontrant un polyphasage métamorphique dans l'Est du Massif Central français. (2) L'évolution rétro-morphique de la série de basse pression du Mont Pilat se caractérise par une baisse de la pression associée à une augmentation de température. (3) Ce polyphasage métamorphique est associé à un polyphasage tectonique.

Ce travail a été soutenu financièrement dans le cadre des programmes D.B.T., thème : Dynamique globale.

Note remise le 11 décembre 1989, acceptée le 14 décembre 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] A. WEISBROD, *Thèse Sci.*, Nancy, 1970, 4 tomes; C. MARIGNAC, J. LEROY, J. MACAUDIÈRE, M. PICHAVANT et A. WEISBROD, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, série D, 1980, p. 605-608; TOTEU, *Thèse 3^e cycle*, Nancy, 1981, 207 p.
- [2] M. CHENEVOY, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, n° 1, 1964, p. 55-63.
- [3] J. RAVIER et M. CHENEVOY, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, n° 1, 1966, p. 133-149.
- [4] M. CAEN-VACHETTE, M. GAY, J. M. PÉTERLONGO, P. PITIOT et G. VITEL, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, série II, 1984, p. 1201-1204.
- [5] P. PITIOT, *Thèse 3^e cycle*, Université Lyon-I, 1984, 185 p.
- [6] G. VITEL, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, n° 6, 1988, p. 907-915.
- [7] S. COSTA, J. M. LARDEAUX et H. MALUSKI, *E.U.G.*, V, Strasbourg, 1989, p. 265.
- [8] P. GUIHOT, *Mém. D.E.A., U.S.T.L.*, Montpellier, 1987, 95 p.
- [9] M. MATTAUER, M. BRUNEL et P. MATTE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, série II, 1988, p. 671-676.
- [10] J. MALAVIEILLE, P. GUIHOT, S. COSTA, J. M. LARDEAUX et V. GARDIEN, *Tectonophysics* (sous presse).
- [11] A. B. THOMPSON, *Am. J. Sc.*, 276, 1976, p. 401-424; D. VIELZEUF, *Thèse Sci.*, 1984, Clermont-Ferrand, 288 p.

Université Lyon-I, U.A. 726 et École normale supérieure de Lyon,
Laboratoire de Pétrologie, 46, allée d'Italie, 69364 Lyon Cedex 07.

Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin

J. MALAVIEILLE¹, P. GUIHOT¹, S. COSTA¹, J.M. LARDEAUX² and V. GARDIEN²

¹ *Laboratoire de Tectonique and U.A.266 C.N.R.S., Université des Sciences et Techniques du Languedoc, place E. Bataillon, 34060 Montpellier, Cédex (France)*

² *Laboratoire de Pétrologie, U.R.A. 726, U.C.B.L., Lyon I, boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne (France)*

(Received January 13, 1989; accepted May 10, 1989)

Abstract

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. In: Ph. Matte (Editor), *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, *Tectonophysics*, 177: 139–149.

A large-scale extensional shear zone is described from the Mont Pilat area in the northeastern part of the French Massif Central. This shear zone is about 2 km thick and is characterized by well-developed N-dipping foliation and stretching lineations. Deformation occurred under conditions of retrograde metamorphism from high-temperature conditions to greenschist facies. It is superimposed on a composite foliation related to the earlier Variscan (380–350 Ma) compressional events associated with southward emplacement of nappes and HF–MT metamorphism. Regional N–S lineations and shear criteria observed at a regional scale indicate a northward displacement of the hanging wall during extension. Large strains locally recorded in thick mylonitic zones suggest that displacement was substantial (some tens of kilometres). Late superimposed extensional brittle deformation and pseudotachylites show that northward displacement on normal faults continued at a shallower depth.

A large granitic pluton (Granite du Velay), intruded late in the the Variscan orogeny, was associated with extension. Some small leucogranitic syntectonic melts were emplaced within the shear zone and are strongly deformed. Geochronological (Rb/Sr) data on these leucogranite bodies give an age of 320 Ma and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of synkinematic biotites from gneissose rocks in the shear zone yields a plateau age of 313 Ma. These data show that extensional ductile deformation and magmatism were still active during the latest Late Carboniferous.

Thus, extension occurred immediately after the well-known late Palaeozoic collision-type compressional tectonics which had significantly thickened the crust. We propose that the extensional tectonism described here is due to the gravitational collapse of the initially thick Variscan crust. The Stephanian intracontinental sedimentary basin of St. Etienne was formed along the hanging wall of the normal shear zone during the late stages of this post-orogenic crustal extension.

Introduction

In recent years, large-scale low-angle ductile normal faults or detachments have been recognized in continental domains which have been previously thickened by orogenies, for instance in the Cordilleran Metamorphic Core Complexes of

Western North America (Crittenden et al., 1980; Frost and Martin, 1982; Davis, 1983; Reynolds and Spencer, 1985; Malavieille, 1987a, b) or in the Caledonian belt of western Norway (e.g., McClay et al., 1986; Norton, 1986; Séranne and Séguret, 1987; Chauvet and Séranne, 1988). The controversy surrounding these structures revolved

mostly around their tectonic significance in terms of crustal extension and timing of compressive/extensional deformation. In the French Massif Central, a tectonic study in the Mont Pilat area (Guihot, 1987) has revealed evidence of late Variscan extensional tectonics with concomitant ductile and brittle deformation. Structures in this area were previously attributed to compressional events (e.g., Demay, 1931; Pitiot, 1984; Gay, 1988; Vitel, 1988) during the collisional Variscan orogeny.

In this paper we summarize the structural evolution of the Mont Pilat area, and present data on the kinematics of ductile deformation and normal faulting. In our conclusion we discuss evidence that the large-scale extensional features represent Late Carboniferous collapse of the thickened Variscan crust. Furthermore, we emphasize

that the timing of the deformation and the structural relationships between the Mont Pilat extensional shear zone and the Stephanian sedimentary basin of St. Etienne strongly support the understanding that they are closely related to the same late orogenic event.

Variscan compressional framework

In the French Massif Central, the collisional Variscan orogeny has been responsible for the thickening of the continental crust (Burg et al., 1984; Matte, 1986a, b). Petrological and geochemical studies show that most mafic rocks from internal zones of the Variscan belt are relics of oceanic crust or back-arc basins (e.g., Bodinier et al., 1986) which closed during the collision between Gondwana and Laurasia. Deformation

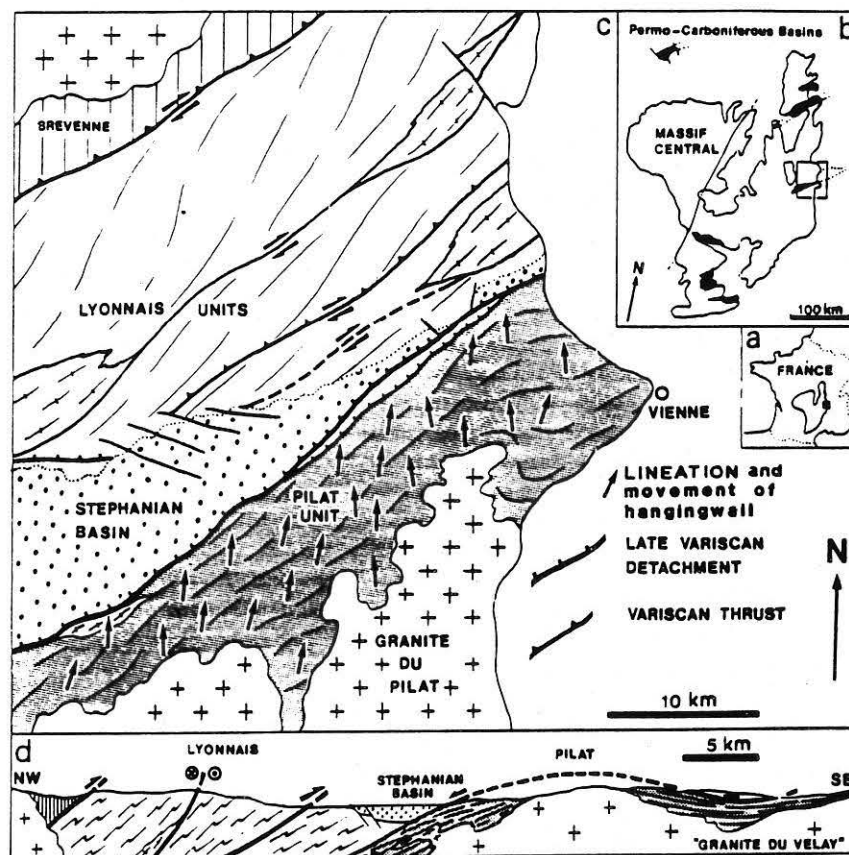


Fig. 1. a. Location of the study area in the French Massif Central (black square). b. Detail of the Massif Central showing the main Permo-Carboniferous sedimentary basins (in black) and the Mont Pilat area. c. Simplified structural map of the study area showing the relationships between the nappe units of the Monts du Lyonnais, the sedimentary basin of St. Etienne and the Mont Pilat unit. d. Simplified cross section showing the structural relationships between the various tectonic units and the sedimentary basin.

migrated southward during the Devonian–Carboniferous period. Large-scale synmetamorphic thrusting and emplacement of nappes occurred between 420 and 330 Ma and was accompanied by ductile deformation and high-grade metamorphism (Arthaud, 1970; Mattauer and Etchecopar, 1976; Bernard-Griffiths et al., 1977; Burg et al., 1978; Autran et al., 1980; Matte, 1983, 1986a, b; Cazes et al., 1986; Ledru et al., 1989). Thrusting and nappe emplacement seem to have occurred mainly in a direction subperpendicular to the fold belt, roughly from north to south (Demay, 1984; Mattauer and Etchecopar, 1976; Matte, 1986a, b), followed by, or combined with longitudinal displacements (Burg et al., 1987). Crustal stacking and subsequent thickening caused melting of the middle and lower crust, and produced S-type granitoids which were intruded late in the development of the chain, between 360 and 280 Ma (Vidal et al., 1984; Bernard-Griffiths et al., 1977).

This study is concerned with the late Variscan deformation in the Mont Pilat area which is located in the eastern part of the Massif Central (Fig. 1a) immediately south of the structurally higher Mont du Lyonnais metamorphic series that represents remnants of subducted continental and oceanic crust and related mantle rocks (Eo-Variscan evolution, Dufour et al., 1985; Gardien et al., 1988). The studied zone (Figs. 1b–d) is bounded to the north by the Late Carboniferous intracontinental basin of St. Etienne (Bouroz, 1978) (filled with Stephanian coal deposits) and to the south by a large granitic pluton called the Dome du Velay.

The Pilat unit consists of aluminous micaschists, leptynitic gneisses and orthogneisses in which often stretched synmetamorphic leucogranite pods generated by partial melting of pelitic metasediments occur (Demay, 1931, 1948; Chenevoy, 1964, 1970; Gay, 1988; Vitel, 1988). This unit presents a condensed metamorphic sequence (from chlorite to andalusite–sillimanite conditions) superimposed on previous HP–MT metamorphism (Gardien et al., 1989). This implies an exceptionally high thermal gradient from the south to the north, over which the decrease in metamorphic temperature is achieved in the space of 2 or 3 km. During this retrogressive evolution, intense ductile deforma-

tion occurred. This variously affects all the rocks of the Pilat series over a vertical distance of about 3 km.

Late Variscan extensional deformation

The extensional deformation is largely superimposed on earlier compressional foliations and structures. Composite foliations dip gently (5° – 30°) to the north and display well-developed N–S to N30°E stretching (or mineral) lineations (Fig. 1c). In the studied area, the deformation is heterogeneous. In the deepest levels of the Pilat unit, lineations outlined by sillimanite fibres are very common in the orthogneisses, which often contain typical structures of blastomylonites (Fig. 2c); in this case traces of earlier deformations were completely erased. In the upper phyllitic units, chlorite-bearing lineations are superimposed on an earlier faintly visible foliation. Near the Granite du Velay the tectonic features are locally overprinted by a migmatization which affected the country rocks, suggesting that granite emplacement continued until the latest ductile deformation. In some places leucogranite sills which probably issued from the pluton and intruded the Pilat unit were foliated and mylonitized during their emplacement (Fig. 2d). All these structures suggest a close association between granite intrusion, migmatization and ductile deformation.

Folds are poorly developed in the shear zone, but locally tight folds with subhorizontal axial planes and overturned towards the north occur in the metapelites. Such folds can be observed from a decimetre to microscopic scale. In some mylonites the foliation is refolded by millimetre-scale drag folds which show the same style as those observed on the larger scale. The direction of the fold axes depends on the shear strain intensity and roughly varies between E–W and a direction parallel to the lineation. In some areas less affected by the mylonitization, some southward overturned isoclinal F_1 folds are preserved.

All these features characterize a large-scale shear zone superimposed on former Variscan compressional structures. The kinematics of the ductile shear zone have been determined using the following kinematic indicators (discussed in Simpson

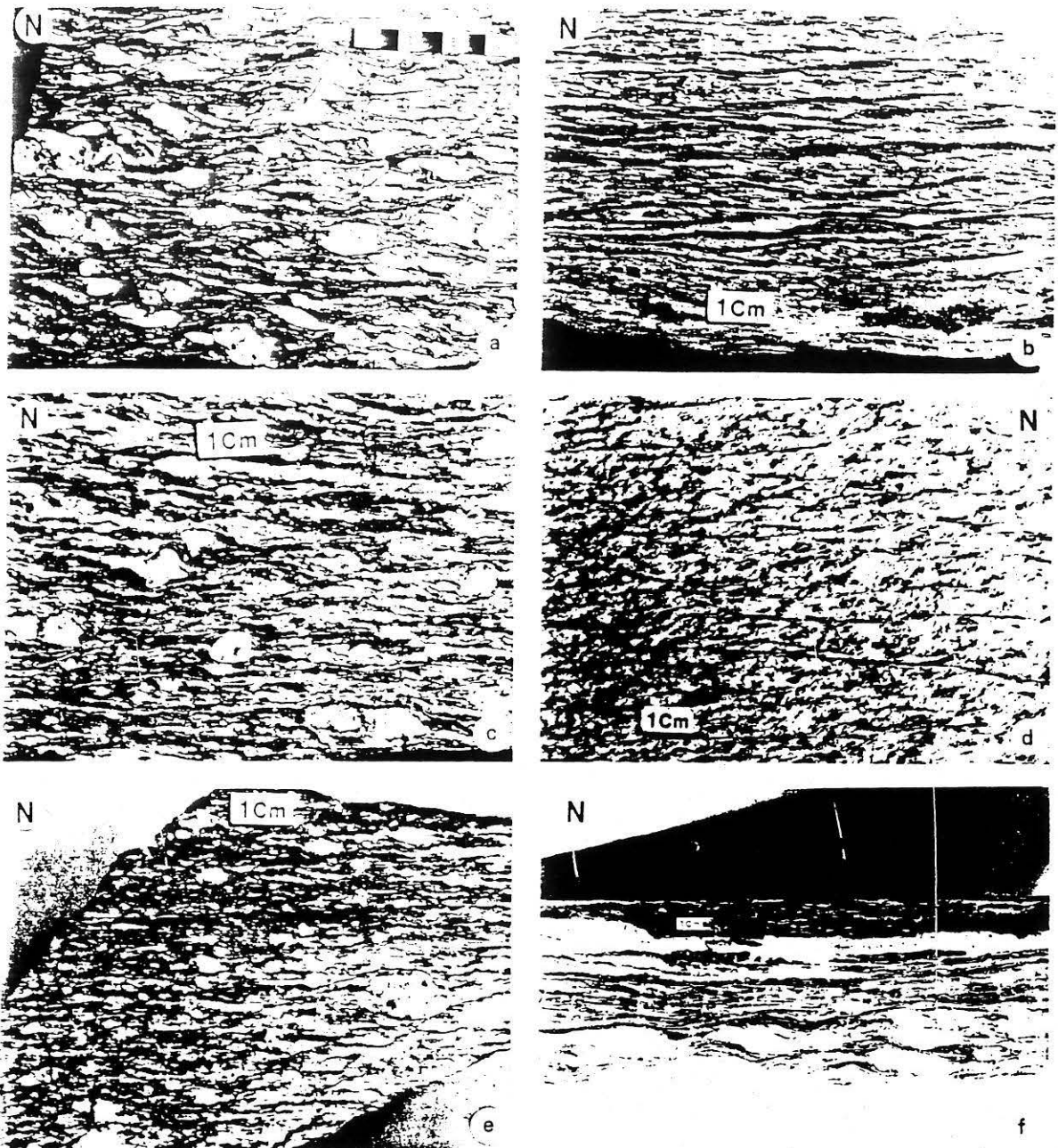


Fig. 2. Orthogneiss from the Mont Pilat unit showing σ -planes and asymmetric tails around feldspar prophyroclasts. b. *S-C* tectonite (aluminite-rich paragneiss). c. Blastomylonite from the south of the top of the Granite du Pilat showing narrow shear bands (σ -surfaces) and rotated porphyroclasts. d. Syntectonic leucogranitic melt with well-developed *S-C* microstructures. e. Syntectonic granite from the *Chautre d'Enfer* dated at 322 Ma (Caen-Vacchetti et al., 1984). f. Chlorite-rich ultramylonite layer (black) crosscutting retrogressive mylonitic orthogneisses; a brittle low-angle fault (top) is superimposed on the mylonitic foliation.

and Schmid (1983) and Cobbold et al. (1987):

(1) *S-C* relationships (Berthe et al., 1979; Lister and Snoke, 1984) on both the mesoscopic and microscopic scales (Fig. 2).

(2) Extensional shear bands (σ -planes).

(3) Asymmetric pressure shadows (Etchecopar and Malavieille, 1987).

(4) Asymmetric recrystallized tails around feldspar prophyroclasts (Simpson and Schmid, 1983) (Fig. 2).

(5) Asymmetric mica fish (Eisbacher, 1970; Lister and Snoke, 1984).

(6) Rotated prophyroclasts (Passchier and Simpson, 1986; Van den Driessche and Brun, 1987).

(7) Overturning of drag folds in mylonites.

(8) Asymmetric quartz *C*-axis fabrics (e.g., Etchecopar, 1974; Bouchez and Pecher, 1981; Behrmann and Platt, 1982) (Fig. 3).

(9) Asymmetric boudinage (Hanmer, 1986; Lacassin, 1988).

(10) Oblique foliation in dynamically recrystallized quartz aggregates (Brunel, 1980; Etchecopar and Vasseur, 1987).

In the Mont Pilat shear zone, 55 localities distributed throughout the studied area (Fig. 1c) clearly display a northward directed sense of shear (i.e., a northward displacement of the hanging wall of the shear zone). A southward directed sense of shear has been observed locally in a few zones less affected by the mylonitization. They presumably reflect the main Variscan shear deformation direction.

Quartz *C*-axis fabric analyses indicate that quartz grains and aggregates display strong preferred crystallographic orientation (Fig. 3). They also suggest that the overall deformation is close

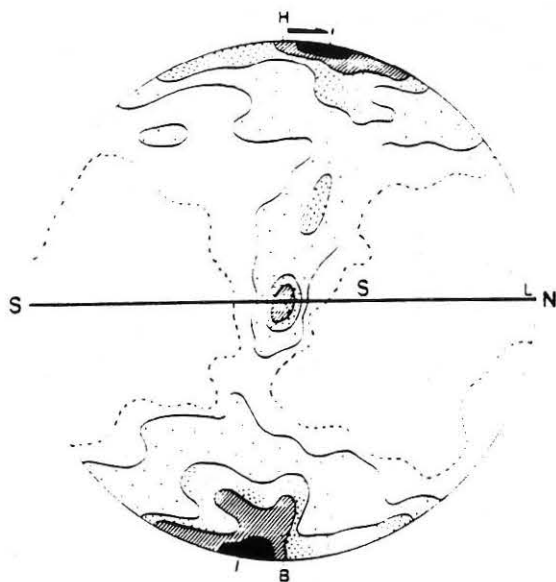


Fig. 3. Example of quartz *C*-axis fabric from a strongly deformed quartz aggregate. A northward sense of shear is indicated by the fabric asymmetry. 200 measurements. Contours (per 1% area): 1, 2, 4, 5.5, 7%. S—foliation plane; L—lineation; H—top; B—bottom.

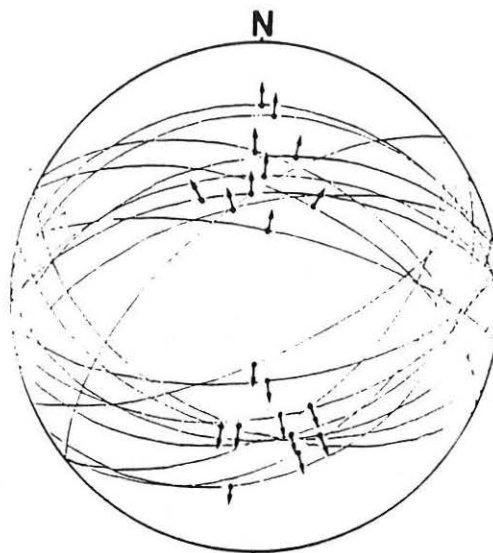


Fig. 4. Fault slip data in gneisses and leucogranites from the Pilat unit consistent with a N-S brittle extension (Schmidt stereonet, lower hemisphere).

to plane strain and that laminar flow is dominantly progressive simple shear.

A cataclastic deformation is observed superimposed on the ductile deformation. In some places, pseudotachylite layers crosscut the mylonitic foliation and present low-angle normal fault geometries. Low-angle chloritic detachment faults are locally seen to rotate earlier foliation planes (Fig. 2f). The average trend of striations on the low-angle detachments is close to N-S (i.e., parallel to the stretching lineations). Conjugate high-angle brittle normal faults are well developed at different scales in the Mont Pilat area. They crosscut all earlier structures. In some places near the granite the fault planes are often curved and the striations are outlined by quartz fibres and white micas suggesting that brittle deformation closely followed ductile deformation. The sense of movement on detachments and high-angle normal fault surfaces has been determined using classical criteria (e.g., Petit, 1987). Fault slip data indicate a close to N-S extension direction (Fig. 4). All these observations reveal that extension direction and tectonic transport during the late brittle deformation and detachment faulting were approximately parallel to and in the same sense as the shear direction deduced from the analysis of ductile deformation.

Evolution of the extensional shear zone

The deformational style in the Mont Pilat area has been classically attributed to a Variscan com-

pression with southwards directed nappe emplacement (e.g., Demay, 1948) or (more recently) with northward directed nappe motion (Gay, 1988; Vitel; 1988).

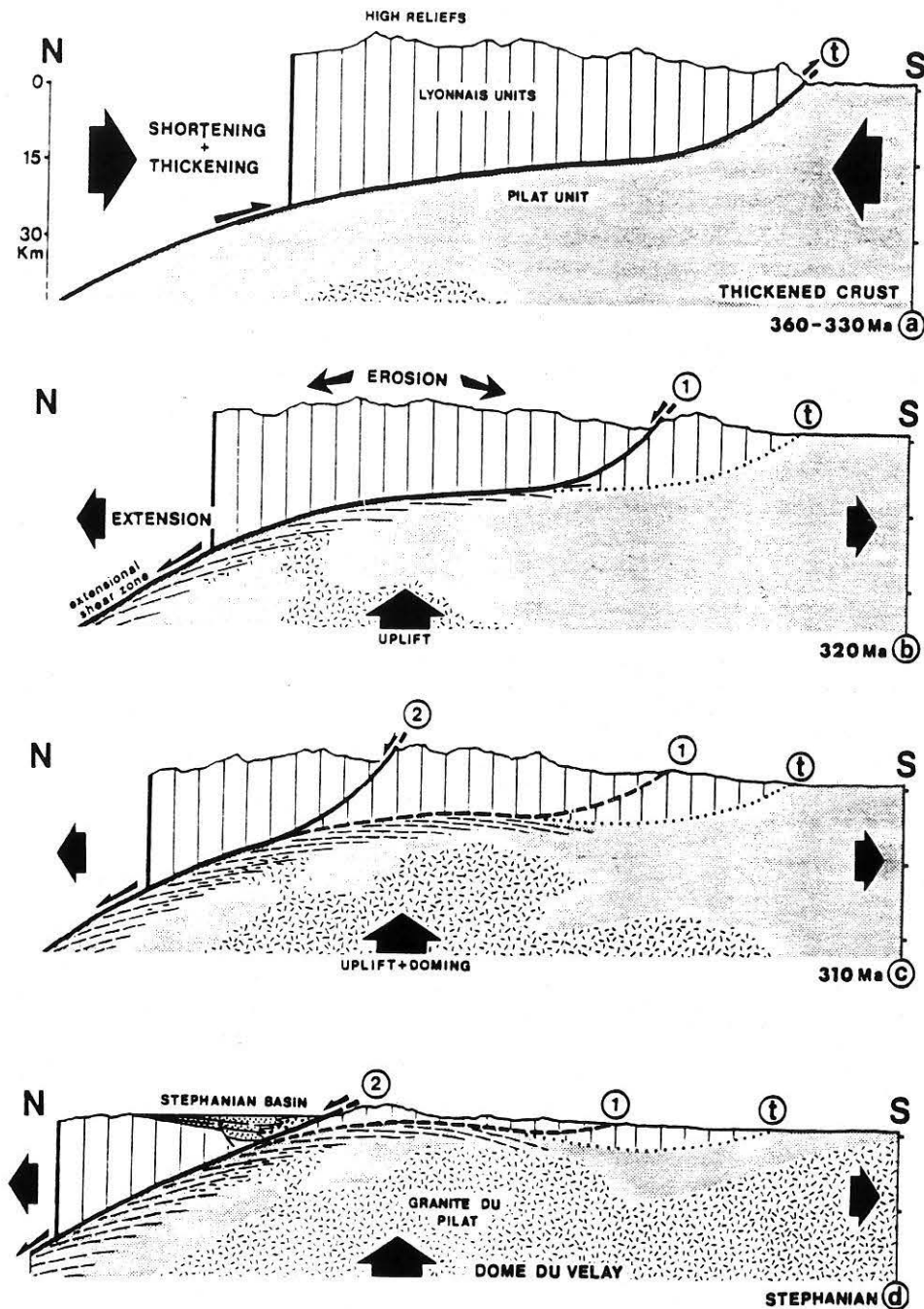


Fig. 5. Tectonic evolutionary model for the extensional shear zone, detachment and sedimentary basin during the Late Carboniferous. a. Thickening of the crust during the collisional Variscan orogeny. b. An extensional shear zone (1) is superimposed on the Variscan thrust zone (t). c. A new detachment (2) crosscuts the shear zone hanging wall and joins the former shear zone at depth. d. Formation of the Stephanian collapse basin on the detachment hanging wall.

The observations summarized above are consistent with a model (Fig. 5) of a large-scale low-angle normal shear zone that presents a complete progressive evolution from early deep-seated ductile deformation to late shallow brittle stages (e.g., Wernicke, 1985; Davis, 1983; Reynolds and Spencer, 1985; Davis et al., 1986). This progressive evolution occurred during N-S oriented crustal extension.

The timing of deformation in the Mont Pilat is quite well constrained. Indeed, different granite bodies involved in the deformation have been studied and dated. The two-mica granite of Gouffre d'Enfer (west of the studied area) is strongly mylonitized (Fig. 2e) and affected by northward shearing (Pitiot, 1984; Vitel, 1988). Its emplacement has been dated at 322 ± 9 Ma (Caen-Vachette et al., 1984) by the whole-rock Rb/Sr method. Anatectic and late migmatitic granites associated with the Granite du Velay were emplaced between 298 and 274 Ma (Caen-Vachette et al., 1982) during late doming at shallow crustal levels. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syntectonic minerals (biotites) from mylonitic rocks in the shear zone (Costa, Unpubl.) gives a plateau age of 313 ± 6 Ma and shows that ductile deformation and metamorphism were probably still active during the Westphalian. The tectonometamorphic event described in this paper thus occurred after the collisional compressional tectonics and also after late intracontinental strike-slip faulting (Lardeaux and Dufour, 1987) in Visean times (Gay et al., 1981; Costa and Maluski, 1988).

The retrograde evolution of the shear zone from ductile to brittle deformation thus probably occurred during a period of 20–30 Ma and lasted roughly from the Namurian (beginning of ductile extensional shearing) to late Stephanian times (end of brittle detachment faulting).

The Mont Pilat unit shows a retrograde evolution involving andalusite–cordierite facies series inconsistent with the P–T paths modeled for other post-collisional decompression cases of erosion and uplift (e.g., Albarède, 1976; England and Richardson, 1977; Thompson and Ridley, 1987). Thermobarometrical investigations support a P–T path showing a decrease in pressure and an increase in temperature, giving rise to a condensed

metamorphic sequence (Gardien et al., 1989). Such an evolution implies an exceptionally high thermal gradient during decompression. The structural data described in this study allow us to envisage extensional ductile faulting and subsequent rapid tectonic denudation as an efficient mechanism for high-temperature uplift of deep-seated metamorphic terranes. The structural, petrological and chronological data summarized above are compatible with a model of late orogenic (Late Carboniferous) extension (Fig. 5).

Tectonic implications

The timing of deformation and the general setting of the sedimentary basin of St. Etienne (Fig. 1) that formed directly on the hanging wall of the shear zone suggests a direct genetic relationship between these features.

The Late Carboniferous basin is filled with coarse detrital sediments deposited in an intracontinental environment, these deposits resulting from the erosion of a mountainous relief (Bouroz, 1978). To the north, the sediments rest unconformably on the previously deeply eroded Monts du Lyonnais metamorphic series which constitute the hanging wall of the shear zone. To the south, the contact with the Pilat unit is more complex. The basin is limited by a low-angle fault (The Pilat fault, previously interpreted as a thrust fault) which juxtaposes the conglomeratic facies of the Stephanian deposits against the metamorphic rocks of the Pilat unit. Further to the east, the low-angle fault is replaced by a high-angle normal fault which separates the sediments from a slice of high-grade metamorphic rocks attributed to the Monts du Lyonnais unit. This slice is itself separated from the rocks of the Pilat unit by another high-angle fault.

These structural relationships suggest that during the late evolution of the extensional shear zone a second detachment zone developed which cut across the former hanging wall (Fig. 5c). The Stephanian basin formed during this late stage on the newly formed shallow detachment (Fig. 5d) as a consequence of the progressive extension concomitant with uplift and late doming. The downward motion of the hanging wall on the

shear zone imposes a negative load on the footwall, causing broad footwall uplift and warping (Spencer, 1984; Wernicke and Axen, 1988). This tectonic uplift induces a flexure of the fault plane which flattens until it dips in the opposite direction. At this stage, continued motion is impossible and a new detachment is initiated which joins the shear zone at depth (Fig. 5c). Such a basin geometry and evolution fit very well the collapse basin model proposed by Séguret et al. (1989) for the Devonian basins of western Norway.

The large scale of the extensional shear zone and associated basin implied that crustal scale mechanisms are responsible for their formation. Furthermore, similar observations in other regions of the Massif Central suggest that late orogenic extension is widespread in the Variscan belt (Krohe

and Eisbacher, 1988; Mattauer et al., 1988; Eisbacher et al., 1989; Echtler, this issue; Echtler and Malavieille, this issue). Analogies between the Hercynian belt of Europe and the Basin and Range Province in the U.S.A. have been outlined by Lorenz and Nicholls (1984) and Ménard and Molnar (1988) who proposed that the late Palaeozoic evolution of Europe could be compared to the "collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Paleozoic European Basin of Range Province". Our observations and data are in agreement with such general comparisons. Indeed, in the region studied, the importance of crustal shortening and the likelihood of thick crust before the extensional tectonism described is evident and well documented (e.g., Dufour, 1985; Dufour et al., 1985; Matte, 1986a, b). The regional

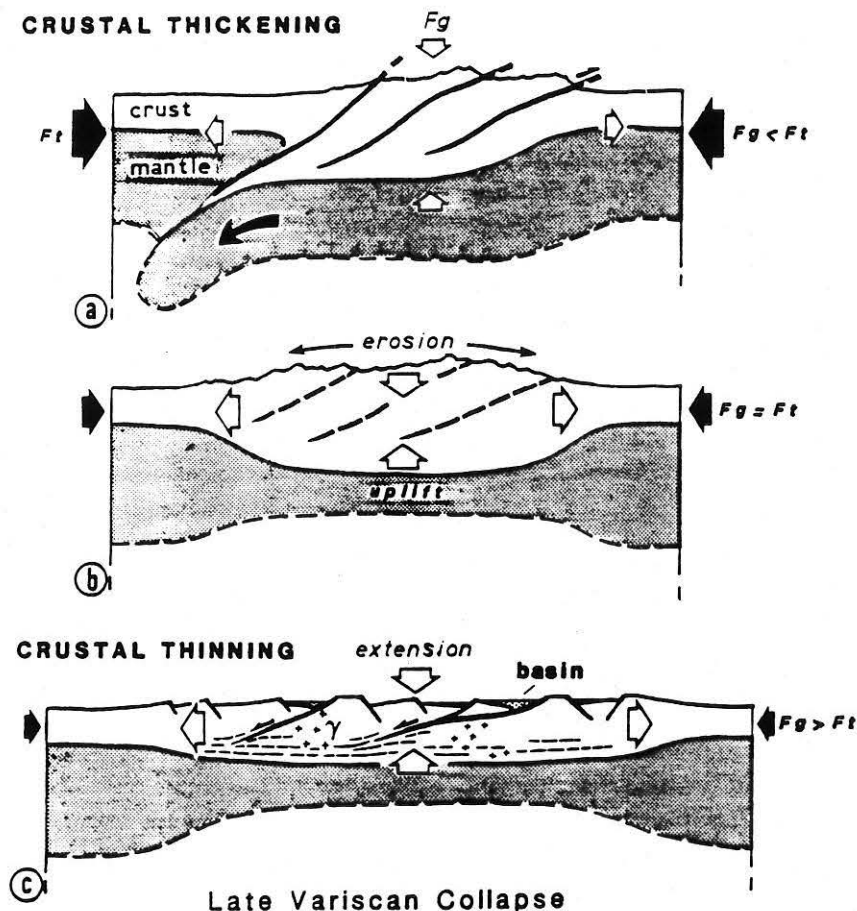


Fig. 6. Sketch showing the mechanism of crustal extension during the post-orogenic collapse. F_t = boundary tectonic forces, F_g = internal gravitational forces. γ = granites. a. $F_g < F_t$, compressional stage (thrusting and crustal thickening). b. $F_g = F_t$, steady state (uplift and erosional processes are dominant). c. $F_g > F_t$, late Variscan collapse of the thickened crust (extensional tectonics, basin formation and emplacement of late orogenic granites).

extent of widespread late orogenic granitoids (the Granite du Velay for instance in the study area) resulting from melting of a thickened crust suggests that the thermal gradient was probably higher than normal. Thus, the large width, great crustal thickness and abnormal heat flow (Gaudemer et al., 1988) could have resulted in crustal collapse and thinning by extensional processes (Fig. 6) (e.g., Molnar and Tapponnier, 1978; Coney and Harms, 1984; Malavieille, 1987b; Sonder et al., 1987; Wernicke et al., 1987).

Our study emphasizes the role of extensional tectonics and associated features in the destruction of mountain belts. Indeed, large-scale normal faults seems to be widespread in all evolved mountain belts (for instance, in the Basin and Range, in the Caledonian belt of western Norway and in the Variscan belt), suggesting that thinning of a thickened orogenic crust did not occur only by vertical movements and erosional processes but to a large extent also by crustal extension. This allows the crust to reach rapidly a normal thickness.

Acknowledgements

This work is supported by the INSU programme "Dynamique et Bilan de la Terre" (contribution 137).

References

- Albarède, F., 1976. Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4: 1023-1032.
- Arthaud, F., 1970. Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anaclynorium de l'Iglesiente (Sardaigne). *Publ. Univ. Sci. Techn. Languedoc, Ser. Géol. Struct.*, 7: pp. 175
- Arthaud, F. and Matte, Ph., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Autran, A. and Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Congr. Géol.*, 26^{ème} (Paris), Colloq. C6, pp. 90-111.
- Behrmann, J.H. and Platt, J.P., 1982. Sense of nappe emplacement from quartz *c*-axis fabrics: an example from the Betic Cordillera (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 208-215.
- Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J.M. and Duthou, J.L., 1977. Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in the Western French Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 199-212.
- Berthe, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites—the examples of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- Bodinier, J.L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A. and Dostal, J., 1986. Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture hercynienne. Massif Central Français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. Z*, 1: 115-123.
- Bouchez, J.L. and Pecher, A., 1981. The Himalayan Main Central Thrust Pile and its quartz-rich tectonics in central Nepal. *Tectonophysics*, 78: 23-50.
- Bouroz, A., 1978. Essai de synthèse tectonique du bassin houiller de Saint Etienne. *Rev. Ind. Minér.*, 60 (10): 493-319.
- Brunel, M., 1980. Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64: 33-44.
- Burg, J.P. et Matte, Ph., 1978. A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan evolution. *Z. Dtsch. Geol. Gess.*, 129: 429-440.
- Burg, J.P., Leyreloup, A., Marchand, J. and Matte, P., 1984. Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central. In: D. Hutton and D. Sanderson (Editors), *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*. Blackwell, Oxford, pp. 47-61.
- Burg, J.P., Bale, P., Brun, J.P. and Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodyn. Acta*, 1: 71-87.
- Caen-Vachette, M., Couturié, J.P. and Didier, J., 1982. Ages radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatiques du Velay (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294: 135-138.
- Caen-Vachette, M., Gay, M., Peterlongo, J.M., Pitot, P. and Vitel, G., 1984. Age radiométrique du granite syntectonique du Gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien dans la série de basse pression du Pilat (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299: 1201-1204.
- Cazes, M. et al., 1986. Large Variscan overthrusts beneath the Paris basin. *Nature*, 323: 144-147.
- Chauvet, A. and Séranne, M., 1988. Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway. In: R. Gayer (Editor), *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, pp. 245-254.
- Chenevoy, M., 1964. Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont-Pilat (Massif Central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6: 55-63.
- Chenevoy, M., 1970. Carte géologique de Saint-Etienne au 1/50,000. Notice explicative. BRGM-SGN, Orléans, pp. 1-19.

- Cobbold, P.R., Gapais, D., Means, W.D. and Treagus, S.M., 1987. Shear criteria in rocks. *J. Struct. Geol.*, 9: 521-778.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extension or Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Costa, S. and Maluski, H., 1988. ^{39}Ar - ^{40}Ar dating for terrane boundary definition. The example of the French Massif Central. *Int. Conf. Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe* (Montpellier).
- Crittenden, M.D., Jr., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran Metamorphic Core Complexes. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 153: pp. 490.
- Davis, G.A., Lister, G.S. and Reynolds, S.J., 1986. Structural evolution of the Whipple and South Mountains shear zones, southwestern United States. *Geology*, 14: 7-10.
- Davis, G.H., 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 11: 342-347.
- Demay, A., 1931. Les nappes cévenoles. *Mém. Servir Explication Carte Géol. Détaill Fr.*, 23: pp. 320.
- Demay, A., 1948. Tectonique antéstephanienne du massif central. *Mém. Servir Explication Carte Géol. Détaill Fr.*, 33: pp. 259.
- Dufour, E., 1985. Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France). *Lithos*, 18: 97-113.
- Dufour, E., Lardeaux, J.M. and Coffrant, D., 1985. Eclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais: une évolution métamorphique plurifaciale cohérentielle. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 300 (4): 141-144.
- Echtler, H., 1990. Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central). In: Ph. Matte (Editor), *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Tectonophysics*, 177 (this issue): 109-123.
- Echtler, H. and Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stepano-PerPermian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). In: Ph. Matte (Editor), *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Tectonophysics*, 177 (this issue): 125-138.
- Eisbacher, G.H., 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in the Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 2009-2020.
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E. and Wickert, F., 1989. Crustal scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, 8: 1-21.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134: 201-213.
- Etchecopar, a., 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Nantes, 135 pp. (Unpubl.).
- Etchecopar, A. and Malavieille, J., 1987. Computer model of pressure-shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *J. Struct. Geol.* 9: 667-677.
- Etchecopar, A. and Vasseur, G., 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. *J. Struct. Geol.*, 9: 705-717.
- Frost, E.G. and Martin, D.L., 1982. Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region. California, Arizona, and Nevada. *Anderson-Hamilton Volume. Cordilleran Publ.*, San Diego, 608 pp.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M. and Misseri, M., 1988. Les péridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F.): Témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 307: 1967-1972.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M. and Malavieille, J., 1989. P-T path related to uplift during extensional shearing: An example from the Pilat Unit (Eastern French Massif Central). *Terra Abstr.*, 1: 260.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.
- Gay, M., 1988. Tectonique tardihercynienne dans le domaine métamorphique du Pilat (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307: 79-82.
- Gay, M., Pelerlongo, J.M. and Caen-Vachette, M., 1981. Age radiométrique des granites allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central Français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293: 993-996.
- Guihot, P., 1987. Failles normales ductiles et mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie: l'exemple du Mont Pilat (Loire). Thèse DEA, Montpellier, 95 pp. (Unpubl.).
- Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 11-122.
- Krohe, A. and Eisbacher, G.H., 1988. Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany. *Geol. Rundsch.*, 77 (1): 25-43.
- Lacassin, R., 1988. Large-scale foliation boudinage in gneisses. *J. Struct. Geol.*, 10: 643-647.
- Lardeaux, J.M. and Dufour, E., 1987. Champs de déformation superposées dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des Monts du Lyonnais (massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. 2*, 305: 61-64.
- Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J. and Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif Central Français? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3: 605-618.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- Lorenz, V. and Nicholls, I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107: 25-56.
- Malavieille, J., 1987a. Kinematics of compressional and exten-

- sional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. Struct. Geol.*, 9: 541-554.
- Malavieille, J., 1987b. Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie: les "Metamorphic Core Complexes" du Basin and Range (U.S.A.). Thèse Etat, Univ. Montpellier, pp. 332. (Unpubl.).
- Mattauer, M. and Etchecopar, A., 1976. Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. In: *Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Colloq. Int. CNRS*, 268: 261-267.
- Mattauer, M., Brunel, M. and Matte, P., 1988. Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306: 671-676.
- Matte, Ph., 1983. Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan Arc of Western Europe. In: N. Rast, and F.M. Delany (Editors), *Profiles of Orogenic Belts. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser.*, 10: 53-81.
- Matte, Ph., 1986a. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 2 (1): 9-24.
- Matte, Ph., 1986b. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- McClay, H.R., Norton, M.G., Coney, P. and Davis, G.H., 1986. Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone. *Nature*, 323: 147-149.
- Ménard, G. and Molnar, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a Late Paleozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334: 235-237.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83: 5361-5374.
- Norton, M.G., 1986. Late Caledonide extension in western Norway: A response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5 (2): 195-204.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9: 597-608.
- Pitiot, P., 1984. Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Lyon I, pp. 185.
- Reynolds, S.J. and Spencer, J.E., 1985. Evidence for large-scale transport on the Bullard detachment fault, west-central Arizona. *Geology*, 13: 353-356.
- Séguret, M., Séranne, M., Chauvet, A. and Brunel, M., 1989. Collapse basin: A new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. *Geology*, 17: 127-130.
- Séranne, M. and Séguret, M., 1987. The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 28: 537-548.
- Simpson, C. and Schmid, S., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94: 1281-1288.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. and Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 28: 187-201.
- Spencer, J.E., 1984. Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12: 95-98.
- Thompson, A.B. and Ridley, J.R., 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, 321: 27-45.
- Van den Driessche, J. and Brun, J.P., 1987. Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9: 691-704.
- Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Cocherie, A., Le Fort, P., Peucat, J.J. and Sheppard, S., 1984. Geochemical comparison between Himalaya and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35: 179-190.
- Vitel, G., 1988. Le granite du Gouffre d'Enfer (Massif Central français). *Petrologie d'un marqueur tectonique varisque. Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6: 907-915.
- Wernicke, B., 1985. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16: 848-451.
- Wernicke, B.A., Christiansen, R.L., England, P.C. and Sonder, L.J., 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock. (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 28: 203-221.

Note soumise à : Journal of Metamorphic Geology.

**P-T PATHS RELATED TO UPLIFT DURING
EXTENSIONAL SHEARING : AN EXAMPLE FROM THE
PILAT UNIT (EASTERN FRENCH MASSIF CENTRAL)**

V. GARDIEN¹, J.M. LARDEAUX¹ and J. MALAVIEILLE²

(1) Laboratoire des Sciences de la Terre, E.N.S. LYON and U.C.B. LYON I, U.A 726, 46
Allée d'Italie, 69364 LYON Cedex 07, France.

(2) Laboratoire de Géologie Structurale. Université des Sciences et Techniques du
Languedoc, Place Eugène Bataillon, 34060 MONTPELLIER Cedex, France.

KEY WORDS: French Massif Central, Pilat unit, P-T path, crustal thinning, normal ductile
fault.

SUGGESTED SHORT TITLE : Contrasted P-T paths from the Pilat unit (Eastern
French Massif Central).

ABSTRACT

The high-temperature uplift of deep seated nappes is a major question in orogenic domains. Detailed petrological and structural study were performed in the Pilat unit (eastern French Massif Central ; Variscan Chain) in attempt to discuss such a problem.

Structural investigations allow us to envisage that the Pilat unit was affected by an extensional tectonics. Combined geometrical and geochronological data point out that the extensional regime is largely a post-thickening event. With respect to the finite strain distribution and intensity of the deformation, we assume that the southern part of the studied area represents the foot-wall part of the detachment zone. On the contrary, the northern domain represent the hanging wall of the detachment zone. Thermobarometrical determinations supported by microstructural analyses evidence the development of contrasted P-T paths in the Pilat unit :

- in the strongly mylonitized southern domain, in which foliation and lineation trajectories show a normal mouvement towards the north, the calculated P-T path indicates an increase in temperature and a decrease in pressure, supported by the successive assemblages:

- garnet + staurolite + kyanite + rutile,
- biotite + sillimante + cordierite
- andalusite + white micas + k-feldspars.

Such an evolution implies an exceptionnally high-thermal gradient during the decompression.

- In the northern less deformed domain, the calculated P-T path is characterized by a remarkable cooling trajectory involving the following assemblages :

- garnet + staurolite + kyanite + rutile + phengite
- biotite + muscovite + ilmenite
- andalusite + chlorite + pyrophyllite + tourmaline

Thus, the Pilat unit is regarded as a thinned orogenic crust affected by an heterogeneous thermal evolution with respect to the geometry of the detachment zone. This promotes contrasted P-T paths between the main shear zone and the hanging wall.

In the light of these data, post orogenic extensional tectonics is regarded as an efficient mechanism for the uplift of deep-seated metamorphic nappes.

INTRODUCTION

The uplift of deep seated metamorphic terranes is a major question for the understanding of orogenic processes. Uplifting related to isostatic readjustment assisted by erosion gives rise to well known pressure-temperature paths characterized by an increase of temperature at the beginning of the decompression (Albarède, 1976 ; England and Richardson, 1977 ; Richardson and England, 1979 ; England and Thompson, 1984). On the other hand uplift assisted by rapid tectonic processes or by thermal screening effect involves a decrease of both pressure and temperature (Thompson and England, 1984 ; Davy and Gillet, 1986 ; Thompson and Ridley, 1987 ; Platt, 1987).

However some terranes show retromorphic evolutions involving cordierite and andalusite facies series which imply low-pressure and high-temperature retrogressions inconsistent with these post-collisional decompression models. It has been recently suggested to relate these low P-high T metamorphic reequilibrations to extensional tectonics (Pin and Vielzeuf, 1983; Vielzeuf and Kornprobst, 1984 ; Wickham and Oxburgh, 1985 ; Sandiford and Powell, 1986 ; Thompson and Ridley, 1987 ; Ruppel et al., 1988). There is now a need of detailed studies upon metamorphic terranes involved within ductile detachment zones. This paper deals with this kind of studies. We present and discuss an example of P-T-t paths, in the Pilat unit (Eastern French Massif Central), in relation with the development of a large scale extensional shear zone.

GEOLOGICAL SETTING

The French Massif Central belongs to the Variscan belt which results from the continental collision between Gondwanian and Laurasian blocks (Bard et al., 1978 ; Burg and Matte, 1980 ; Matte, 1983, 1986). The collisional tectonics has significantly thickened the crust mainly in the inner part of the belt. In such a thickened zone, the Pilat unit occurs, in the eastern French Massif Central, between the structurally higher Monts du Lyonnais metamorphic complex to the North and the migmatitic Velay dome to the South (fig. 1). More precisely the Pilat unit is located at the base of a nappe pile which comprises from the top to the bottom (fig. 2) :

- the ophiolitic Brevenne serie showing a strong greenschist metamorphic imprint,
- the high-pressure Monts du Lyonnais metamorphic complex,

- the Pilat micaschists underlying the Velay migmatites.

In this part of the Variscan belt, the chronology of the main orogenic events is now well constrained. After an eo-variscan (440-400 Ma) high pressure metamorphic event (Dufour, 1985 ; Dufour et al., 1985 ; Lardeaux et al., 1989), the Monts du Lyonnais unit underwent its main deformation under amphibolite facies conditions between 380 to 350 Ma (Lardeaux and Dufour, 1987 ; Costa et al., 1989 ; Gardien et al., 1989). The obduction of the Brevenne ophiolite upon the Lyonnais series occurred at the end of the collisional history at 345-335 Ma (Gay et al., 1981 ; Feybesse et al., 1988). Considering the Pilat unit, geochronological investigations indicate that its tectonometamorphic reequilibration occurred between 322 ± 9 Ma and 313 Ma (Caen-Vachette et al., 1982 ; Pitiot, 1984 ; Vitel, 1988 ; Malavielle, 1989). Therefore, the tectonometamorphic imprint of the Pilat unit clearly reflects a post-thickening event occurring at the end of the variscan history.

Lithologically the Pilat unit consists mainly of aluminous micaschists, leptynitic gneisses and orthogneisses in which syntectonic leucogranite pods, generated by partial melting of pelitic sediments, are commonly boudinaged and involved within the main structure (Chenevoy, 1964 ; Chenevoy and Ravier, 1971).

STRUCTURES AND DEFORMATION PATTERN

The amount and the distribution of the finite strain allows two great domains to be distinguished in the studied unit:

- the southern part of the studied area, here after called "main shear zone", affected by a strong mylonitic deformation,
- the northern part of the Mont Pilat, less affected by such a deformation, which represents thus a low strained domain (fig. 3) .

In both domains the deformation could be characterized by a foliation plane dipping between 5 to 30° to the North (fig. 3). This plane, underlined by quartz, mica and/or sillimanite, dips mainly parallel to the lithological limits. In the main shear zone, extremely tight to isoclinal rootless folds are visible at respectively microscopic and centimetrical scales. Figure 4 shows the orientation of measured linear fabrics which have the appearance of stretching lineations. Some of them are composite, formed by both mineral lineations and quartzo-feldspathic elongated aggregates. The lineations map reveals a general trend predominantly dipping from 0 to 30° towards the North.

The analysis of the finite deformation pattern made out by both lineation and foliation trajectories, reveals three main features :

i) within the main shear zone, the mylonitic foliation is oriented mainly N45 (fig. 4) and dips, as well as the lineation, at low angle to the North. In the detail, in the main shear zone the strain partitioning of the heterogeneous deformation gives rise to localized thick blastomylonitic zones. In many cases, the mylonitic foliation is refolded by drag folds visible at both meso and macroscopic scales with subhorizontal axial planes overturned to the North (fig. 3a). Moreover, in some places, superposed fold systems can be observed (fig. 3b) (type 3 - interference patterns, Ramsay, 1967) indicating the existence of earlier generations of structures. Within micaschists, paragneisses and orthogneisses shear planes can be observed at the scale of the outcrop as well as the scale of the thin section (fig. 3c). The relationships between foliation planes (S) and shear planes (C), which are constant in the whole studied unit, are indicators of the shear sense (Berthe et al., 1979 ; Simpson and Schmid, 1983). The sense of the displacement is generally determined on small scale shear zones (1 meter or less). The local displacement in three dimensions is well visible because of the exposure of differently oriented faces in various outcrops. Previously detailed study of this deformation pattern based on kinematic indicators like quartz C axis fabrics, asymmetric boudinage, pressure shadows,... (Mattaueer et al., 1988 ; Guihot, 1988 ; Malavieille et al., 1990) have demonstrated that the deformation of the Pilat unit corresponds dominantly to progressive simple shear. In this case, the stretching lineation marks the displacement direction (see discussion in Ramsay and Huber, 1983) and the relations between S and C surfaces suggest an extensional shearing towards the North parallel to the stretching lineation trajectories.

ii) The foliation plane oriented N45-N50 shows, within specific bands, a local reorientation around N10-N20, giving rise to sigmoidal trajectory shapes. This local reorientation of the foliation plane (fig. 4) suggests that the finite strain deformation in the Pilat complex results from an extensional shearing towards the North including a North-East dextral component. This feature explains why the lineation trajectories are not exactly North-South oriented but are generally N15 in orientation.

iii) In the eastern part of the Pilat unit, the mylonitic foliation is deformed and refolded and the lineation trajectories are reoriented between N160 and N30 (fig. 4). Such observations suggest that both foliation and lineation are punched by the migmatitic Velay dome. So, with respect to the structural criteria discussed above, we assumed that the extensional deformation has affected the Pilat domain before, at least the end of the Velay doming.

In summary, all the structures observed in the Pilat Unit are clearly compatible with the development of a large scale (2 or 3 km) shear zone. The latter is consistent with the development of a northwards normal ductile fault. Geological and geochronological

investigations indicate that this distensive stage reflects a post-thickening event superimposed on former variscan compressive structures.

CRYSTALLISATION/DEFORMATION RELATIONSHIPS

The Pilat unit was recognized for a long time as a good example of low-P and high-T metamorphic terrane, characterized by andalusite-cordierite facies series (Chenevoy, 1968; Chenevoy et Ravier, 1971 ; Kornprobst et al., 1980). However recent studies (Gardien, 1990) have suggested a more complex tectonometamorphic history. Thus, in the following session, we present and discuss a detailed microstructural analysis in both structural domains of the studied area.

a) In the main shear zone

Three main lithologies have been studied from a microstructural point of view: paragneisses and micaschists, orthogneisses and syntectonic leucogranitic pods. In both paragneisses and micaschists, the foliation plane is a mineral layering defined by biotite and sillimanite-rich domains alternating with quartzo-feldspathic levels. Moreover, biotite and sillimanite clearly underline also the shear planes (fig. 5). Some cordierite grains are present as isolated minerals, in some cases elongated within the foliation plane or overgrowing the foliation. The biotite-sillimanite bearing foliation wraps around garnet and biotite grains. Garnet grains are often represented by individuals and large-sized mineral with porphyroclastic aspects. Indeed, these latter appear as cracked grains sometimes fragmented in the foliation and corroded on their rims by biotite, quartz and/or plagioclase. In the same way, pressure-shadows which contain biotite and quartz are developed at the expense of mechanically rotated porphyroclastic garnets. Both kyanite and staurolite appear as fragmented clasts, very often staurolite occurs elongated in the foliation plane or included in the quartzo-feldspathic rich levels (fig. 6), whereas kyanite appears included within late porphyroblastic plagioclase grains (fig. 7).

Lozange-shaped porphyroclastic biotites occur pinched transversally within straight groups of micas well oriented parallel to the foliation plane. They show internal effects of bending and sometimes kinking, therefore, they have been probably rotated into the new pervasive plane.

Large-sized andalusites (1 to 3 mm) occur into two different microstructural positions I) large poecilitic minerals overprinting biotite, sillimanite, garnet grains and the foliation plane. II) Rotated clasts revealed by the relationships between their internal fabrics, due to magnetite inclusions, and the external foliation. All the observed geometries are compatible with a movement towards the north (fig. 8). So, it is reasonable to infer an andalusite growth during the later stages of the deformational history.

Large porphyroblasts of muscovite, plagioclase and some K-feldspars overgrowth clearly the previous microstructures, including crystals of biotite, sillimanite, garnet, kyanite and quartz. Moreover, chlorites overgrow single grains of biotites, but mostly they are well developed along biotite cleavages. In the same way, chlorite fibres are present along the cracks of garnets and pyrophyllite occurs as fine grained aggregates on the staurolite rims. In summary, in paragneisses and micaschists, microstructural evidences suggest a polyphased metamorphic history with respect to the main structures.

We regard the assemblage garnet+kyanite+staurolite+biotite+ quartz+feldspars as an earlier association. As described previously biotite + sillimanite + cordierite + quartz + feldspar are syntectonic crystals. Furthermore, cordierite+andalusite+quartz+feldspars appear latter in the deformational history. Finally, muscovite, feldspars, chlorite and pyrophyllite can be interpreted as post-tectonic minerals.

In the orthogneisses, a composite planar fabric formed by S-surfaces and C-bands is well developed. The foliation is defined by ribbons of quartz in which slightly flattened porphyroclastic feldspars (up to 2 cm) are visible alternating with micas+sillimanite-rich levels. The C-bands are clearly underlined by biotite and sillimanite fibres. Quartz grains show evidence of intracrystalline ductile deformation like ribbons-shaped old grains with extreme undulatory extinction. Elongated subgrains evolved into optically strongly desoriented new grains. In general, the syntectonically recrystallized new-grains of quartz are located into these ribbons. Such features suggests a syntectonic recrystallization guided by subgrains rotation mechanisms (White, 1976 ; Poirier and Nicolas, 1976). Quartz grains also show evidence of brittle deformation as indicated by open microcracks and alignements of fluid inclusions. In these quartzo-feldspathic domains, both porphyroclasts and recrystallized plagioclases can be depicted. The porphyroclasts are elongated with the longer axis parallel approximaty to the foliation and, they display undulose extinctions, mechanical twins and few kink-bands. On the other hand, the recrystallized grains have no or weak preferred orientation and display straight to slightly sutured grains-boundaries geometries. Such features indicate dynamic recrystallization of plagioclases under high-temperature conditions (Vernon, 1975 ; Olsen and Kohlstedt, 1985 ; Behrmann and Mainprice, 1987 ; Olensen, 1987). The K-feldspars show less optical evidence of ductile deformation. A slight undulatory extinction is present but K-feldspars show essentially grainscale microcracking filled by quartz and micas. Some porphyroclasts of K-feldspars are rotated in the foliation giving rise to asymmetric pressure-shadows and asymmetric recrystallized tails. In summary, in the orthogneisses, the crystallisation-deformation relationships, as the typical intracrystalline structures observed in both quartz and plagioclase grains, indicate that the main deformation stage in the studied area was developed under high temperature conditions.

Numerous syntectonic granitic bodies are observed in the southern studied zone. They are geometrically concordant with the surrounding micaschists and they are essentially localized in the southern Pilat unit close to the Velay dome. The most common syntectonic granite type is a sillimanite-bearing leucogranite in which the magmatic mineralogy is composed of quartz, feldspars (plagioclase, perthitic microcline, orthose), sillimanite (fibrolitic and prismatic), biotite and muscovite (See also description in Chenevoy, 1970 ; Pitiot, 1984 ; Vitel, 1988). This matrix is crosscutted by ductile shear-planes developed under solid-state conditions and underlined by biotite and fibrolitic sillimanite. It must be noted that in these rocks, cordierite and andalusite have been described as poecilitic minerals (Pitiot, 1984 ; Vitel, 1988). Finally, biotite grains are replaced by chlorite localized on their rims and along their cleavages while fibrolitic sillimanite is destabilized into white mica.

b) Out of the main shear zone

In this domain, the common lithology is a well foliated micaschist characterized by garnet, staurolite, kyanite, muscovite, andalusite quartz, plagioclase, K-feldspar, tourmaline, opaques, chlorite assemblages.

The foliation plane is a mineral layering which consists of alternating quartz and feldspars-rich domains and micas-rich domains. Elongated biotites closely associated with muscovite underline the foliation plane. The relationships between garnet, staurolite, kyanite and the foliation plane are quite clear and suggest that these phases predate the development of the planar structure. Indeed, garnets occur as large-sized porphyroclasts (> 1mm) destabilized into biotite and muscovite (fig. 19). In general both kyanite and staurolite are rimmed by fine-grained aggregates of white micas (pyrophyllite, sericite) (fig. 10). Some garnet grains, in contact with kyanite, show straight boundaries. Moreover, undulose extinctions or irregular subgrains boundaries are developed in some deformed kyanite grains.

The occurrence of small sized kyanite grains surrounding the staurolite rims suggests that the kyanite growth postdates the staurolite (fig. 11). As a general rule, andalusites and plagioclases occur as millimetric poecilitic porphyroblasts without any optical evidence of intragranular deformation and including all the previous phases (fig. 12). A late reworking is marked by the development of fibrolitic colorless chlorite and white micas at the expense of garnets (localized in both their rims and their cracks). In the same way, a green pleochroic chlorite appears along the (001) planes and at the rims of the biotites.

c) Recapitulation : Mineral growth versus tectonic history

A coherent scheme of microstructural evolution can be depicted in the various lithologies of the Pilat unit. Our interpretations of phases compatibilities, with respect to the late variscan extensional tectonics, are presented in table 1. The previous meso and microstructural observations allow us to recognize the following tectonometamorphic sequence :

- A pre-extensional stage characterized by an intermediate pressure assemblage (garnet + kyanite + staurolite + biotite + quartz + feldspar) well developed in the micashists.

- A syntectonic ductile shearing event well marked in all the lithologies and characterized in the micashists by the assemblage: biotite + sillimanite + cordierite + quartz + feldspar. The same event produces the assemblage : biotite + sillimanite + quartz + plagioclase in the orthogneisses. The syntectonic leucogranites pods are emplaced during this event.

- A late to post ductile shearing stage characterized by the development of cordierite + andalusite + plagioclase + quartz.

- A largely late reworking event giving rise to chlorite + muscovite + plagioclase + pyrophyllite assemblage. This metamorphic event is sometimes associated, with the development of brittle structures observed at different scales.

METAMORPHIC MINERALOGY

Electron microprobe analyses of co-existing phases have been performed at the Clermont Ferrand II University. Standards were natural silicates and oxydes. The acceleration voltage was of 15 kv for a counting time of 10 s (W.D.S. method).

Garnet : garnets which occurs as relictual phases in the main shear zone could be considered as almandine-spessartine solide solutions (table 2). Almandine contents are generally high (65 to 72%), spessartine contents are around 16 to 23% whereas grossulaire and pyrope contents never exceed respectively 7 and 11% (fig. 13). It must be noted an increase of the MnO content which is coupled with a decrease of the MgO contents within garnets from the main shear zone. Such high MnO and low MgO content could be related to the garnet breakdown reactions into cordierite, biotite and sillimanite. Indeed, these reactional phases cannot accept MnO in their composition, but incorporate preferentially MgO (Tracy et al., 1976 ; Loomis, 1977). The compositions of the garnets from the Pilat micashists out of the shear zone, represent an almandine-pyrope-spessartine solide-solution (Alm = 75-80%, Pyr = 10-15%, Spess = 6-12%). A weak profile of zonation is observed within the large garnet grains underlined by a small increase in

MgO content from the core (9.5%) to the rims (12.5%) connected with a decrease in MnO content from the cores (12.5%) to the rims (6.5%).

Biotite : according to their microstructural positions, various generations of biotite with different chemical compositions (table 2) are present in all the samples. Large biotite porphyroclasts have an Fe/Fe+Mg ratio at around 0,522. Their Ti-contents (= 0,351) are consistent with high temperature conditions whereas retromorphic biotites developed around garnet and biotite and involved in the foliation plane enhance a Fe/Fe+Mg = 0,632 ratio and Ti contents (= 0,193) less important indicating lower temperature conditions (fig. 14), (Zakrukhtin and Grigorenko, 1968 ; Stephenson, 1977; Schreuers, 1985).

White micas : phengites, muscovites, rare paragonites and pyrophyllites are present in the samples but in different microstructural situations. Phengites enhance Si⁴⁺ contents between 3.10 to 3.30, they are associated with the primary biotite grains. In contrast, muscovite (table 2) are associated with the secondary biotite grains together involved within both foliation planes and shear bands. Late porphyroblastic muscovites (table 2) are less K-rich but more Na-rich than the previous ones (fig. 15). Some pyrophyllites have been analyzed (table 2) surrounding staurolite grains. The rare analyzed paragonites are included within porphyroblastic plagioclases. In the southern area the white micas are represented by fine grained muscovites closely associated with biotite grains.

Plagioclase : plagioclase compositions are given in table 2. Two plagioclases are present in the studied samples : albite (An = 0-10%) and oligoclase (An = 23-28%). The more Ca-rich plagioclase occurs as a relictual phase surrounded by the biotite-sillimanite bearing foliation whereas the more Na-rich plagioclase occurs as a late porphyroblastic phase.

Cordierite : analyses performed on cordierite (table 6) indicate an XMg about 1.7 per structural formulae whereas the XFe never exceeds 0.80, so the cordierites are essentially magnesian. In such magnesian cordierite the H₂O content is at around 2.99 Wt% .

Staurolite : relictual staurolites in the main shear zone contain more than 3 wt% of ferric anions and their MgO and TiO₂ contents are respectively of 0.55 and 0.15 wt% (table 7). The staurolites from the micaschists out of the main shear zone, are less FeO rich (< 2.9%) and more MgO rich (=0.8%), while their MnO and TiO₂ contents are similar.

Andalusite : andalusites are present in all the Pilat unit and enhance an homogeneous composition. The analyses show negligible contents of ferric anions (less than 0,48 wt%) and trace amounts of MgO and TiO₂ (table 8).

PRESSURE AND TEMPERATURE ESTIMATES

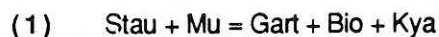
a) Out of the main shear zone

The early stage

The presence of staurolite and kyanite in the northern Pilat micashists suggests for the earlier stage a temperature between 570 and 700° (Richardson, 1968 ; Hoschek, 1969 ; Ganguly, 1972 ; Rao and Johannes, 1979). More precisely, the staurolite/garnet thermometer of Perchuk (1969), based on the Fe-Mg exchange between these two phases, indicates a temperature of about 600°C.

Rutile inclusions within garnet allow us to estimate the current pressure using the Bohlen et al. (1983) calibration. Such method gives a pressure value of about 8+-1 Kbar, in agreement with the kyanite stability curve (Richardson et al., 1969 ; Holdaway, 1971). This estimated pressure clearly reflects the minimal pressure for the considered assemblage.

It must be underlined that these data (570-700°C and 8+-1 Kbar) are consistent with the following reaction deduced from the microstructural analysis :



which has been calibrated at 630+-20°C between 7 to 11 Kbar (Harte and Hudson, 1979 ; Koons and Thompson, 1985).

Out the main shear zone, the lack of partial melting evidence suggests that the maximal temperature reached during this metamorphic stage was lower than 700°C which corresponds to the minimal value of the beginning of the muscovite dehydration (Thompson, 1982 ; Le Breton and Thompson, 1988 ; Vielzeuf and Holloway, 1988).

The retromorphic stage

The retrogression implies the garnet breakdown into biotite and muscovite. The Si⁴⁺ contents measured within the white micas, at 3.3, suggest a minimal pressure at around 6+-1 Kbar (Massone, 1981 ; Massone and Schreyer, 1987). Such a pressure value is in agreement with the stability of kyanite instead of sillimanite.

The current temperatures, estimated using the garnet/biotite thermometers of Ferry and Spear (1978) and Hodges and Spear (1982), and the garnet-phengite thermometer of Green and Hellman (1982) are calculated at around $580 \pm 20^\circ\text{C}$ for a pressure estimated between 5 and 10 Kbars.

Moreover, the pressure and temperature conditions have been estimated using the thermodynamical investigations of Spear and Selverstone (1983) in the KFMASH system. Indeed, because of the biotite stability in presence of muscovite and plagioclase, we can use the Xalm in garnet associated with the XAnn in biotite which give pressure and temperature in the range of 7 ± 0.5 Kbar and $540 \pm 25^\circ\text{C}$.

The chemical compositions of our garnets show an important grossular content. So, in order to depict the influence of the CaO addition on the temperature estimates, we have used also the more complex investigation of Spear and Selverstone in the KNCFMASH system (1983). Such calibration yields to $500-525^\circ\text{C}$ for the temperature and $5.5-6.5$ Kbar for the pressure.

The chemical composition of the retroformed biotites enhance Ti contents of about 0.193 suggesting a temperature range of $500-650^\circ\text{C}$ according to Schreurs (1985).

Thus a pressure of about 6 ± 1 Kbar and a temperature of about $550 \pm 25^\circ\text{C}$ can be proposed for the retroformed stage associated with the main deformation stage out of the main shear zone.

The latest stages

Finally, the destabilization of biotite and garnet into chlorite and the destabilization of staurolite and kyanite into pyrophyllite, according to the reactions :



indicate a decrease of the temperature from 550°C to 450°C .

The current pressure is determined using the Si^{4+} contents of the late muscovites (Massonne, 1981 ; Massonne and Schreyer, 1987). For values around 3.16, a pressure at around $3-2.5$ Kbar, is clearly in agreement with the development of poecilitic andalusites.

To summarize, the metamorphic evolution of the micaschists out of the main shear zone presents (fig. 16) :

I) An early metamorphic stage characterized by temperatures at around 570 to 700°C for pressures of 8 ± 1 Kbar .

ii) A remarkable cooling trajectory characterized by a decrease in both pressure and temperature from 8 ± 1 to 2.5 Kbar and 650 ± 50 to $350\pm 50^\circ\text{C}$. This retrogression is connected with a weak deformation giving rise to the development of a pervasive foliation plane contemporaneously with the crystallization of biotite and secondary muscovite.

b) within the main shear zone

Relevant experimentally determined reactions in pelitic systems can be used in order to define the metamorphic evolution of the micaschists in the main shear zone. Moreover, we have seen previously that the emplacement of the leucogranitic sills is contemporaneous with the main deformation. Thus, the study of the syntectonic leucogranites is a good way for estimating the upper temperatures reached during the tectonometamorphic evolution.

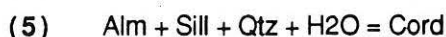
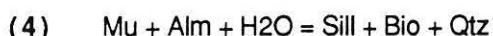
The early stage

Garnet, kyanite and staurolite have been observed as relictual phases in the shear zone. Therefore with respect to the previous results obtained for the garnet-kyanite-staurolite bearing micaschists in the northern area, it seems reasonable to assume that the southern micaschists underwent a metamorphic stage at around 8 ± 1 Kbar and 570 to 700°C (see discussion above).

The retromorphic stages

1) P-T estimates in the micaschists

In this lithology, the development of both foliation and shear bands is contemporaneous with the crystallization of biotite-sillimanite and sometimes cordierite. This must be explained by the discontinuous reactions :

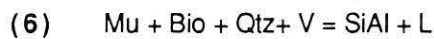


In these lithologies, the Mg/Mn+Fe+Mg ratio in the cordierite grains involved in the deformation is at around 1.7 (see mineralogy). So, the pressure values obtained for reaction (5) indicate a value at around 5 ± 0.5 kbar (Thompson, 1976 ; Holdaway and Lee, 1977 ; Wells and Wood, 1980) while the calibrations of Vielzeuf (1984) for reaction 4 yields a pressure of 6 ± 0.5 Kbar . The garnet/biotite and garnet/cordierite thermometers cannot be used because of the high Mn contents in garnets. However the Ti contents (0.35-0.465 p.f.u) and AIV contents (0.85-0.99 p.f.u) in the biotites involved in the foliation yield temperatures between 650 and 750°C (Schreurs, 1985).

2) P-T estimates in the syntectonic leucogranites

The current temperatures could be estimated with respect to the presence of syntectonic granites which show a thermal equilibrium with the surrounding micaschists during the deformation. Indeed, we have never observed, in the field, contact metamorphism between the leucogranites and the micaschists.

The magmatic mineralogy composed of quartz, feldspars, sillimanite (prismatic) in the syntectonic granite is assumed to represent the product of the crystallisation of an anatectic melt. Therefore the use of the reaction :



indicates temperatures of about 700-750°C (Thompson, 1982 ; Vielzeuf and Holloway, 1988 ; Le Breton and Thompson, 1988), for a pressure value near 5+-1 Kbar corresponding to the sillimanite stability field. It must be underlined that the rare amphibolites located in the main shear zone are not affected by partial melting. In that case, the upper temperature reached never exceeds 850 °C (Thompson, 1982 ; Vielzeuf and Holloway, 1988).

In the leucogranites the following stage is characterized by the development of shear planes underlined by fibrolitic sillimanite and biotite. This must be explained by the reaction :



calibrated at 700+-20°C for pressure between 6 and 3.5 Kbar (Thompson, 1982 ; Vielzeuf and Holloway, 1988 ; Le Breton and Thompson, 1988).

Thus during the ductile deformation stage in the southern Pilat mylonitic shear zone, the temperature conditions can be fixed between 700-800°C for pressure values of 5-6 Kbar.

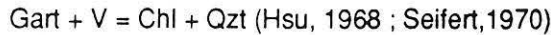
the later stages

1) P-T estimates in the micaschists

At the end of the metamorphic evolution the textural analysis has revealed the development of poecilitic K-feldspar and andalusite, indicating a pressure value lower than 3 Kbar and a temperature near 620+-20°C (Thompson, 1982). Moreover, the occurrence of pyrophyllite at the expense of aluminum silicates (staurolite and kyanite) indicate temperatures lower than 550°C.

2) P-T estimates in the syntectonic leucogranites

The development of white-mica after sillimanite and/or cordierite and K-feldspar, as the growth of chlorite after garnet indicate a temperature lower than 500°C according to the reactions :



To summarize, the tectono-metamorphic evolution revealed by the study of the main shear zone implies (fig. 17) :

i) A medium pressure metamorphic stage at 8 ± 1 Kbar and $650-700^\circ\text{C}$ underlined by the presence of kyanite, garnet and staurolite as relictual phases.

ii) A retromorphic evolution characterized by a decrease in pressure from 8 ± 1 to 5 ± 1 Kbar connected with an increase in temperature from 650 ± 20 to $750 \pm 20^\circ\text{C}$. Such low P-high T evolution is contemporaneous with the main deformation stage giving rise to high temperature mylonites. It is during this stage that the leucogranites are emplaced.

iii) Late metamorphic stages corresponding to a strong cooling (from 750 ± 50 to $450 \pm 50^\circ\text{C}$) under low pressure conditions (5-3 Kbar).

DISCUSSION

The compilation of our petrological and barometrical investigations from the Pilat micaschists is presented in figures 18 and 19. This enhance two main points of interest :

- the development of high-temperature and low-pressure metamorphism during extensional tectonics,
- two contrasted metamorphic trajectories depicted in the same tectono-metamorphic unit. One corresponds to the main shear zone and the other one corresponds to the evolution in the outer part of the shear zone (fig. 19).

1) High-temperature and low-pressure metamorphism and extensional tectonics

Considering the main shear zone, the calculated pressure- temperature path (fig. 18) emphasizes an evolution characterized by the transition from an intermediate-pressure and temperature metamorphism ("barrovian" type metamorphism) into a low pressure-high temperature metamorphism ("abukuma" type metamorphism).

From a thermal point of view, such an evolution cannot be related to a thickening regime or to a post-thickening isostatic readjustement. Indeed, the maximal temperature values reached during the decompressional history clearly exceed the calculated maximal

heat supply occurring during uplift assisted by erosion/isostatic processes (Thompson and England, 1984 ; England and Thompson, 1986 ; Thompson and Ridley, 1987 ; Ruppel et al., 1988) (Vm in fig. 18).

Such an abnormal high geothermal gradient could be explained through heat supply related to two major processes :

- intrusion of mafic magmas into the lower crust (Thompson, 1981 ; Pin and Vielzeuf, 1983 ; Vielzeuf and Holloway, 1988),
- extensional tectonics (Vielzeuf, 1984 ; England and Thompson, 1986 ; Sandiford and Powell, 1986 ; Wickman and Oxburg, 1986 ; Thompson and Ridley, 1987 ; Brodie and Rutter, 1987 ; Nicollet, 1988 ; Ruppel et al., 1989).

In our case, crustal extension is clearly a major feature in the structural evolution of the studied unit, and, we have never observed mafic bodies the field. Moreover, as shown previously the geothermal gradient reached its maximal value during the development of the shear zone. Thus, such features allow us to relate the pattern of the P-T path to an uplift assisted by crustal thinning. The latter is testified, at shallower structural levels, by the opening of a permian basin (the Carboniferous basin of St Etienne) at the northern boundary of the Pilat unit (fig. 2).

Moreover, our thermobarometrical investigations within the main shear zone, emphasize that the uplift of deep-seated nappes during post-tectonic crustal thinning, gives rise to specific P-T shape characterized by an increase in temperature during the decompression. The later is immediately followed by an important isobaric cooling.

2) Contrasted P-T paths during extensional tectonics

The remaining problem is to explain the contrasted trajectories obtained from the southern and the northern Pilat unit (fig. 18 and 19).

The thermal behaviour of lithospheric slab affected by extensional settings have been the subject of quantitative modelisations in which two models are available : pure shear and simple shear extension (Brodie & Rutter, 1987 ; Buck et al., 1988 ; Ruppel & al., 1988 ; Issler & al., 1989 ; Ridley, 1989). They give rise respectively to symmetric or asymmetric rifting. The development of contrasted P-T paths will be qualitatively addressed here with reference to the thermal modelling associated with asymmetric extension. Indeed, low-angle normal faults, very often associated with simple shear deformation, divides the slab into a lower segment ("footwall") and an upper segment ("hanging wall") (Wernicke, 1985). During the thinning, the lower slice is pulled out from beneath the upper plate producing an asymmetric pattern with respect to the shear zone along which the movement takes place. The thermal consequences of a simple shear model have been presented by Buck et al. (1988) (fig. 20). Asymmetric regime promotes

contrasted thermal behaviours of the footwall and of the hanging wall (see also discussion in Issler & al., 1989). With respect to the detachment zone, the temperature is higher (about 200°C) in both the footwall and in the shear zone than in the hanging wall (fig. 20).

Thus, considering the geometry and the distribution of structures in the studied area, we assume that the northern micaschists, which are poorly affected by the shearing deformation, represent the hanging wall-part of the detachment zone. On the contrary the southern micaschists, affected by an intense mylonitic deformation, represent the footwall-part of the detachment zone. So, keeping on the mind the idealized thermal models cited above, we can expect that the northern micaschists underwent a remarkable cooling history whereas the southern micaschists area as submitted to a high-temperature re-equilibration (fig. 19).

Finally, an homogeneous thermal evolution at the end of the retrogression affects the footwall and the shear zone, giving rise to the development of andalusite in the whole Pilat unit. Such feature could be related to the thermal relaxation occurring after the duration of the extension (Issler et al., 1989).

However, it must be emphasized that the various P-T paths deduced from the thermal modeling of asymmetric extension (Buck et al., 1988 ; Brodie and Rutter, 1988 ; Ruppel et al., 1988) are characterized by an isothermal decompression (high dP/dT) (Buck et al. 1988 ; Ruppel et al., 1988). In our example, an increase of the temperature during the decompression has been evidenced. This may reflect a main difference in the initial thermal conditions (isotherms geometry) of extension between the models and our case study. Indeed, the thermal models have been calculated for the thinning of a normal stable crust. In the Pilat unit, thinning processes affect a previously thickened crust. In the same way, in our example, partial melting occurs during extensional tectonics (syntectonic leucogranites) whereas there is no evidence of partial melting in the cited models.

CONCLUSIONS

- 1) The eastern part of the french Massif Central, was affected by a strong post-thickening crustal extension. This late Variscan extensional tectonics has promoted a low pressure-high temperature tectonometamorphic reequilibration, giving rise to cordierite-andalusite-sillimanite facies series.

- 2) In such a context, contrasted P-T paths can be observed. In the shear zone (southern area), the P-T shape is characterized by a decrease in pressure connected with an increase in temperature. On the contrary, the P-T shape obtained from the upper slice (northern area) is characterized by a strong cooling trajectory.

- 3) Normal ductile faulting is an efficient mechanism for high-temperature uplift of deep seated metamorphic terranes.

REFERENCES

- Albarede, F., 1976. The thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr*, 4, 1023-1032.
- Bard. J.P., Burg. J.P., Matte. P., Ribiero. A., 1978. La chaîne varisque d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In *Cogne. J. and Slansky. M. eds., Géologie de l'Europe du Precambrien aux bassins sédimentaires post hercyniens. 26e Congrès Géologie Internationale Colloque C6 Paris Annales Société géologique Nord Lille, XCIX, p. 233-246.*
- Berthe. D., Choukroune. P., Jegouzo. P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: the example of the south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- Berthe. D., Choukroune. P., Gapais. D., 1979. Orientation préférentielle du quartz et orthogneissification progressive en regime cisailant: l'exemple du cisaillement Sud Armoricaïn. *Bull, Soc. Geol. France., Miner. cristall.* 102, 265-272.
- Bohlen. S.R., Wall. V.J., and Boettcher. A.L., 1983. Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Mineral*, 68, p. 1049-1058.
- Brodie. K.H. and Rutter. E.H., 1987. Deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone of Northern Italy. *Tectonophysics*, 140, p. 193-212.
- Brown. A. and Ashby. M.F., 1980. Correlations for diffusion constants. *Acta Metall.*, 28, p. 1085-1101.
- Buck. W.R., Martinez. F., Steckler. M.S and Cochram. J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *Tectonics*, vol. 2, pp. 213-234.
- Burg. J.P., Bale. P., Brun. J.P. and Girardeau. J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodynamica. Acta*, 11, p 71-87.
- Burg. J.P., Leyreloup. A., Marchand. J., & Matte. P., 1984. Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the variscan belt : an example in the French Massif Central. In *Hutton D.H.W. and Sanderson D.J., eds., Variscan tectonics of the North Atlantic region. Spe. Publi. Geol. Soc. of London*, 14, p. 47-61.

- Burg. J.P., 1983. Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision : le Sud du Tibet (suture du Tsangpo), la chaîne hercynienne en Europe (suture du Massif Central). Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 361 p.
- Burg. J.P., and Matte. P., 1980. A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. dt. Geol. ges. Stuttgart*, 109, p. 429-460.
- Caen-Vachette. M, Couturier.J.P and Gay. M 1984. Age radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, pp 135-138.
- Chatterjee. N.D., 1976. Margarite stability and compatibility relations in system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O . *Am. Mineral.* 60: 985-993.
- Chenevoy. M., 1964. Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pilat (Massif Central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. Géol. France, Paris* 6, pp 55-63.
- Chenevoy. M., 1970. Carte géologique de Saint Etienne au 1/50000 Notice explicative, B.R.G.M-S.G.N , Orleans, 1-19
- Chenevoy M and Ravier. J., 1971. Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. In symposium J. Jung: Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein air Servier Ed., Clermont-Ferrand, 109-132.
- Costa. S, Lardeaux. J.M., Maluski. H., 1989. ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating in the Monts du Lyonnais area (french Massif Central) : An uplifted complex in a collisional context., 1989, *Terra Cognita.*, p 265.
- Davy. P and Gillet. P., 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences . *Tectonics*, 5, p 913-929.
- Demay. A., 1948. Tectonique anté-stéphaniennne du Massif Central. Service Carte géologique France, Paris, 1 vol., 259 p.
- Dufour. E., 1985. Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France). *Lithos*, 18, p. 97-113.
- Dufour. E., Lardeaux. J.M., and Coffrant. D., 1985. Eclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C. R. Acad. Scie. Paris*, II, 300, p. 141-144.
- England. P.C and Richardson. S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. Lon.*, 134, 201-213.
- England P.C. and Thompson A.B. 1984. Pressure-temperature-paths of regional metamorphism, part I., Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol*, 25, p. 929-955.

- England. P.C., and Thompson. A., 1986. Some tectonic models for crustal melting in continental collision zones. From Coward M.P. and Ries A.C. (eds.), *Collision tectonics*, Geo. Soc. London, Special Publication, 19, p. 83-94.
- Ferry J.M., and Spear. F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol*, 66, p. 113-117.
- Feybesse. J.L., Lardeaux. J.M., Johan. V., Tegye. M., Dufour. E., Lemiere. B., and Delfour. J., 1988. La série de la Brévenne (Massif Central Français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 991-996.
- Gardien. V., Lardeaux. J.M., and Misseri. M., 1988. Les péridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F.) : Témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1967-1972.
- Gardien. V., Tegye. M., Lardeaux. J.M., Misseri. M., Dufour. E., 1989. Crustal/mantle relationships in the french Variscan chain: the example of the southern Monts du Lyonnais unit (Eastern french Massif Central). *J. Metam. Geol.* vol, 8 In press.
- Gardien. V., (1990) - Reliques de grenat et de staurolite dans les séries de basse pression du Mont Pilat (Massif Central français): Témoins d'une évolution tectonométamorphique polyphasée. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.310, II, P.233-240.
- Ganguly. J., 1972. Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications . *J. Petrol.*, 13: 335-345.
- Gay. M., Peterlongo. J.M., Caen-Vachette M., 1981. Age radiométriques des granites allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central français) . *C. Acad. Sci. Paris*, 293, 993-996.
- Green. F.H and Hellman. P.L., 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15., 253-266.
- Guihot P., 1988. Failles normales ductiles et mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie: l'exemple du Mont Pilat (Loire). Unpublished D.E.A., Univ Montpellier, France, 95 p.
- Harte .B and Hudson. N.F.C 1979. Pelitic facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E-Scotland. In the *Caledonides of the British Isles Reviewed* . Geol. Soc of London. Special publicatipon , 8, 323-337, Blackwell scientific Publication Ltd, Oxford.
- Hoschek . G., 1969. The stability of straurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 22, 208-232.
- Hodges. K.V. and SPEAR F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point of Moosilanke, New Hampshire. *Am. Mineral*, 67, p. 1118-1134

- Holdaway. M.J., 1971. Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* 27, 97-131.
- Holdaway. M.J., and Lee. S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, p. 175-198.
- Hsu. L.C., 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O ; a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9, p. 40-43.
- Issler. D., McQueen. H., Beaumont. C., 1989. Thermal and isostatic consequences of simple shear extension of the continental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Letters.* 91: 341-358.
- Koons. P.O and Thompson. A.B, 1985. Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.* , 50, 3-30
- Lardeaux. J.M., and Dufour. E., 1987. Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des Monts du Lyonnais (Massif Central Français). *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 305, p. 61-64.
- Lardeaux. J.M., Reynard. B., and Dufour. E., 1989. Granulites à kornéropine et décompression post-orogénique des Monts du Lyonnais (M.C.F.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, sér. II, p. 1443-1449.
- Le Breton. N., 1983. Réflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Application aux gneiss pélitiques de Grande Sila (Calabre Centrale, Italie). Thèse, 3 eme cycle Univ. d'Orléans, 223 p.
- Le Breton. N and Thompson A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99; p. 226-237. ,
- Ledru. P., Lardeaux. J.M., Santallier. D., Autran. A., Quenardel. J.M., Floc'h. J.P., Lerouge. G., Maillet. N., Marchand. J., and Ploquin. A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif Central français. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), V, n° 3.
- Lensch. G., 1968. Die ultramafitite der zone von Ivrea und ihre geologische interpretation. *Schwei. Mineral und Petrog. Mitteilunger*, 48, p. 91-102.
- Lindsley. D.H. and Andersen. D.J. 1983. A two pyroxenes thermometer. *Jour. Geoph. Res.* , 88, p. A887-A906.
- Loomis. T.P., 1977. Irreversible reactions in high grade metapelitic rocks. *J. Petrol.* 17, 559-588.
- Mattauer. M., Brunel. M., Matte. P., 1988. Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 306, 671-676

- Matte. P., 1983. Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. In "profiles of orogenic belts". Rast N. et Delany F.M Ed., Geodyn. Serv., 10, 53-81
- Matte. P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126, p. 329-374.
- Mallavielle. J., Guihot. P., Costa. S., Lardeaux. J.M., Gardien. V. 1990, Collapse of the thickened variscan crust in the french Massif Central: mont Pilat extensional shear zone and St-Etienne upper carboniferous basin . Tectonophysics. in press.
- Massone. H.J., 1981. Phengite : Eine experimentelle untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Dissertation zur Erlangung des Doktor-Grades, Universität Bochum, 211 p.
- Massone.H.J., and Schreyer. W., 1987. Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contrib. Mineral. Petrol., 96, p. 212-224.
- Nicollet. C., (1988) - Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées à la croûte inférieure. Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central français., Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse Dc., Univ. Clermont-Ferrand, 291p.
- Perchuk. L.L., 1969. The staurolite garnet thermometer. Dokl. Acad.Scién.USSR. Earth. Sci. Sect. 188. 189-191.
- Peterlongo.J.M., 1960. Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central Français). Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand., 4, p. 1-87.
- Pigage. L.C. and Greenwood. H.J. 1982. Internally consistent estimates of pressure and temperature : the staurolite problem. Am. Jour. Sci , 282, p. 943-969.
- Pin. C. and Vielzeuf. D. 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics , 93, p 47_74.
- Pitiot. P. 1984. Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural.- These 3ème cycle, Univ. Lyon, 187 p.
- Platt. J.P., 1987. The uplift of high pressure-low temperature metamorphic rocks. Phil. Trans. R. Soc. London, A 321, p. 87-103.
- Poirier. J.P and Nicolas. A., 1976. Cristalline plasticity and solide state flow . Wiley ed 444P.
- Ramsay. J., 1967. Folding and structures of rocks . McGraw-Hill , 568p.
- Ramsay. J.G and Huber. M.I 1983. The technics of modern structural geology. Vol1: Strain analysis. Academic press (London) , 307p.
- Rao B.B and Johannes.W.; 1979. Further data on the stability of staurolite +quartz and related assemblages. Neues Jahr.Mineral.Monat10, 437-447.
- Richardson. S W., 1968. . Staurolite stability in a part of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. J. Petrol. 11, 73-99.

- Richardson. S W, Gilbert. M.C and Bell. P.M.,1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicates triple point. *Am. Jour. Sci.*, 267, 259-272.
- Richardson. S.W and England. P.C., 1979. Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 42, P. 183-190.
- Ridley. J., 1989. Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. *Geological Society Special Publication*. Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D., Eds. 43: 103-115.
- Ruppel. C., Royden. L. and Hodges. K.V. 1988. Thermal modeling of extensional tectonics : application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7, 5, p. 947-957.
- Sandiford. M and Powell. R., 1986. The origin of retrograde shear zone in the Napier complex : Implication for the tectonic evolution of Enderby Land, Antarctica . *J. of Struct. Geol.*, 7, 3/4: 477-488.
- Seifert. F. 1970. Low temperature compatibility relation of cordierite in haplopelites of system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Petrol*, 11, p. 73-99.
- Schreurs. J. 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, Southwest Finland. *Lithos*, 18, pp. 69-80.
- Simpson. C and Schmid. S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, pp 1281-1288.
- Spear. F.S. and Selverstone. J., 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals : theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol*, 83, p. 348-357.
- Spear.F.S., 1988. Thermodynamic projection and extrapolation of high-variance mineral assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol*, 98: 346-351.
- Stephenson. N.C.N., 1977. Coexisting hornblendes and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of western Australia. *Lithos*, 10, P 9-27.
- Thompson. A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks : I. predictions of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Am. Jour. Sci.*, 276, p. 401-424.
- Thompson.. A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquid. *Am. Jour. Sci.*, 282, pp1567-1595.
- Thompson. A.B and England. P.C. (1984) - Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 929-954.
- Thompson. A.B., and Ridley. J.R., 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. S. London A321*, p. 27-45.

- Tracy. R.J., Robinson. P., Thompson. A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachussets. *Am. Mineral.* 61, 762-775.
- Tuttle. O.F and Bowen. N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74, 153p.
- Velde. B and Kornprobst. J., 1989. Stabilité des silicates d'alumine hydratés. *Contib. Mineral. Petrol.* 21, 63-74.
- Vielzeuf. D., 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques . L'exemple des granulites des Pyrénées . Thèse d'état Univ Clermont-Ferrand, 228 p.
- Vielzeuf. D and Boivin. P., 1984. An algorithm for the construction of petrogenetic grids : Application to some equilibria in granulitic paragneisses. *Am. Jour. Sci.*, 284, p. 760-791.
- Vielzeuf. D. and Kornprobst. J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of pyrenean lherzolite and granulites. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 67, p. 87-86.
- Vielzeuf. D and Holloway. J.R 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98: 257-276.
- Vitel. G., 1988. Le granite du Gouffre d'Enfer (Massif Central français). *Pétrologie d'un marqueur tectonique varisque. Bull. Soc. Geol France*, IV, pp 905-915.
- Weisbrod. A., 1973. Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Mn-Al-Si-O. *Carnegie Institut, Washington Year book*, 72, p 518-521.
- Wernicke. B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen, *Nature* 291, 645-648.
- Wernicke. B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth. Sci.* 22, 108-125.
- White. S., 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Phil. Trans. Royal. Soc. London, ser. A*, 283, p. 69-86.
- Wickham.S.M and Oxburg. E.R., 1986. A rifted tectonic setting for Hercynian high thermal gradient in the Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, p. 53-69.
- Zarkruktin. V. and Grigorenko. M.V., 1968. Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facies. *Doklady of the Academy of Sciences USSR. Transac. Publi. Am. Geol. Institut*, 178, p. 124-127.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. - Sketch map of the eastern French Massif Central. 1 - St Laurent de Chamousset granite. 2 - Brevenne ophiolite. 3 - Mont du Lyonnais metamorphic complex. 4 - Syntectonic granites of the Monts du Lyonnais complex. 5 - Pilat unit. 6 - Migmatitic dome of the Velay. 7 - Stephanian basin. 8 - Thrust planes. 9 - normal faults. 10= cross sections 1, 2, 3, in Fig.3.

Fig. 2. -The nappes pile in the eastern french Massif central.

Fig. 3. - Cross sections through the Pilat unit. 1 - Pilat unit. 2 - Lyonnais metamorphic complex. 3 - Intrusion of the Velay dome. a - Drag folds toward the North. b - superposed fold systems. c - Relationships between (S) and (C) planes within syntectonic granite.

Fig. 4.- Map of both foliation and lineation trajectories in the Mont Pilat unit.

Fig. 5. - Relictual garnet in the low pressure Pilat micaschists (diameter = 0.5 mm).

Fig. 6 - Relictual staurolite within highly deformed domain from the southern low-pressure Pilat micaschists.

Fig. 7 - Relictual kyanite included in plagioclase from the southern low pressure Pilat micaschists.

Fig. 8a - poecilitic andalusite showing biotite, sillimanite, muscovite and magnetite inclusions.

Fig. 8b - rotated porphyroblast of andalusite.

Fig. 9 - Garnet porphyroclasts from the low-strained area destabilized into biotite and muscovite.

Fig. 10 - Porphyroclastic staurolites from the low-strained domain destabilized and rimmed by fine-grained aggregates of white-micas.

Fig. 11 - Staurolite grain destabilized into kyanite which underlines the foliation plane.

Fig. 12 - Poecilitic andalusite from the low-strained domain

Fig. 13 - Variations in almandine, spessartine, grossular and pyrope contents in garnet from the Pilat micaschists. Full stars = garnets from the main shear zone, open stars = garnet from the low-strained zone.

Fig. 14 - Ti versus Fe+Mg+Mn diagrams for the analyzed biotites from the Pilat micaschists.

Fig.15 - Na versus K contents of white micas from the low-strained Pilat micaschists.

Fig. 16 - Retromorphic evolution of the Pilat micaschists from the low strained domain.

Fig. 17. - Retromorphic evolution of the Pilat micaschists from the main shear zone.

Fig 18 - Compilation of the contrasted P-T paths from the Pilat Unit. Dark grey trajectory = evolution of the main shear zone. Light grey trajectory = evolution of the low-strained domain. Vi = steady state geotherm. Vm = maximally relaxed geotherm (after England and Thompson, 1984).

Fig.19- Simplified cross section of the eastern french Massif central, showing the P-T paths in both the main mylonitic zone and the northern low strained zone in the Pilat unit. 1 = Monts du Lyonnais metamorphic complex, 2 Carboniferous basin, 3= Pilat unit, 4 = Velay migmatitic dome.

Fig. 20 - Results showing the evolution of a model with rapid extension rates. Dashed lines represent temperature isotherms, spaced 100°C, modified after Issler et al., 1989.

Abbreviation used in the text and figures.

Stau = staurolite;
Gart = garnet;
Kya = kyanite;
Alm = almandine;
Ru = rutile;
Ilm = ilménite;
Bio = biotite;
mu = muscovite
Fechl = Fe-chlorite
Mnchl = Mn-chlorite
PH = phengite
Sill = sillimanite;
Cord = cordiérite;
F-K = K feldspar;
Qzt = quartz;
And = andalousite;
V = vapor

Table 1 - Crystallisation/deformation relationships in the Pilat micaschists from the main shear zone and out of the main shear zone.

Table 2 - Chemical composition of garnets from the main shear zone (n° 1 to 6) and from the low strained domain (n° 7 to 12).

Table 3 - Chemical composition of biotites.

Table 4 - Chemical compositions of white mica from the micaschists out of the shear zone. Analysis n° 1, 2: muscovite involved in the foliation plane. Analysis n°3: phengite. Analysis n°4, 5: muscovite associated with the biotite. Analysis n° 6, 7: poecilitic muscovite.

Table 5 - Chemical composition of plagioclases and feldspars. Analysis n° 56: inclusion within garnet.

Table 6 - Chemical compositions of cordierite.

Table 7 - Chemical composition of andalusite

Table 8 - Chemical compositions staurolite

TABLE 1

| stages | SHEAR ZONE | | | OUT OF SHEAR ZONE | | |
|--------|------------|----|-----|-------------------|-----|-----|
| | I | II | III | I | II | III |
| Mx | | | | | | |
| Qtz | | | | | | |
| Pla | | | | | | |
| K-F | | | | | | |
| Grt | — | | | — | --- | |
| Sta | — | | | — | --- | |
| Kya | — | | | — | --- | |
| Sill | | — | | | | |
| Bio | | — | --- | | --- | |
| Cord | | — | | | | |
| Wh-M | | | | | --- | — |
| And | | | — | | | — |
| Chl | | | — | | | — |
| Pyr | | | | | | — |

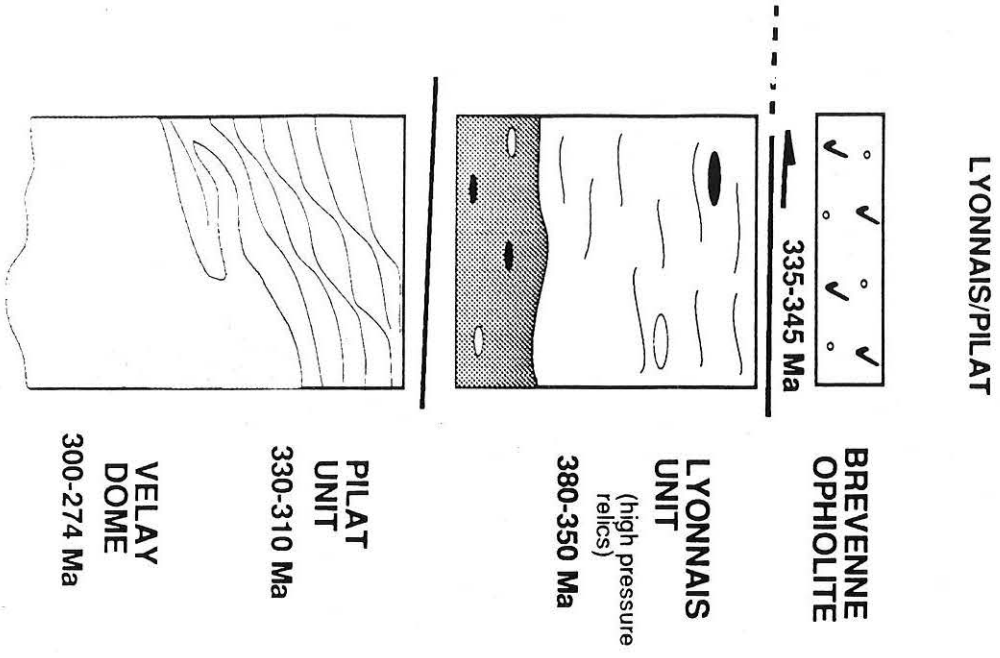


fig. 2

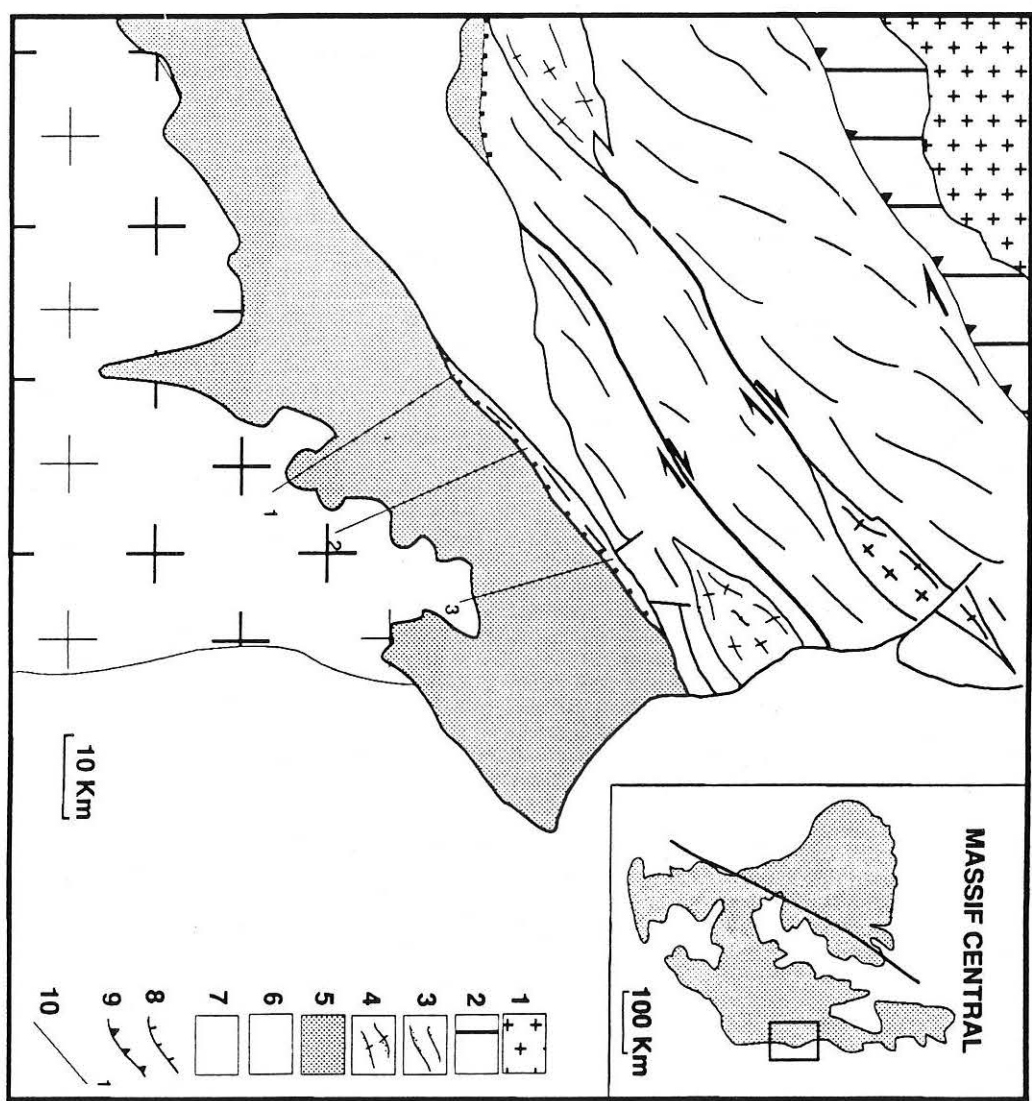


fig. 1

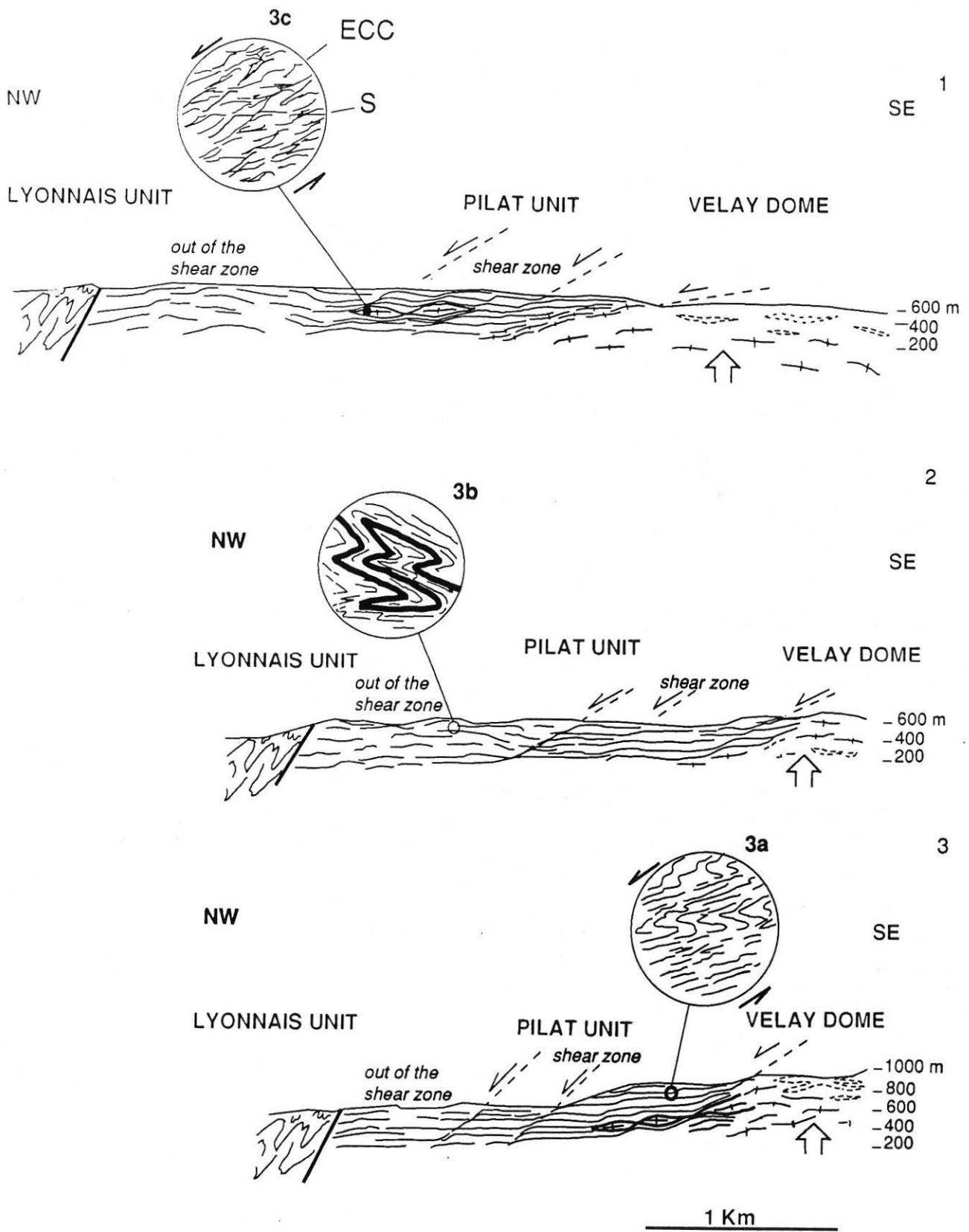
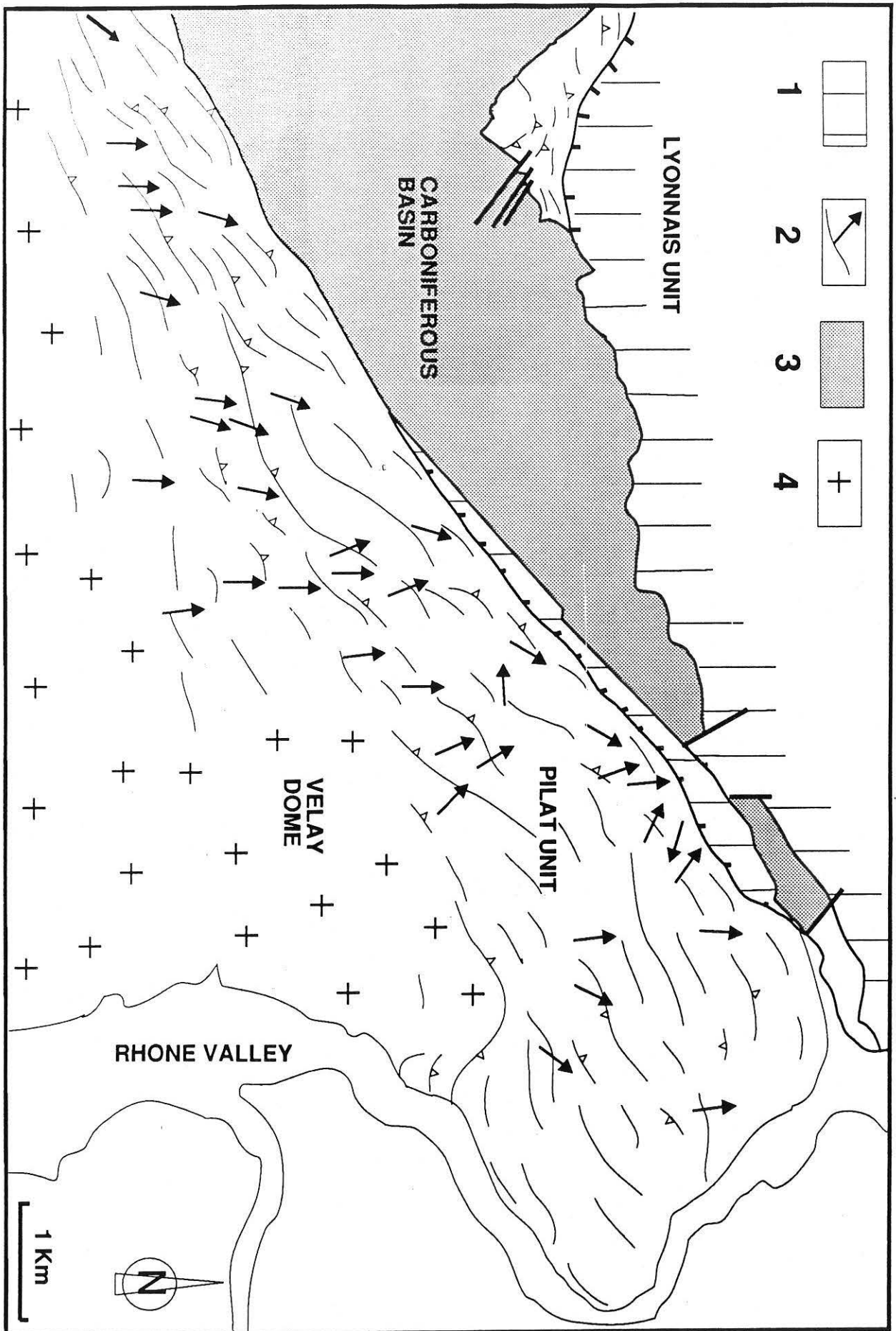


Fig 3



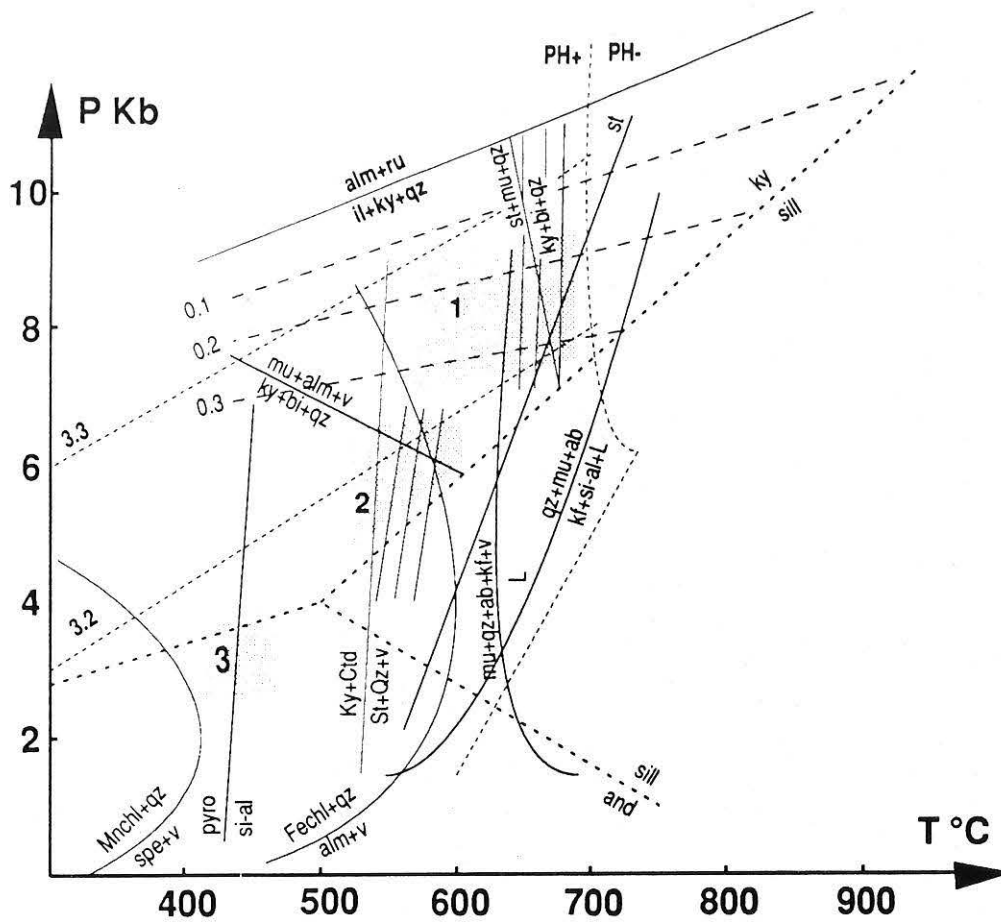


fig 16 : P-T-t path of the northern Pilat micaschists.

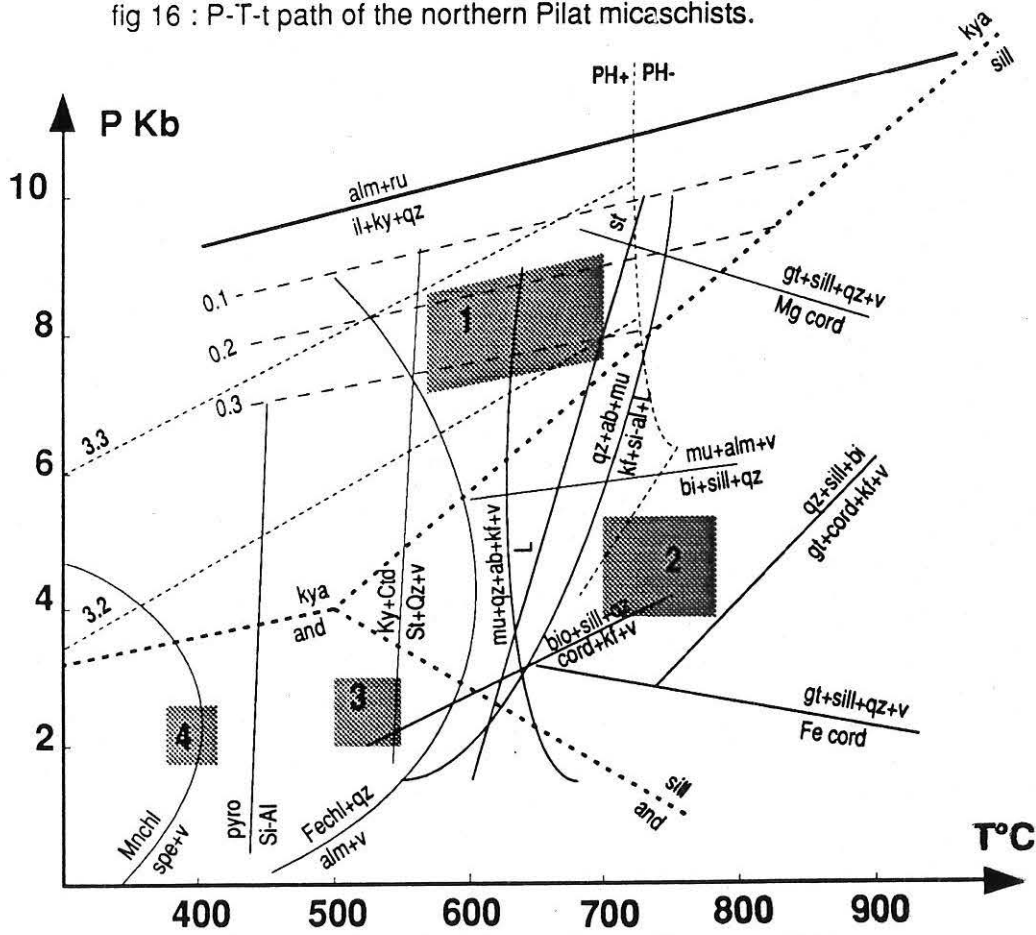


Fig 17: P-T-t path of the southern Pilat micaschists.

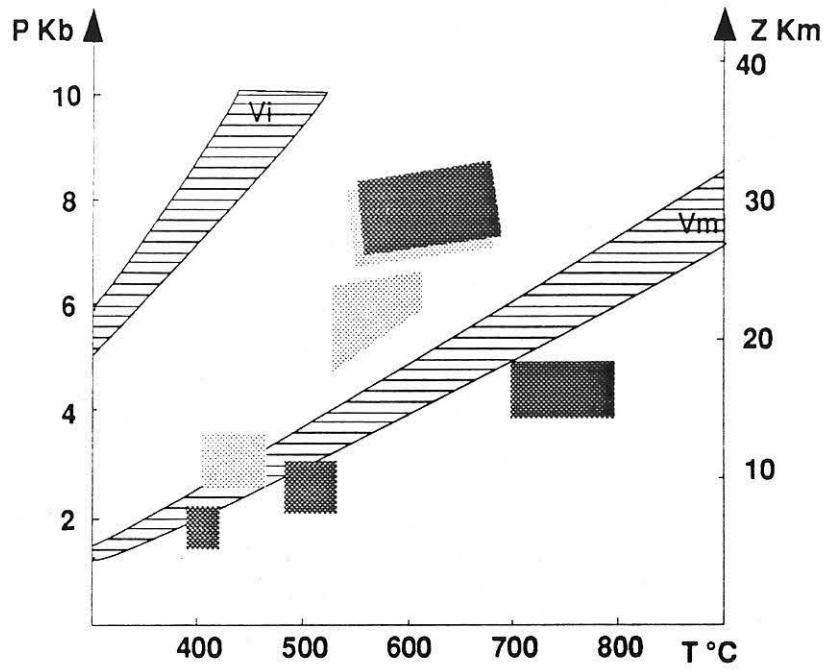
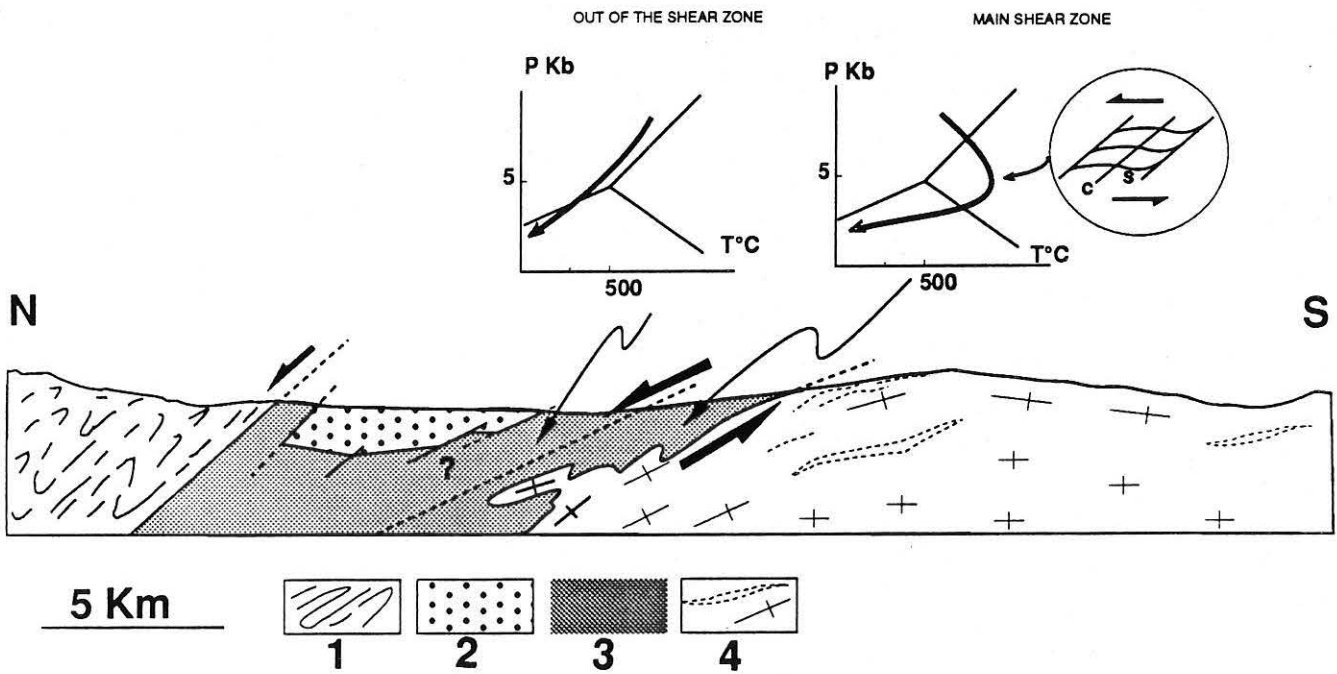
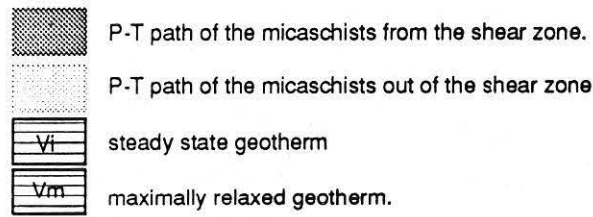


Fig 18 Contrasted P-T-t paths from the Pilat micaschists.



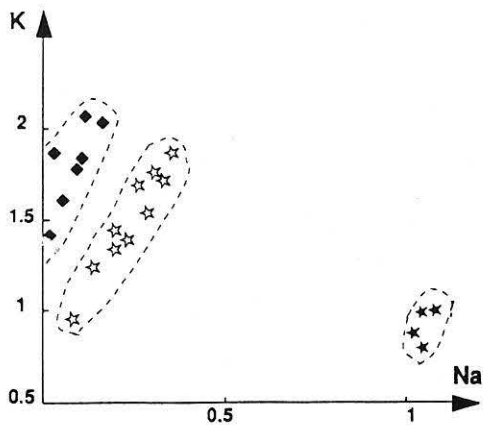


Fig 15 White mica chemical composition

- ◆ phengite
- ☆ muscovite
- ★ paragonite

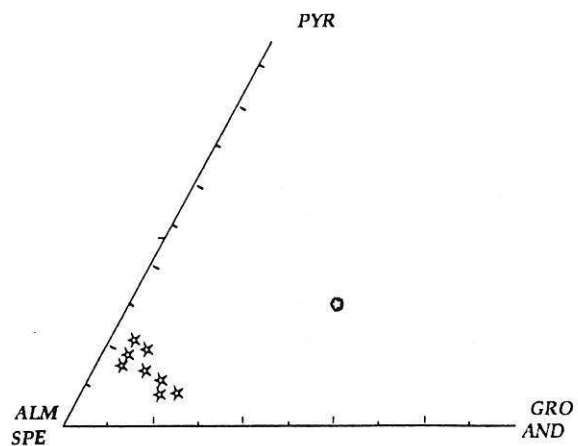


Fig.13 chemical composition of the garnets from the Pilat micaschists.

- ☆ garnets from the main shear zone
- ⊙ chemical composition of the garnets out of the main shear zone.

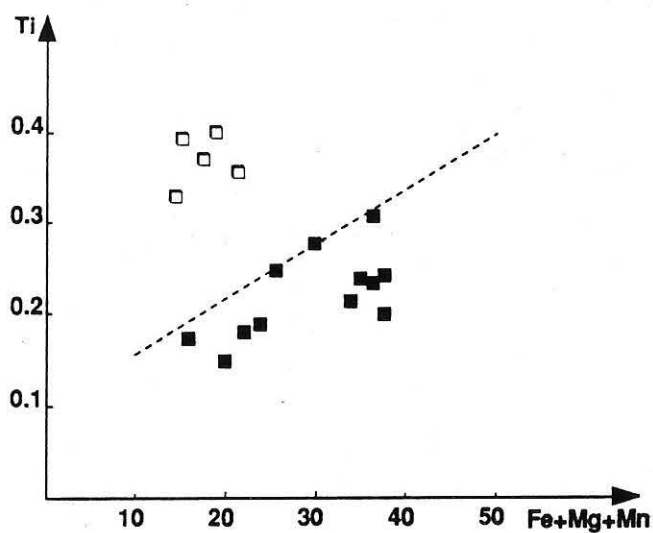


Fig 14 chemical composition of the biotite from the Pilat micaschists

- biotites I
- biotites II

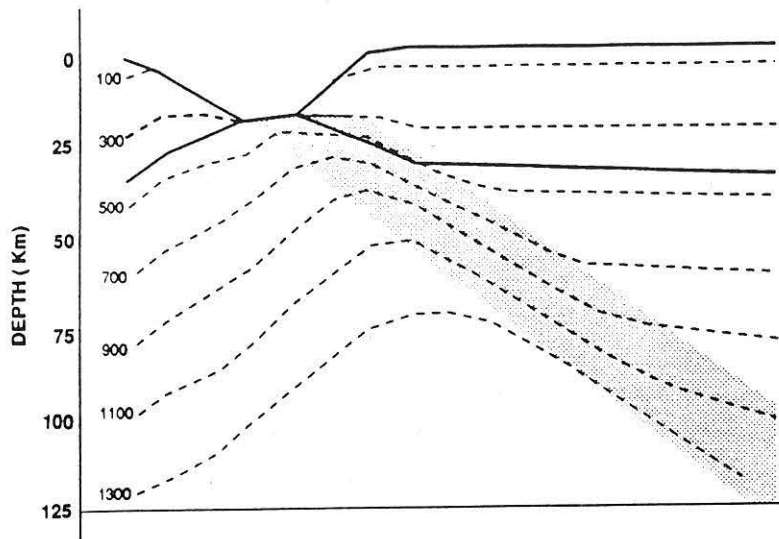


fig. 20 (modified after Issler et al, 1988)

| Mineral | Grt 1 | Grt 2 | Grt 3 | Grt 4 | Grt 5 | Grt 6 |
|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| K | 0.0001 | 0.0001 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0002 |
| Ca | 0.0540 | 0.0540 | 0.0271 | 0.0140 | 0.0123 | 0.0123 |
| Ti | 0.0017 | 0.0017 | 0.0011 | 0.0005 | 0.0002 | 0.0008 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0008 |
| Mn | 0.0930 | 0.0930 | 0.0884 | 0.0702 | 0.0709 | 0.0731 |
| Fe | 0.2649 | 0.2649 | 0.2735 | 0.3119 | 0.3253 | 0.3094 |
| Fe | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Ni | 0.0003 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0004 | 0.0007 | 0.0006 |
| Na | 0.0000 | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0005 | 0.0008 |
| Si | 0.3831 | 0.3831 | 0.3790 | 0.3865 | 0.3809 | 0.3821 |
| Al | 0.2161 | 0.2161 | 0.2100 | 0.2188 | 0.2194 | 0.2150 |
| Mg | 0.0108 | 0.0108 | 0.0149 | 0.0273 | 0.0269 | 0.0258 |
| Total | 1.0240 | 1.0240 | 0.9943 | 1.0297 | 1.0372 | 1.0208 |

| Mineral | Grt 7 | Grt 8 | Grt 9 | Grt 10 | Grt 11 | Grt 12 |
|---------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| K | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0005 | 0.0000 |
| Ca | 0.0092 | 0.0085 | 0.0000 | 0.0083 | 0.0081 | 0.0099 |
| Ti | 0.0000 | 0.0002 | 0.0116 | 0.0002 | 0.0003 | 0.0006 |
| Cr | 0.0002 | 0.0000 | 0.0007 | 0.0000 | 0.0004 | 0.0004 |
| Mn | 0.0327 | 0.0483 | 0.0005 | 0.0324 | 0.0309 | 0.0115 |
| Fe | 0.3418 | 0.3270 | 0.0199 | 0.3458 | 0.3434 | 0.3521 |
| Fe | 0.0000 | 0.0000 | 0.3509 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Ni | 0.0001 | 0.0006 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0042 |
| Na | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0003 |
| Si | 0.3780 | 0.3752 | 0.0001 | 0.3774 | 0.3731 | 0.3888 |
| Al | 0.2166 | 0.2168 | 0.2134 | 0.2126 | 0.2159 | 0.2189 |
| Mg | 0.0252 | 0.0264 | 0.0336 | 0.0310 | 0.0330 | 0.0353 |
| Total | 1.0041 | 1.0029 | 1.0075 | 1.0078 | 1.0056 | 1.0145 |

| Mineral | Bio 1 | Bio 2 | Bio 3 | Bio 4 |
|---------|----------|----------|----------|----------|
| K | 0.0210 | 0.0919 | 0.0860 | 0.0906 |
| Ca | 0.0009 | 0.0003 | 0.0003 | 0.0003 |
| Ti | 0.0052 | 0.0243 | 0.0173 | 0.0173 |
| Cr | 0.0003 | 0.0010 | 0.0003 | 0.0003 |
| Mn | 0.0000 | 0.0000 | 0.0012 | 0.0022 |
| Fe | 0.2773 | 0.1920 | 0.1850 | 0.2050 |
| Ni | 0.0000 | 0.0000 | 0.0008 | 0.0000 |
| Na | 0.0000 | 0.0000 | 0.0007 | 0.0013 |
| Si | 0.3036 | 0.3602 | 0.3678 | 0.3473 |
| Al | 0.2207 | 0.1831 | 0.2018 | 0.2152 |
| Mg | 0.0948 | 0.1014 | 0.1050 | 0.1014 |
| OH | 0.0379 | 0.0396 | 0.0405 | 0.0403 |
| total | 0.9619 | 0.9938 | 1.0065 | 1.0164 |

TABLE 4

| Mineral | White mica | White mica | White mica | White mica | White mi | White mica | White mica |
|---------|------------|------------|------------|------------|----------|------------|------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| K | 0.0982 | 0.0953 | 0.0855 | 0.0852 | 0.0821 | 0.0728 | 0.0739 |
| Ca | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0004 | 0.0012 |
| Ti | 0.0049 | 0.0065 | 0.0080 | 0.0080 | 0.0044 | 0.0043 | 0.0039 |
| Cr | 0.0000 | 0.0027 | 0.0003 | 0.0010 | 0.0004 | 0.0000 | 0.0008 |
| Mn | 0.0007 | 0.0014 | 0.0006 | 0.0001 | 0.0005 | 0.0019 | 0.0000 |
| Fe | 0.0085 | 0.0093 | 0.0070 | 0.0072 | 0.0169 | 0.0240 | 0.0473 |
| Ni | 0.0000 | 0.0000 | 0.0008 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0014 | 0.0005 |
| Na | 0.0077 | 0.0089 | 0.0174 | 0.0169 | 0.0161 | 0.0113 | 0.0000 |
| Si | 0.4382 | 0.4546 | 0.4553 | 0.4531 | 0.4575 | 0.4575 | 0.5057 |
| Al | 0.3486 | 0.3583 | 0.3457 | 0.3509 | 0.3489 | 0.3463 | 0.2912 |
| Mg | 0.0043 | 0.0058 | 0.0060 | 0.0060 | 0.0061 | 0.0071 | 0.0202 |
| OH | 0.0431 | 0.0447 | 0.0442 | 0.0443 | 0.0444 | 0.0442 | 0.0450 |
| Total | 0.9542 | 0.9876 | 0.9707 | 0.9730 | 0.9776 | 0.9710 | 0.9896 |

Table 5

| Mineral | Pla | Pla | Pla | Pla | Pla |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| K | 0.0966 | 0.0013 | 0.0055 | 0.0012 | 0.0026 |
| Ca | 0.0000 | 0.0189 | 0.0037 | 0.0473 | 0.0618 |
| Ti | 0.0006 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0000 |
| Cr | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0004 |
| Mn | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0005 |
| Fe | 0.0109 | 0.0028 | 0.0050 | 0.0023 | 0.0007 |
| Ni | 0.0001 | 0.0011 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0004 |
| Na | 0.0101 | 0.0992 | 0.1029 | 0.0845 | 0.0776 |
| Si | 0.4677 | 0.6551 | 0.6702 | 0.6108 | 0.5961 |
| Al | 0.3663 | 0.2123 | 0.2124 | 0.2254 | 0.2457 |
| Mg | 0.0055 | 0.0002 | 0.0005 | 0.0000 | 0.0000 |
| Total | 0.9582 | 0.9912 | 1.0002 | 0.9717 | 0.9858 |

TABLE 6

| Mineral | Cord | Cord | Cord | Cord |
|---------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 4 | 5 |
| K | 0.0002 | 0.0002 | 0.0003 | 0.0001 |
| Ca | 0.0005 | 0.0005 | 0.0004 | 0.0003 |
| Ti | 0.0003 | 0.0007 | 0.0002 | 0.0005 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0015 |
| Mn | 0.0048 | 0.0049 | 0.0058 | 0.0043 |
| Fe | 0.0935 | 0.0956 | 0.0935 | 0.0982 |
| Ni | 0.0000 | 0.0007 | 0.0007 | 0.0000 |
| Na | 0.0019 | 0.0015 | 0.0021 | 0.0019 |
| Si | 0.4875 | 0.4840 | 0.4852 | 0.4732 |
| Al | 0.3322 | 0.3330 | 0.3297 | 0.3292 |
| Mg | 0.0700 | 0.0702 | 0.0690 | 0.0688 |
| Total | 0.9909 | 0.9913 | 0.9868 | 0.9783 |

TABLE 7

| Mineral | And | And | And | And | And |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| K | 0.0001 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0003 |
| Ca | 0.0001 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0003 | 0.0002 |
| Ti | 0.0006 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0002 | 0.0007 |
| Cr | 0.0011 | 0.0006 | 0.0012 | 0.0008 | 0.0004 |
| Mn | 0.0003 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 |
| Fe | 0.0025 | 0.0040 | 0.0031 | 0.0028 | 0.0023 |
| Ni | 0.0000 | 0.0000 | 0.0005 | 0.0000 | 0.0000 |
| Na | 0.0001 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 |
| Si | 0.3680 | 0.3684 | 0.3735 | 0.3695 | 0.3740 |
| Al | 0.6310 | 0.6333 | 0.6313 | 0.6279 | 0.6291 |
| Mg | 0.0006 | 0.0003 | 0.0001 | 0.0004 | 0.0005 |
| OH | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Total | 1.0045 | 1.0070 | 1.0100 | 1.0026 | 1.0074 |

TABLE 8

| Mineral | Stau | Stau | Stau | Stau | Stau |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| K | 0.0002 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 |
| Ca | 0.0004 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0006 |
| Ti | 0.0074 | 0.0062 | 0.0064 | 0.0069 | 0.0076 |
| Cr | 0.0007 | 0.0008 | 0.0005 | 0.0013 | 0.0000 |
| Mn | 0.0010 | 0.0006 | 0.0007 | 0.0004 | 0.0017 |
| Fe | 0.1265 | 0.1185 | 0.1175 | 0.1158 | 0.1191 |
| Ni | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0015 | 0.0000 |
| Na | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Si | 0.2777 | 0.2854 | 0.2838 | 0.2877 | 0.2787 |
| Al | 0.5244 | 0.5360 | 0.5425 | 0.5393 | 0.5434 |
| Mg | 0.0158 | 0.0137 | 0.0121 | 0.0098 | 0.0102 |
| OH | 0.0212 | 0.0215 | 0.0215 | 0.0215 | 0.0214 |
| Total | 0.9751 | 0.9828 | 0.9852 | 0.9481 | 0.9807 |

III ANALYSE TECTONIQUE DE LA PARTIE EST DU VELAY : Les structures liées au diapirisme tardi-orogénique.

Les séries métamorphiques de la partie Est du Massif Central français constituent la couverture du plus grand dôme graniito-migmatitique de la chaîne hercynienne: le dôme du Velay (6900 km²). Du point de vue structural, il est toujours en position inférieure par rapport aux séries métamorphiques. Localement, il apparait intercalé au sein des séries métamorphiques formant alors des bandes étroites orientées Nord-Sud. Ce chapitre est consacré à l'étude des relations géométriques entre le dôme du Velay et les séries métamorphiques encaissantes afin de discuter des structures acquises lors du développement d'instabilités gravitaires tardi-orogéniques.

Le secteur étudié dans ce chapitre couvre une grande partie de l'Est du Massif Central français, (cadres 2 et 4 de la figure 29). On y distingue deux grands ensembles lithologiques qui sont les séries métamorphiques (du Vivarais oriental à l'est et occidental au centre) et les migmatites vellaves qui forment le coeur du secteur (fig. 30).

1) Les différentes générations de structures dans la série du Vivarais oriental.

La série du Vivarais oriental consiste en un ensemble de paragneiss à reliques métamorphiques de haute pression, limité à sa base par un groupe leptyno-amphibolique, qui repose sur un ensemble de paragneiss et de micaschistes dépourvus de reliques de haute pression, plus ou moins fondus et injectés de filons couches de leucogranites (Chenevoy , 1975, notice de la Carte Tournon 1/50000 et chapitre III, 1ere partie).

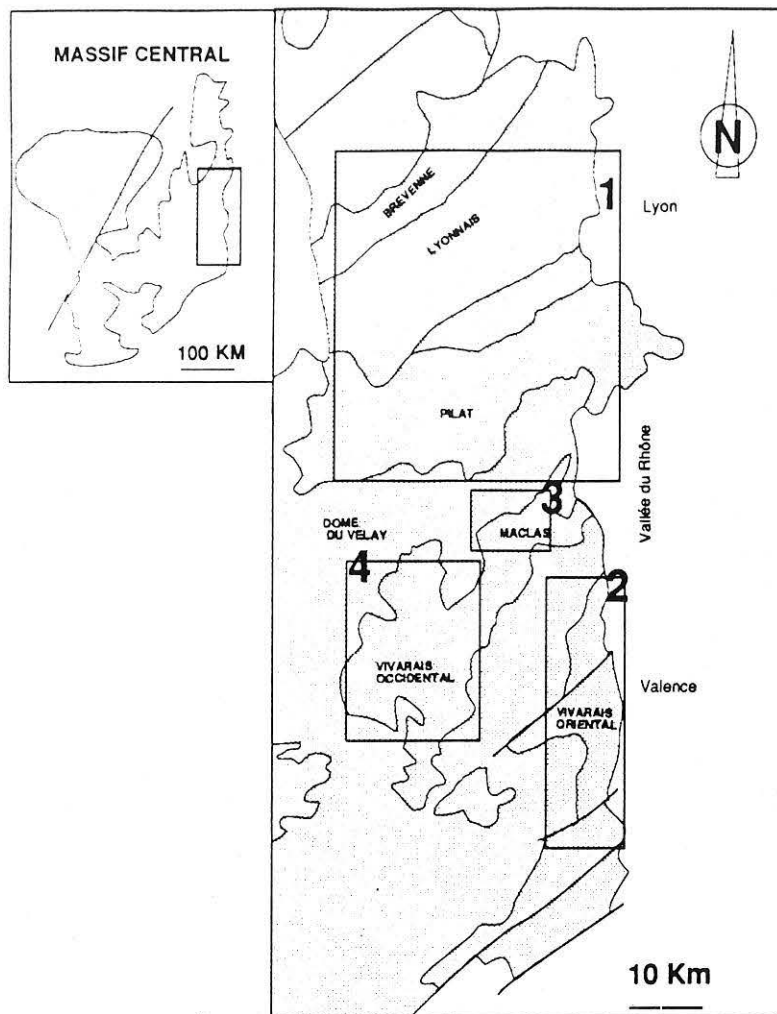


Fig. 29 - Localisation géographique des séries du Vivarais oriental (cadre 2) et occidental (cadre 4).

Cette série se présente sous la forme d'une synforme de direction méridienne dont le flanc Ouest est bordé par une mylonite dont la puissance peut atteindre 100 à 200m de large. Cette mylonite, dont nous discuterons la signification ultérieurement, peut correspondre comme le suggèrent Gay et al, (1982) à la série vivaraise laminée. A l'Ouest de cette mylonite, on trouve le granite des Cévennes qui appartient au domaine vellave, tandis qu'à l'Est la synforme est limitée soit par les migmatites du Velay soit par granite porphyroïde, le granite de Tournon. Les migmatites vellaves sont représentées par un ensemble de paragneiss migmatitiques, de granites d'anatexie appartenant aux lignées claires ou sombres à cordiérites en cocardes ou dendritiques qui caractérisent le Velay.

La diversité lithologique de ce secteur permettra la mise en évidence des structures majeures qui ont été étudiées plus particulièrement dans la vallée du Doux, en raison des conditions d'affleurement extrêmement favorables.

D'une façon générale, les évidences de 4 générations de structures ont été décelées.

La première phase, très ancienne, est responsable du parallélisme des surfaces lithologiques et structurales. Notée S_{0-1} , elle est particulièrement visible dans le groupe leptyno-amphibolique.

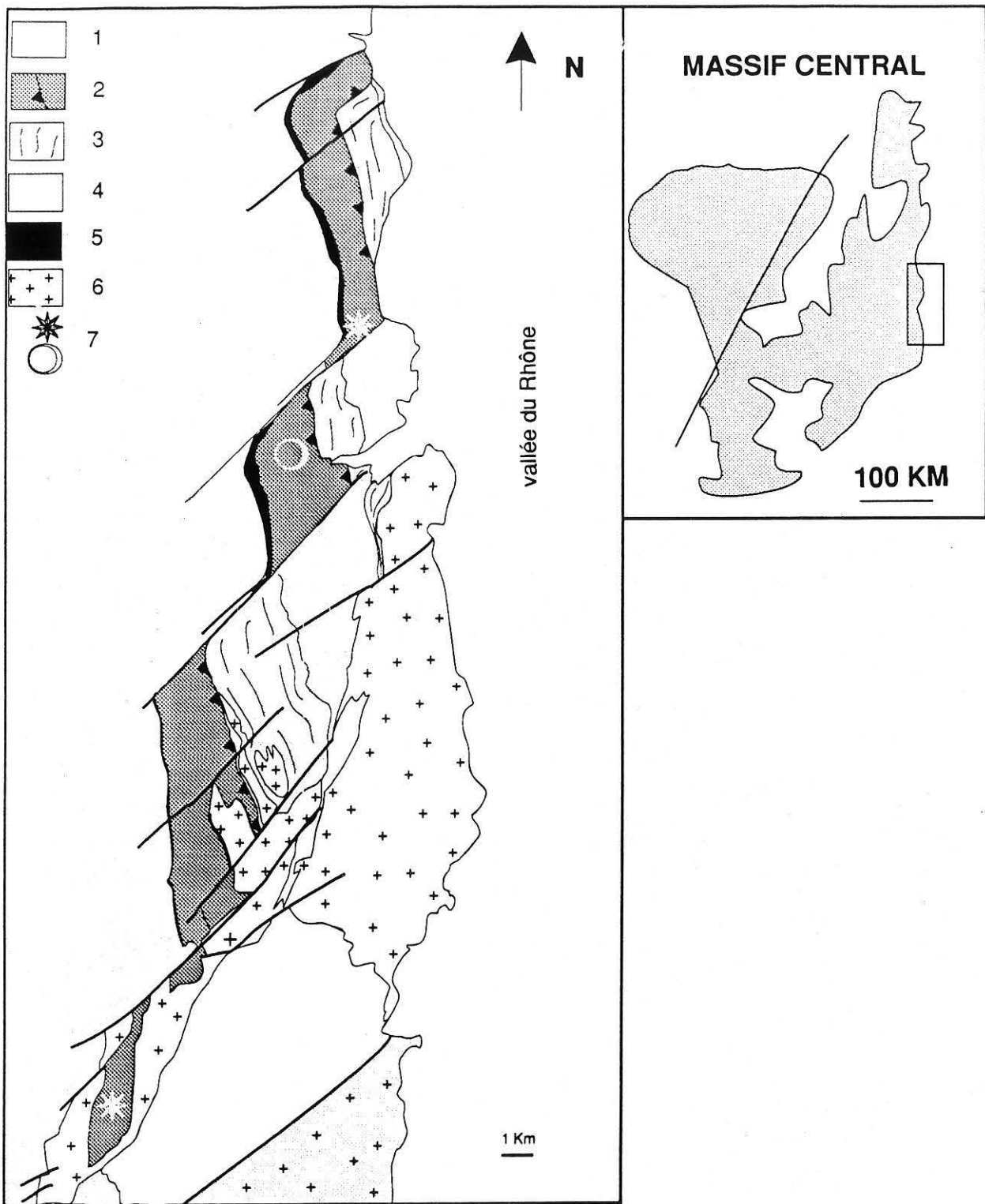


Fig 30 - Carte lithologique de la bordure Est du dôme du Velay et de son encaissant métamorphique. 1= dôme du Velay. 2= unité supérieure des gneiss. 3= unité inférieure des gneiss, 4=autochtone relatif, 5=mylonite, 6=granite de Tournon, 7 =reliques métamorphiques de haute pression.

Cette surface ancienne S_{0-1} est déformée par au moins 2 phases de plis.

La phase P_2 est à l'origine du plissement intense des surfaces initiales, mais elle ne transpose plus. Elle est très visible dans le groupe leptyno-amphibolique dont le litage permet de visualiser les structures. En carte, la déformation du stade 2 s'exprime par la formation des grandes synformes kilométriques décrites depuis de nombreuses années (Cartes de Tournon et Valence au 1/50000., Chenevoy et al, 1974 et 1977) et mises en évidence au cours de cette étude par des mesures d'inversions de pendage particulièrement visibles dans les granites porphyroïdes.

La phase 3 est responsable de la formations de plis ou d'ondulations à plan axial subhorizontal. Dans les séries vivaraises, ceci se traduit par un plissement des formations métamorphiques.

Enfin, la phase 4 correspond au développement de grands couloirs de cisaillement dextres, froids, qui découpent les synclinaux kilométriques.

- La déformation P_1

Dans l'unité supérieure des gneiss:

La transposition extrême des surfaces implique que le plus souvent la déformation associée au stade 1 ne s'exprime que par une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux quartzo-feldspathiques et de niveaux riches en ferro-magnésiens. La surface S_{0-1} associée à ce stade de déformation est donc une surface ancienne comme en témoigne la photo 1, planche 6. Elle est orientée N160 à N140 (fig 31) et soulignée par des alternances de lits quartzo-feldspathiques et de lits à amphiboles. Dans les niveaux riches en quartz, on note la présence de lits à biotites chloritisées moulant des grenats relictuels.

Dans le groupe leptyno-amphibolique des plis centimétriques très fermés ou déracinés ont été observés (photo 2, planche 6) illustrant le parallélisme des surfaces S_0 (lithologie) et S_1 (foliation). Ce type de plis représente comme le signalent Gay et al (1982), une génération ancienne. Tout comme dans les Monts du Lyonnais, la foliation régionale soulignée par des biotites ou des amphiboles (faciès amphibolite) moule des lentilles de reliques pétrologiques de haute pression (éclogites, granulites acides et basiques) .

Dans l'unité inférieure des gneiss:

Dans les gneiss encaissants et dans les micaschistes, la foliation S_{0-1} est également une foliation composite. Des microplis déracinés sont observés en lame mince soulignés par des agrégats quartzo-feldspathiques et par des associations à biotite et sillimanite. Cette foliation dans le faciès amphibolite se moule autour de grenats et de disthènes relictuels qui représentent un stade ancien de moyenne pression. Ces observations sont semblables à celles qui ont été faites dans le Pilat. Des leucosomes issus d'un stade précoce de fusion partielle des pélites sont parallèles à la surface S_{0-1} et replissés.

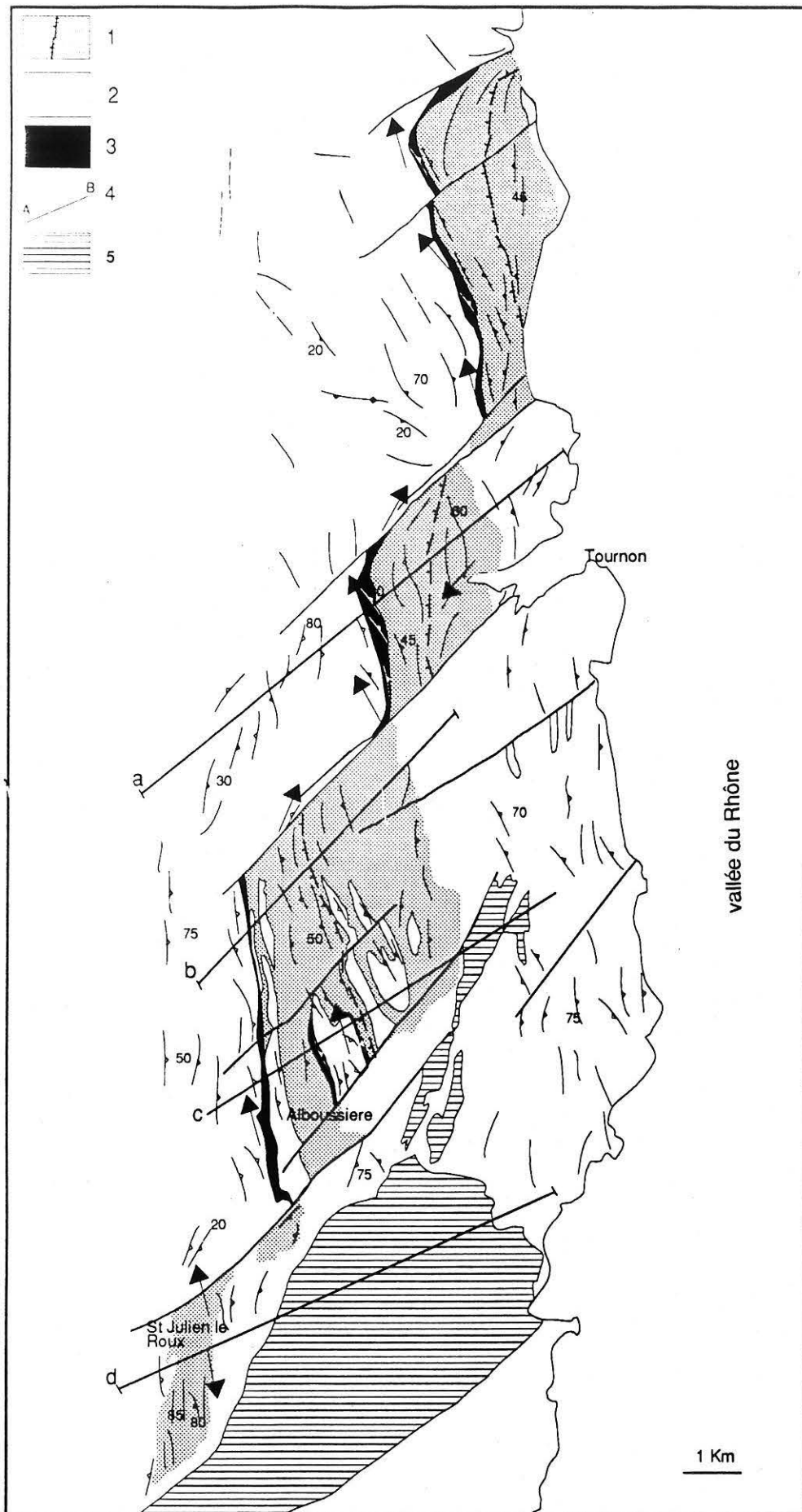


Fig 31 - Trajectoires de foliations et linéations dans les séries du Vivarais oriental .1=unité sup et unité inf séparées par un contact anormal, 2=Velay (migmatites et granites porphyroïde); 3=mylonite, 4=coupes de la fig.32; 5 = micaschistes.

L'orientation régionale du plan **S₀₋₁** dans les métapélites est concordante avec la **S₀₋₁** dans les amphibolites c'est à dire N160 à N140 (Fig 31). Le pendage de la foliation est très variable.

Dans la région de Tournon, comme le montre la figure 32a, le pendage est redressé sur le flanc Ouest des séries (85 à 90° vers l'Est) alors que sur le flanc Est le pendage de la foliation est pentée de 45 à 60° vers l'Ouest. Ceci est relié à la présence d'une zone fortement mylonitique à l'Ouest, alors qu'à l'Est on passe progressivement aux migmatites vellaves.

La coupe effectuée dans la région de Saint Sylvestre (fig 32b) montre également un flanc Ouest redressé (70 à 80° vers l'Est) ainsi que la présence d'un horizon mylonitique et un flanc Est faiblement pentée (40° vers l'Ouest). Au coeur des séries le pendage de la foliation est subhorizontal. De plus, on retrouve, comme c'était le cas dans la région de Tournon, les migmatites vellaves qui affleurent au sein des séries métamorphiques et qui constituent le flanc Est de la synforme.

Au niveau d'Alboussière, les pendages sont fortement redressés, même au coeur des séries (fig 32 c) où réapparaît le granite de Tournon mylonitisé associé aux migmatites vellaves.

Encore plus au Sud, la coupe de Saint Julien le Roux montre que les séries métamorphiques sont réduites à une bande étroite constituée essentiellement des séries de l'unité supérieure des gneiss pincées entre deux lambeaux de granite porphyroïde de type granite de Tournon. La foliation très pentée des séries de l'unité supérieure des gneiss (85 à 90°) contraste avec le pendage très faible des micaschistes de la synforme de l'Eyrieux. (Fig 32 d).

- La déformation P₂

Les marqueurs de cette phase de déformation sont des plis très serrés visibles à l'échelle centimétrique (fig 32 a et photo 2 planche 6) ou métrique dans le groupe leptyno-amphibolique. Les charnières des plis 2 sont souvent épaissies et les flancs sont étirés. Le plan axial subvertical est orienté N120 à N160. Il existe localement une schistosité parallèle au plan axial des plis 2 parfaitement visible au microscope (photo 3, planche 6). Cette schistosité est soulignée par des biotites rétro-morphosées en chlorite, cette dernière apparaissant sur les clivages et en bordure des biotites. De plus, on note une linéation minérale soulignée par des amphiboles recristallisées, orientée N150. En accord avec Gay et al (1982) qui notaient " la localisation des plis **P₂** à la charnière de la structure régionale ", nous concluons que ces plis sont contemporains des synformes kilométriques.

Des stades successifs de fusion partielle, dont les produits sont impliqués dans les structures, ont été reconnus dans les amphibolites et dans les gneiss. Ces différentes étapes sont résumées sur la photo 4, planche 6:

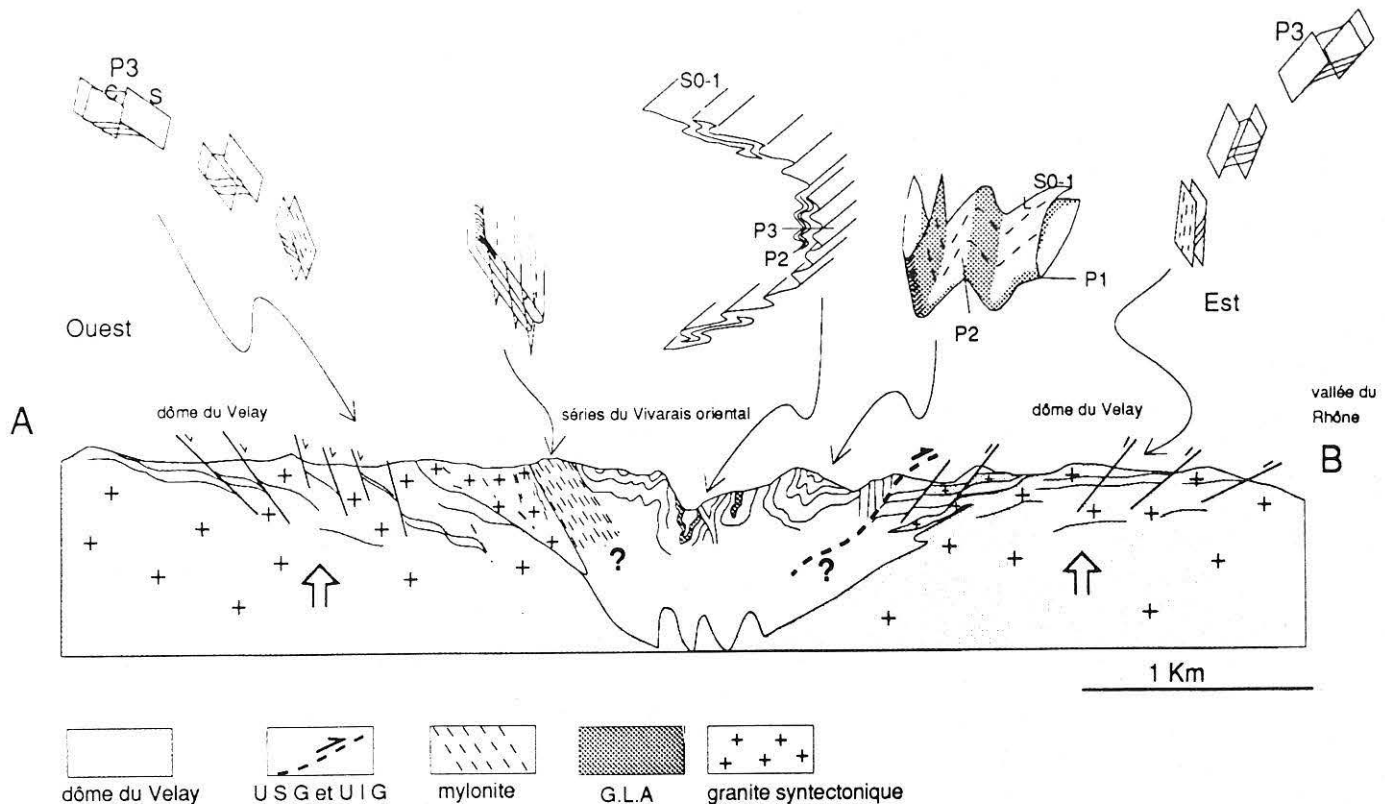


Fig 32 a - Coupe A-B à la hauteur de la Vallée du Doux dans les séries du Vivarais oriental et dans les migmatites vellaves.

- Des jus migmatitiques (leucosomes à quartz, feldspaths potassiques, plagioclases et biotites) précoces sont plissés par les plis 2 ou boudinés dans les flancs des plis **P2**; les limites des leucosomes sont mal définies.

- Des filons de granite clair affectés d'une foliation pénétrative à biotite et cordierite, recoupe la foliation **S0-1**. La foliation interne de ces filons typiques des produits vellaves est parallèle à la schistosité plan axial des plis **P2**. Ceci suggère une contemporanéité entre le stade de déformation **P2** et la migmatitisation vellave.

- Enfin, des filons de leucogranite à biotite et muscovite non déformés recoupe les flancs des **P2**. Dans les amphibolites, ils sont parallèles au plan axial des plis **P3** et donc tardifs par rapport au Velay.

Dans les granites porphyroïdes, une texture magmatique orientée N-S verticale, soulignée par des alignements de plagioclases et de feldspaths (photo 1 planche 7), est reprise par des structures postérieures. La foliation magmatique est plissée, des inversions de pendage visibles entre Alboussière et Saint Peray indiquent de grandes ondulations orientées N160 et à plan axial subvertical. Ces ondulations sont contemporaines de la phase de déformation **P2** décrites dans les amphibolites et permet d'expliquer la présence du granite au coeur de la synforme d'Alboussière. Dans le secteur de St Julien le Roux, le granite porphyroïde prend des allures d'orthogneiss et alterne avec les séries métamorphiques (fig 32 c et d) .

La foliation pénétrative dans les granites présente un pendage qui varie de 20 à 80° vers l'Est ou vers l'Ouest (fig 32a, c, et d). La déformation des granites au cours de ce stade est hétérogène et se traduit par l'apparition d'une texture orthogneissique (photo 2, planche 7); on note en effet une diminution importante de la taille des grains de la matrice et l'alignement des micas dans un plan de foliation. Les plagioclases et les feldspaths potassiques acquièrent une forme en poisson. La réduction de la taille des grains peut aller jusqu'à la mylonitisation (photo 3, planche7). Des bandes de cisaillement soulignées par des biotites se développent localement et indiquent des mouvements sénestres. Ces zones de déformation intense sont plus particulièrement localisées au contact du granite avec les séries métamorphiques représentées en noir sur la figure 32b. On observe également une déformation mylonitique du granite porphyroïde sur sa bordure Est tout le long de la vallée du Rhône.

Le granite de Tournon est impliqué dans les structures de deuxième génération. Nous calons donc sa mise en place, en accord avec Gay et al (1982), entre les phases 1 et 2. De plus, le granite de Tournon a été daté à 337 Ma (Batias et Duthou, 1979), ce qui confirme que la phase 1 est précoce (antérieure à 337 Ma) et que la phase 2 est contemporaine de la mise en place du Velay calée entre 330 et 300 Ma.

En résumé, le stade de déformation **P₂** est responsable, comme le montre la carte structurale de l'Est du Velay (fig 31), de l'orientation N0 à N160 de la foliation régionale et de la formation de plis kilométriques (fig 32 b et c) orientés N10 à N180 dont découlent les alternances de séries métamorphiques, de granites porphyroïdes et de migmatites visibles à l'échelle de la carte lithologique (fig. 30).

- La déformation P₃

Dans l'unité supérieure des gneiss.

Dans le groupe leptyno-amphibolique, le stade 3 est à l'origine de plis ouverts à charnières arrondies donnant des crénelations centimétriques ou des ondulations décimétriques (photo 4 planche 7). Les plans axiaux des plis de troisième génération sont subhorizontaux ou pentés de 10 à 20° vers l'Est ou vers l'Ouest, avec une direction générale N160. Ceci est cohérent avec un raccourcissement vertical.

Des figures d'interférence de plis 3 avec des plis 2 (photo 5, planche 7) montrent qu'il s'agit d'une interférence de type 3 dans la classification de Ramsay (1967) c'est-à-dire, que les plis **P₂** et **P₃** sont pratiquement coaxiaux. Les leucosomes à grenat, quartz et feldspaths issus de la fusion partielle contemporaine du stade 2 sont replissés par les plis **P₃**.

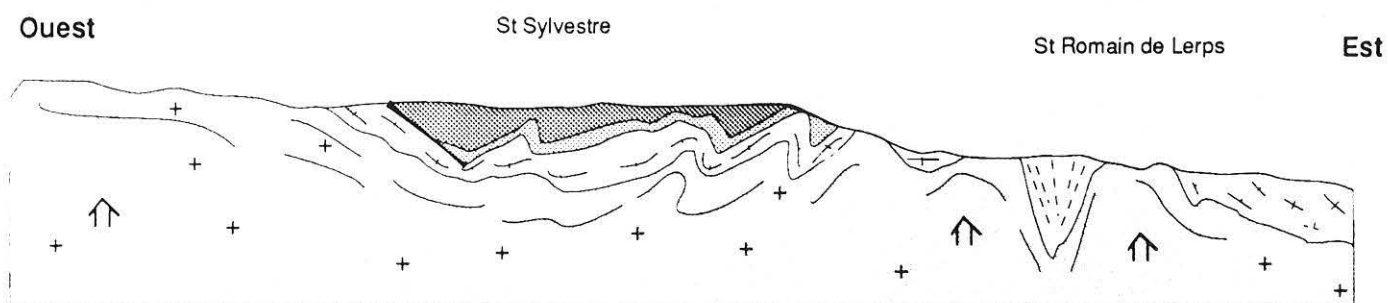


Fig. 32 b = coupe C-D, dans le secteur de St Sylvestre

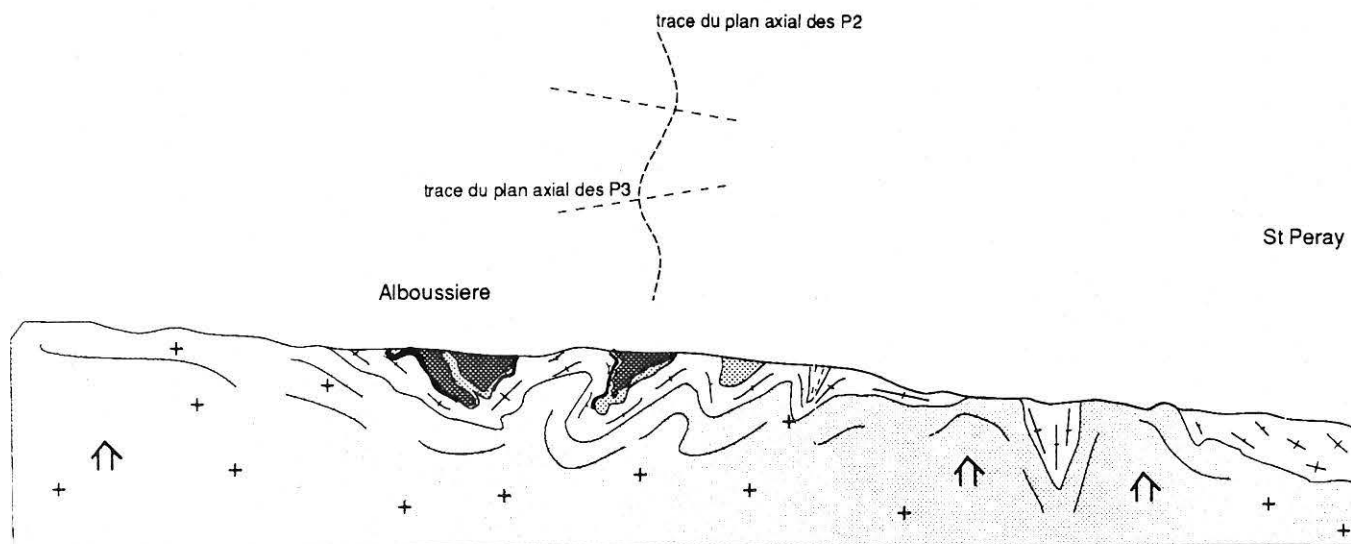


Fig. 32c = coupe à la hauteur de la synforme d'Alboissière

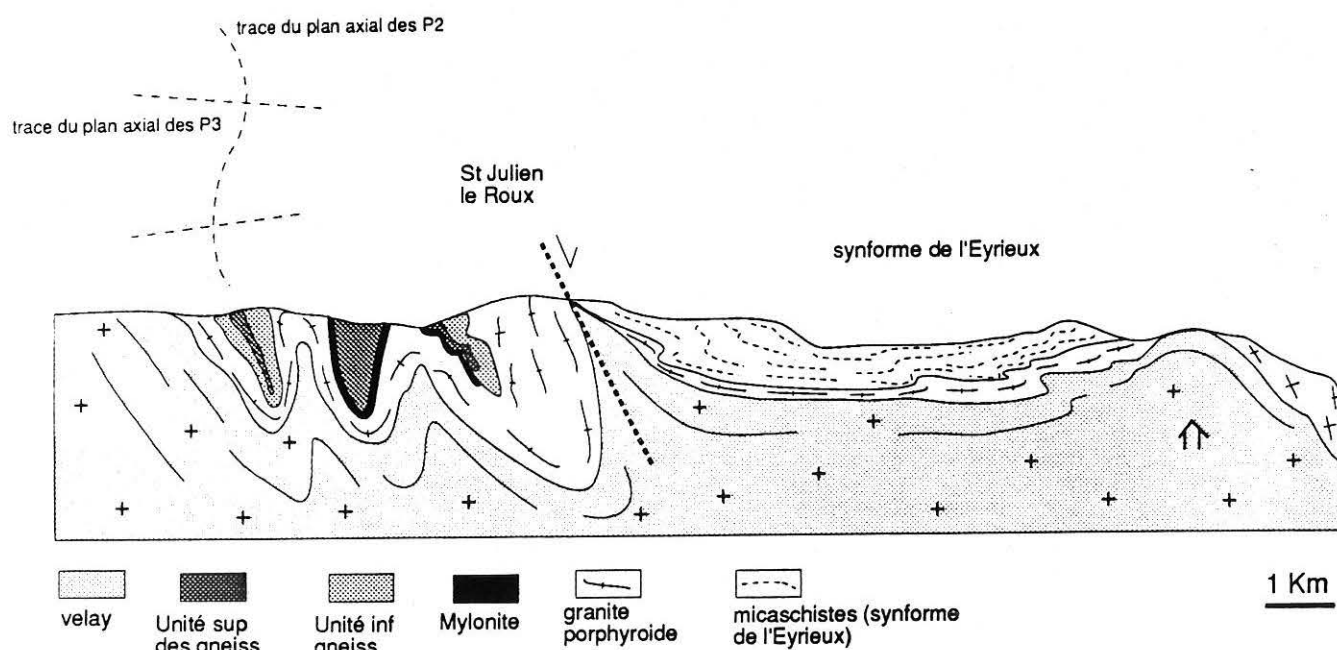


Fig. 32 d = coupe G-H dans le secteur de St Julien le Roux.

Dans l'unité inférieure des gneiss.

Dans les micaschistes à filons couches de granites, visibles sur la bordure Est des séries de Tournon et d'Alboussière (Fig. 30 et 32a), on observe des plis à plan axial subhorizontal ou penté de 10° vers l'Ouest pris entre deux plans de foliation parallèles. Ces plis ont une géométrie un peu différente de la géométrie des plis **P3** observés dans les amphibolites. Cependant leur plan axial subhorizontal les rattache à la génération des plis **P3**. Ils sont interprétés comme des plis d'entraînement.

Ces micaschistes contiennent des filons couches de leucogranite à muscovite qui présentent des limites et une foliation interne concordantes avec la foliation des micaschistes encaissants. De plus, des bandes de cisaillement affectent ces filons de granite et sont cohérents avec le déversement des structures vers le coeur des séries (fig 32 a).

La géométrie que l'on observe dans les micaschistes inférieurs des séries du Vivarais oriental est proche de la géométrie des structures observées dans l'unité du Pilat. On peut donc à partir de cette similitude interpréter les structures de la phase 3 des séries Vivaraises comme liées au développement d'une distension assymétrique à jeu normal vers l'Ouest. Cette extension Est-Ouest serait liée à la remontée du Velay sur la bordure Est du Massif Central.

Ceci est compatible avec la présence d'une anomalie gravimétrique légère du type Velay qui s'étend vers le Nord-Est jusqu'à la pointe du Jura (Autran et Debégia, 1991. Lefort et al, 1991). Les séries du Vivarais oriental seraient alors interprétées comme une synforme posée au toit du dôme.

Dans les migmatites, les marqueurs de la déformation 3 sont représentés par des alignements de cordiérites ou de lentilles restitiques de paragneiss. Cette foliation concordante avec la foliation des séries métamorphiques est orientée N160 à N180. Son pendage varie entre 20 et 80° , vers l'Est ou vers l'Ouest, et elle est reprise par des bandes de cisaillement subverticales, comme le montre la figure 32a, orientées N160. La linéation, visible en de rares endroits sur les plans de cisaillement, est une linéation minérale à muscovite-chlorite, orientée N10 à N80, plongeant de 20 à 80° vers le Nord ou vers le Sud.

En résumé, les plans de foliation ainsi que les bandes de cisaillement liés au stade 3 montrent un déversement des structures vers le coeur des séries métamorphiques lié à la remontée du Velay à l'Est des séries métamorphiques. Cette phase de remontée du dôme s'accompagne d'un décrochement dextre localisé sur le flanc Ouest du synclinal. Il se matérialise par la présence d'une mylonite affectant des roches variées (granite, roches basiques et gneiss) bien développée dans le secteur de Tournon.

- la mylonite située sur la bordure Ouest des séries

Elle est particulièrement développée dans le secteur de Tournon, elle disparaît au Sud dans la région de l'Eyrieux. Sur le terrain (photo 1, planche 8), la mylonite se caractérise par un alternance de roches sombres (basiques) et claires (granites) fortement laminées. Une étude plus précise montre une remarquable structure en crayon (photo 2, planche 8) avec l'élément linéaire **L** supérieur à l'élément planaire **S**. Il s'agit donc d'une **L** tectonite (**L**>**S** d'après la classification de Flinn, 1965) qui résulte de l'intersection de deux plans de foliation orientés N140 à N160 et liés à deux générations de plis :

- Des plis précoces très fermés, à plan axial orienté N140 et penté de 60° vers l'Est (photo 4, planche 8), pouvant être reliés aux plis **P₂** des amphibolites,

- Des plis plus tardifs reprenant les plis **P₂**. Ce sont des plis à grand rayon de courbure et à plan axial subhorizontal (photo 4, planche 8) orientés N-S et reliés aux plis **P₃** des amphibolites. La géométrie finie de la mylonite de Tournon est une géométrie en constriction avec **L** supérieure à **S**. La structure en crayon que l'on observe correspond à un double aplatissement (**P₂** + **P₃**).

Des muscovites tapissent les deux plans de foliation. La linéation minérale formée par des agrégats quartzo-feldspathiques est orientée N140 et plonge de 20° vers le Nord. Les critères de cisaillement peu visibles sont contradictoires, ils indiquent des mouvements dextres ou senestres (photo 4, planche 8).

En résumé, la mylonite qui jalonne la bordure Ouest des séries métamorphiques est constituée de roches basiques, de métapélites et de granites déformés, qui peuvent représenter le flanc Ouest des séries métamorphiques raccourci par la déformation.

- La déformation **P₄**

Ce stade de déformation correspond à la localisation de la déformation dans de grands couloirs de décrochement dextre visibles à l'échelle de la carte (fig. 31). Ces accidents orientés N40 à N60 découpent les structures précédentes et décalent les séries vers l'Est. Les chlorites et muscovites qui tapissent ces failles tardives rendues argileuses par altération attestent une déformation "fragile/ductile" dans les conditions du faciès schistes verts. Dans les séries métamorphiques, on observe (Fig 30) la réorientation plus ou moins ductile des amphibolites le long de ces failles. Ceci est particulièrement visible au Nord de Tournon et à la hauteur de Sarras. Dans le granite porphyroïde, cela se traduit par des zones broyées orientées N20 à N40 subverticales et également soulignées par de la muscovite et de la séricite.

2) Relations minéraux/microstructures

Les relations entre minéraux et microstructures dans les séries du Vivarais oriental sont résumés dans le tableau suivant:

| stade | UNITE SUP | | | | | | UNITE INF | | | | |
|-------|-----------|-------|-------|-------|-------|--|-----------|-------|-------|-------|-------|
| | Xa | S0-1 | P2 | P3 | P4 | | Xb | S0-1 | P2 | P3 | P4 |
| Mnx | | | | | | | | | | | |
| Grt | ----- | | | | | | ----- | | | | |
| Pla | ----- | | | | | | ----- | | | | |
| Qtz | ----- | | | | | | ----- | | | | |
| Ky | ----- | | | | | | ----- | | | | |
| Pyr | ----- | | | | | | | | | | |
| Rut | ----- | | | | | | | | | | |
| Ilm | | ----- | | | | | | | | | |
| Amp | ----- | | | | | | ----- | | | | |
| Bio | | ----- | | | | | | ----- | | | |
| Sill | | ----- | | | | | | ----- | | | |
| Cord | | | ----- | | | | | | ----- | | |
| Mus | | | | ----- | | | | | | ----- | |
| Chl | | | | | ----- | | | | | | ----- |

Les étapes Xa et Xb représentent les reliques des stades précoces, de haute pression dans l'unité supérieure, et de moyenne pression dans l'unité inférieure, les traits en pointillés représentent la métastabilité des phases minérales au cours de la déformation. Ceci est déduit de l'implication des minéraux dans les structures.

3) La série du Vivarais occidental

Ces séries localisées au cœur du dôme (Ouest de Tournon) sont rattachées aux séries du Pilat et donc à l'unité inférieure des gneiss. Elles consistent en un ensemble de paragneiss à filons-couches de granite, d'orthogneiss et de d'amphibolites dans lesquels sont intercalées des migmatites à cordiérite appartenant au domaine vellave. Ces séries ont

fait l'objet d'une étude approfondie (P. Lochon,1985) et nous ne ferons que reprendre et résumer les résultats obtenus .

- La déformation P1: les plis synfoliaux

Une foliation régionale caractérisée par l'alternance centimétrique à millimétrique de lits quartzo-feldspathiques et de lits à minéraux ferro-magnésiens correspond à la structure la plus ancienne. Elle est notée S0-1 et s'estompe dans les migmatites (fig.33). La coupe effectuée dans ces séries (fig 34) montre l'horizontalité des pendages et la carte des trajectoires de foliation souligne une structure en petits dômes et bassins. Cette déformation est contemporaine de plis précoces, à flancs rompus et déracinés, ou intensément aplatis (fig 35).

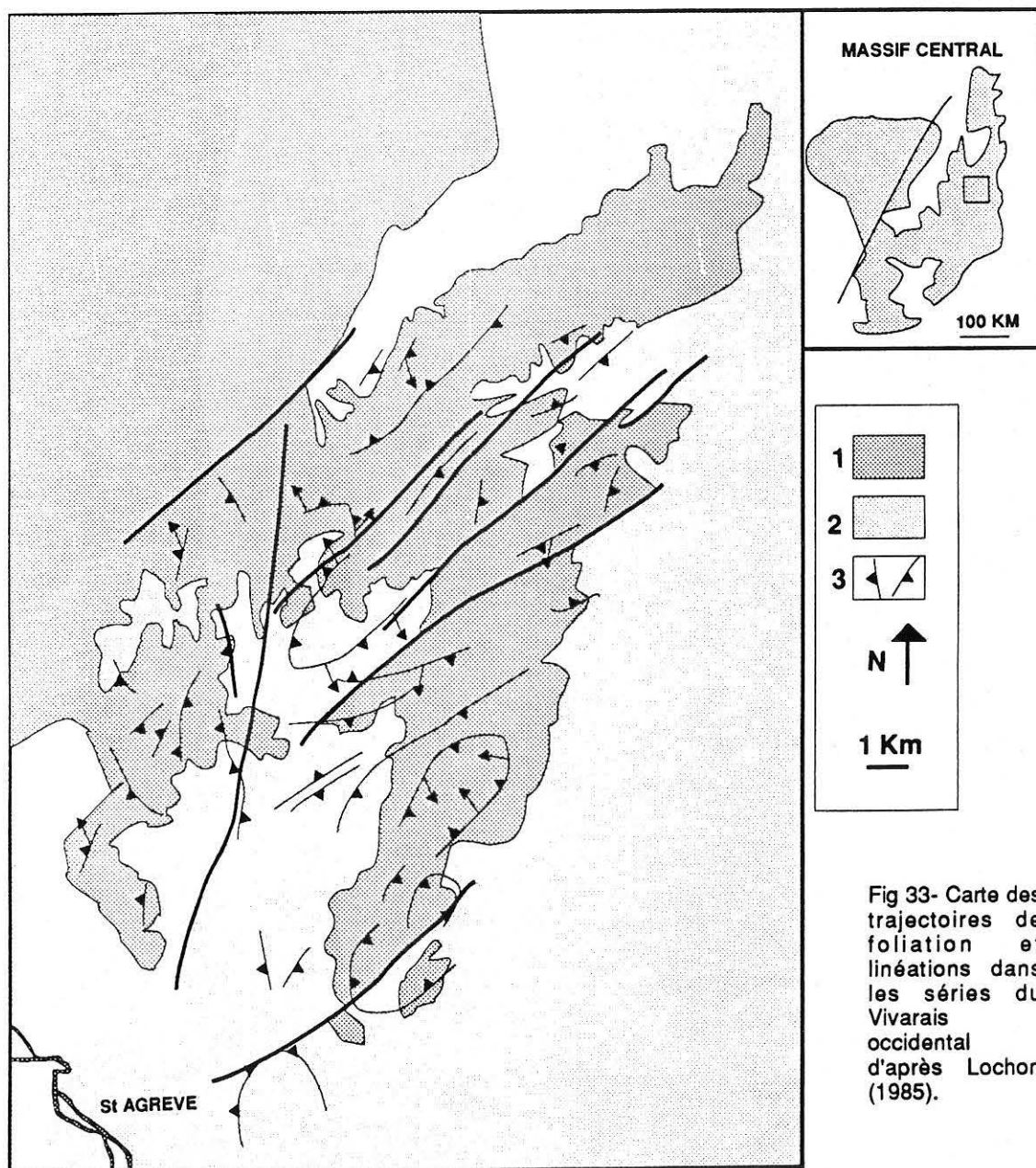


Fig 33- Carte des trajectoires de foliation et linéations dans les séries du Vivarais occidental d'après Lochon (1985).

- La déformation P2: les plis post-foliaux

Ce sont des plis qui reprennent la foliation S0-1 et dont le style varie de subisopaque à anisopaque selon la lithologie dans laquelle ils se développent (fig 36). Le plan axial des plis P2 est subhorizontal et est cohérent avec un raccourcissement vertical. Une schistosité parallèle au plan axial de ces plis est visible dans les métapélites.

- La déformation P3

Correspond à des ondulations à grand rayon de courbure (fig 34). Leur plan axial est N-S et l'axe plonge faiblement vers le Nord. Cette phase se caractérise par une augmentation locale de la déformation allant jusqu'à la mylonitisation des séries. On note également la présence de linéations minérales, soulignées par de la biotite et de la sillimanite dans les paragneiss ou des amphiboles dans les amphibolites. Leur orientation varie entre N 20 et N 160. Ces linéations soit sont horizontales soit montrent un plongement faible de 10 à 20 ° vers le Nord et plus rarement vers le Sud. La réduction de la taille des grains s'accompagne de l'apparition de plans de cisaillement et de stries de glissement.

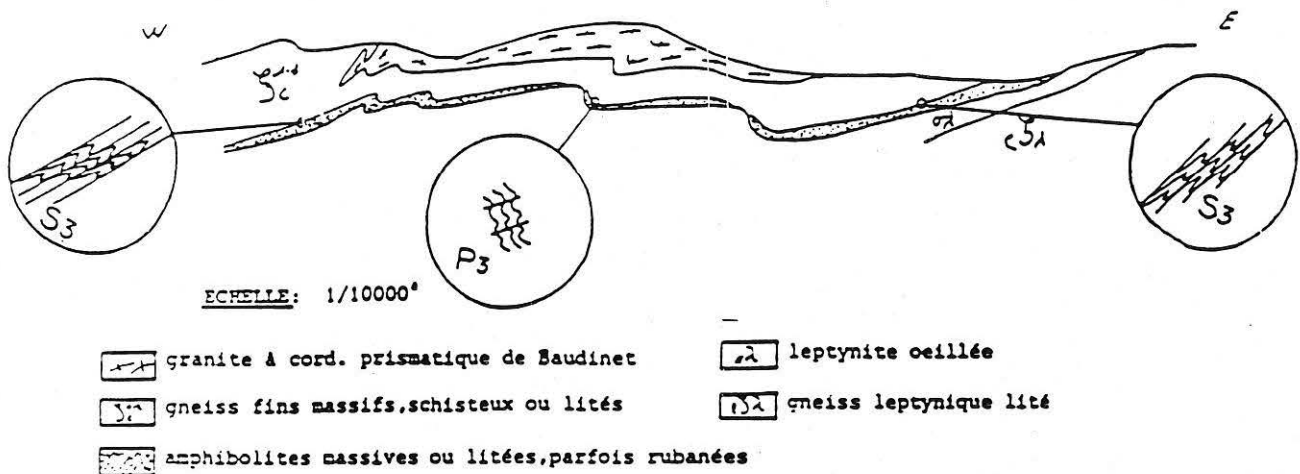


Fig 34 - Coupe dans les micaschistes de la série du Vivarais occidental (Lochon, 1985).

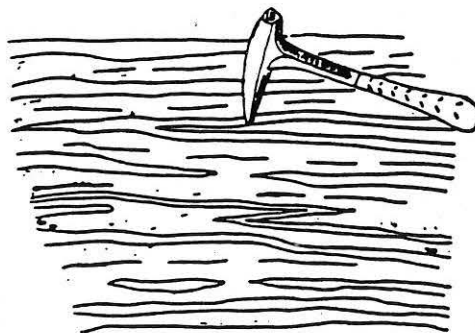


Fig 35 - Plis synfoliaux dans les séries du Vivarais occidental (Lochon, 1985).

Les relations entre les plans S et C ainsi que les sens donnés par les stries de glissement sont tous cohérents avec un sens de déplacement vers le Nord des séries sus-jacentes par rapport aux séries sous-jacentes.

- La déformation P4

Elle se caractérise par des accidents cassants tardifs, jalonnées par des cataclasites. Ces failles ont un jeu décrochant dextre.

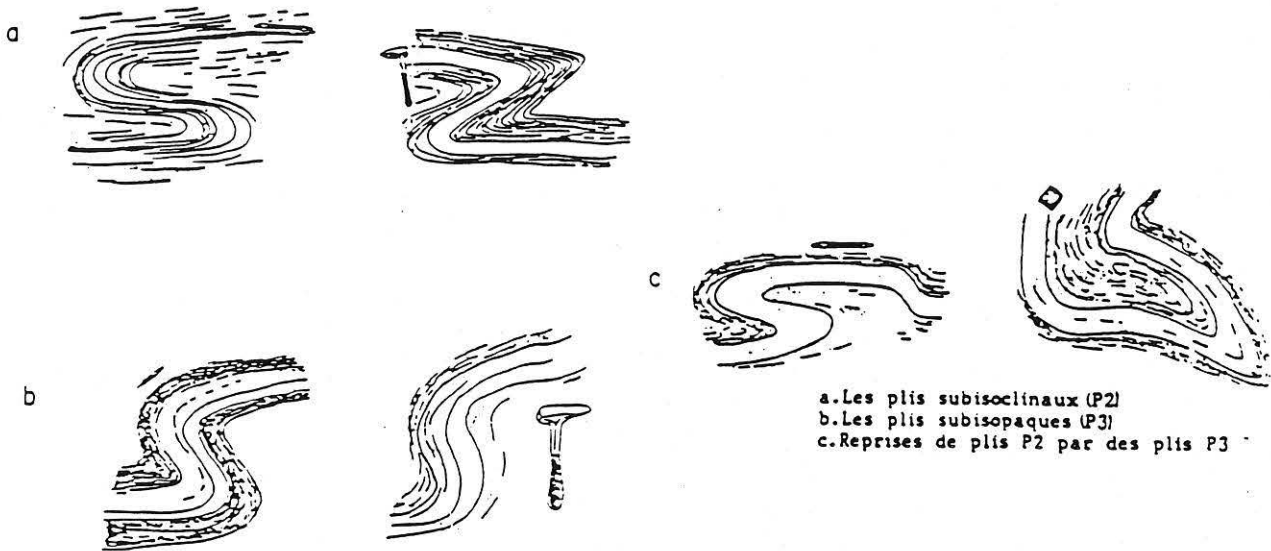


Fig 36 - Evolution des styles de plis postfoliaux dans les gneiss fins (Lochon, 1985)

3) Conclusion

Dans les séries du Vivarais oriental, localisées sur la bordure Est du Velay, nous avons observé plusieurs générations de structures. Du point de vue chronologique, nous disposons de plusieurs repères:

- Le granite de Tournon (daté à 337 Ma) est déformé par les plis **P₂**. Il se met donc en place entre le stade 1 et le stade 2.

- Il existe des filons de leucogranites à cordiérite déformés par les structures de générations **P₂**. D'autre part, des filons de leucogranites plan axiaux des plis **P₂** et **P₃** ont été observés. Ces filons sont caractéristiques du magmatisme vellave (Didier et Dupraz, 1988). Nous en concluons que les structures **P₂** et **P₃** sont liées au Velay.

- Dans la mylonite, on observe des plis **P₂** et **P₃** reliés aux plis des séries métamorphiques. Cette mylonite, en accord avec Chenevoy (1960), Couturié (1977) et Gay

Les déformations qui affectent les séries vivaraises sont largement postérieures à la mise en place des nappes puisque postérieures à 337 Ma. Il s'agit donc d'un phénomène tardi-orogénique calé entre 320 et 290 Ma.

Le dôme du Velay correspond à un diapir granito-gneissique. En conséquence, nous pouvons interpréter la géométrie finie de l'Est du Velay à la lumière des connaissances acquises dans les zones diapiriques.

Des études structurales effectuées dans des secteurs où des dômes gneissiques ont été observés (Eskola, 1949; Le Theoff, 1976; Ledru, 1977; Hanmer et Vigneressse, 1980; Brun et Pons, 1981) ainsi que les modélisations analogiques de développement d'instabilités gravitaires (Ramberg, 1967., Dixon 1975., Brun, 1981) (fig 37), ont établi différents critères caractérisant le diapirisme parmi lesquels:

- une déformation finie de type aplatissement ($k < 1$) au sommet de la structure,
- une déformation de type constriction ($k > 1$) à la base de la structure, et de fréquents synclinaux marginaux,
- un plan d'aplatissement tendant à se paralléliser avec l'interface.

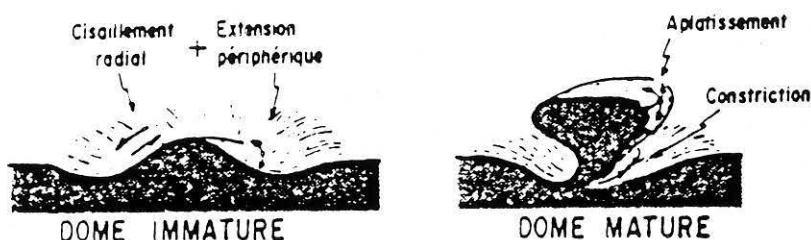


Fig. 37 -
Caractéristiques
cinématiques de
l'évolution d'un dôme (Brun, 1981).

Si l'on considère les champs de déformation finis avec la géométrie des structures au sein des séries métamorphiques qui forment l'encaissant du dôme, on note les faits suivants (fig 38): les séries du Vivarais oriental ont une foliation orientée Nord-Sud qui est redressée. Cette foliation est replissée deux fois par des plis dont les plans axiaux sont verticaux pour les plus précoces et horizontaux pour les plus tardifs. Cette géométrie implique que les séries orientales sont pincées et replissées, définissant ainsi un synclinal marginal. Les séries du Vivarais occidental localisées au toit du Velay (fig 38) ont une foliation subhorizontale formant des dômes et des bassins et porteuse d'une linéation ancienne subhorizontale, très désorientée. Une déformation importante parallélise les structures et

peut aller jusqu'à la mylonitisation. Cette géométrie implique que les séries occidentales sont situées au toit du dôme du Velay et fortement désorientées.

En résumé, les géométries observées dans les séries vivaraises orientales et

occidentales sont compatibles avec une tectonique liée à la montée d'un dôme granito-migmatitique à la fin de l'histoire orogénique du Massif Central français.

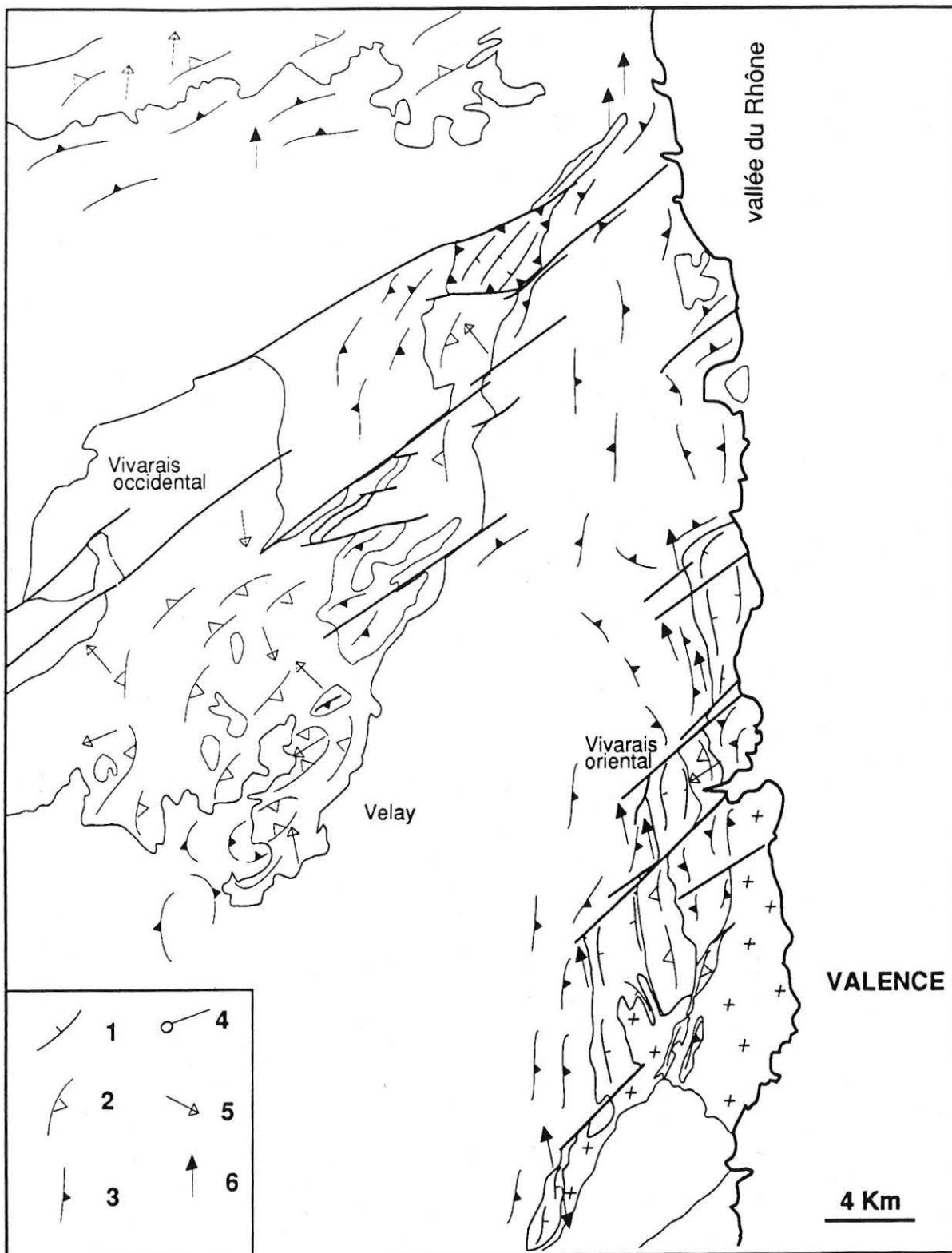
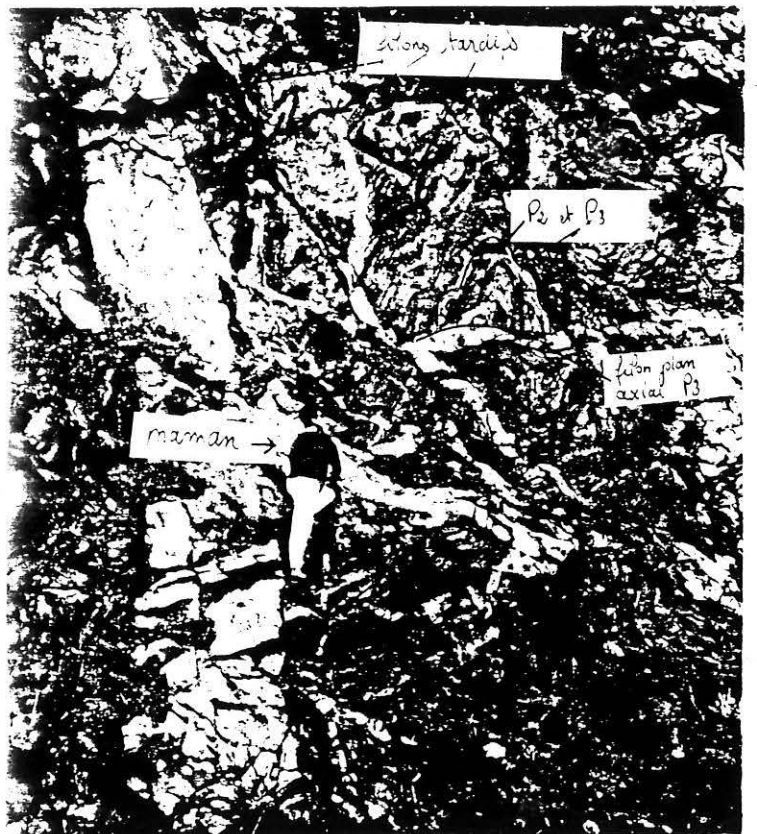


fig 38 - trajectoires de foliations et linéations dans les séries du Vivarais oriental et occidental. 1 et 4 =foliation et linéation anciennes (biotite-sillimanite, amphibole) dans l'unité supérieure des gneiss; 2 et 5= foliation et linéation dans l'unité inférieure des gneiss; 3 et 6= foliation et linéation dans les migmatites du Velay.



-3-

-4-

PLANCHE 6

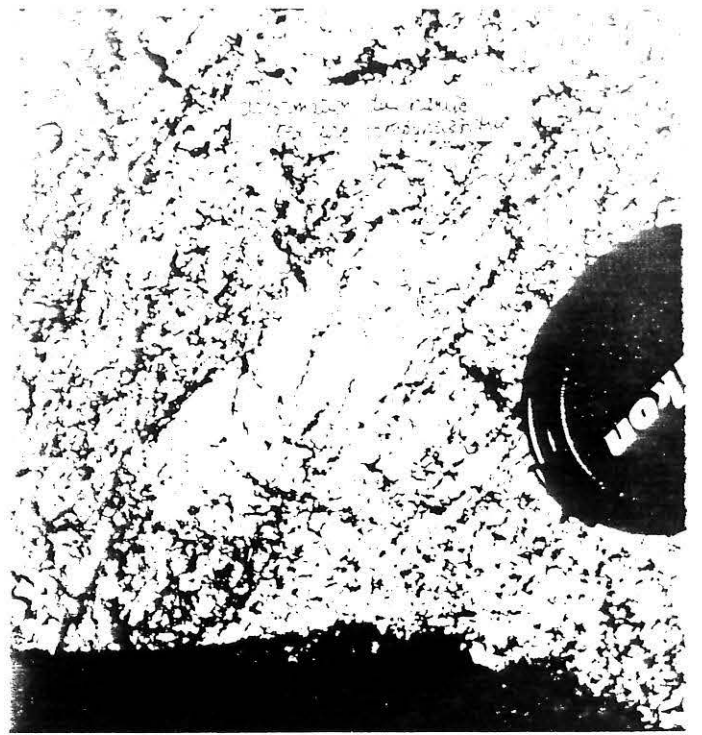
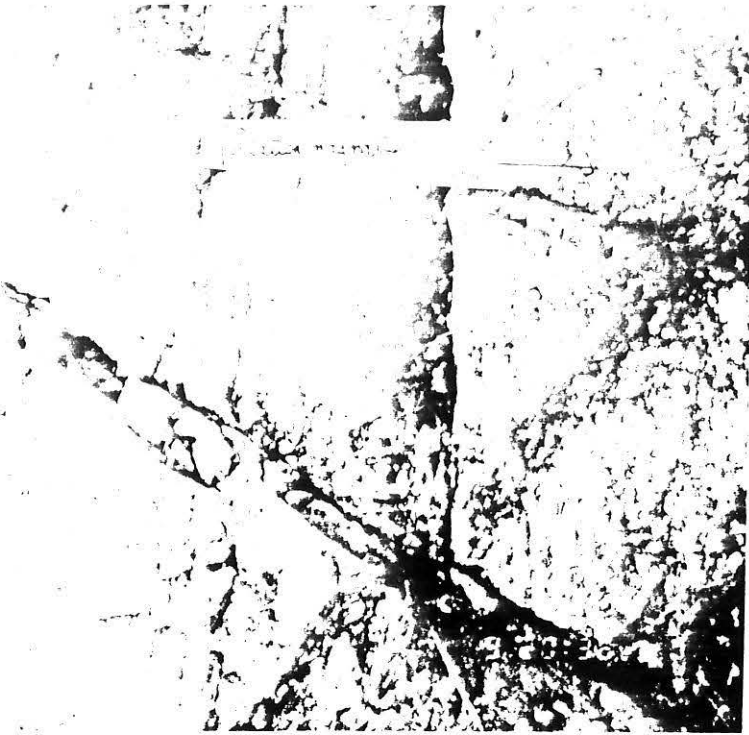


PLANCHE 7

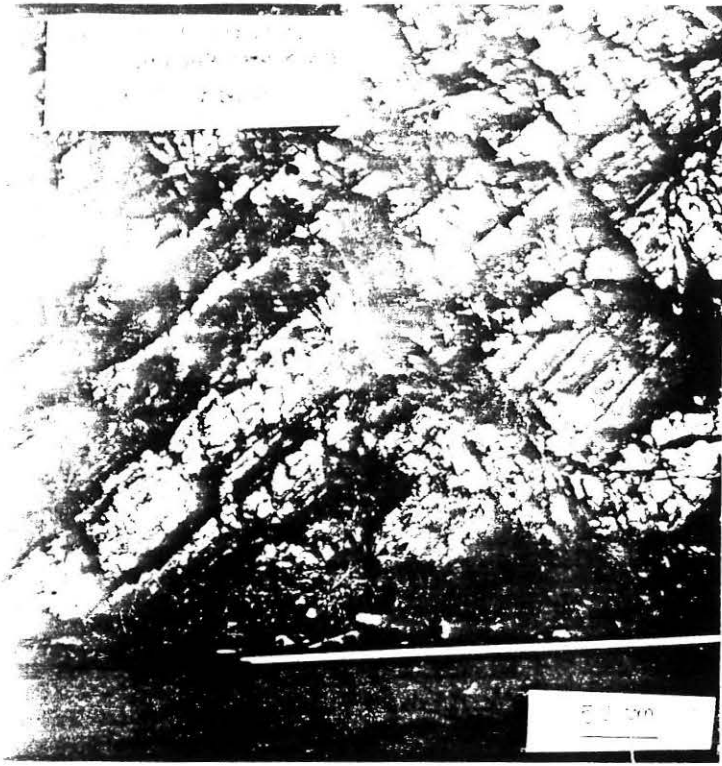


PLANCHE 8

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS

Au terme de cette étude, il convient de mettre en lumière ce en quoi l'Est du Massif Central français complète notre compréhension de l'évolution orogénique de la chaîne Varisque.

La découverte de nouveaux témoins du métamorphisme de haute pression dans les séries localisées au Sud du Pilat a pour conséquence d'étendre l'unité supérieure des gneiss à toute la bordure Est du Massif Central. De ce fait, il est établi, comme nous le montre la figure 39, que l'Est du Massif Central correspond à l'empilement de trois unités majeures à contenu lithologique et évolution métamorphique contrastés. Les données géochronologiques disponibles indiquent que cet empilement résulte d'une histoire longue et complexe qui s'échelonne entre 420 et 280 Ma .

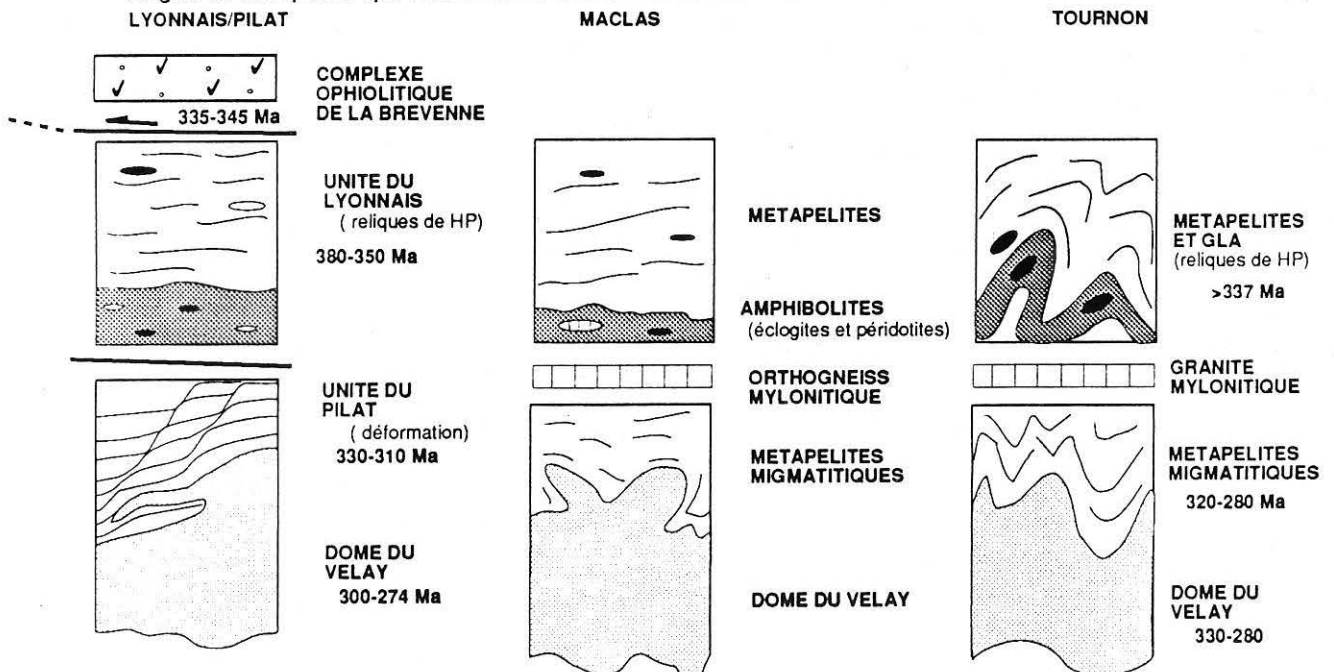


Fig 39 - Empilement lithotectonique dans l'Est du Massif central français.

La carte des trajectoires de foliations et des linéations établie dans ce secteur (fig.40) est une image de superposition de champs de déformation finie qui traduisent les différentes perturbations mécaniques liées à l'orogénèse. Cependant, il est clair que se sont les événements les plus tardifs de l'histoire orogénique qui gouvernent la géométrie actuelle du secteur étudié.

Dans les nappes en position structurale élevée, les marqueurs structuraux des événements de haute pression sont très rares et ne sont préservés qu'à l'état de reliques au sein de boudins passivement réorientés. Du point de vue structural, le champ de déformation finie majeur dans cette unité est contemporain non pas de l'évolution prograde mais de l'évolution rétrograde; celle-ci correspond d'une part à la remontée vers la surface "uplift" des zones enfouies et d'autre part aux décrochevements tardifs.

Dans l'unité en position structurale inférieure, le champ de déformation finie majeur est par contre lié à un stade encore plus tardif: l'histoire en amincissement post-collisionnel.

Nous avons calculé les conditions pression-température pour chaque étape de l'évolution, et ce dans toutes les lithologies représentatives des trois unités. Les résultats acquis au cours de cette thèse, ainsi que des données de la littérature, ont été résumés sur la figure 41.

Les chemins pression-température-temps, combinés à l'analyse des déformations finies, indiquent que la structuration progressive de l'Est du Massif Central français se résume en quatre grandes périodes orogéniques.

- **La subduction lithosphérique**, qui voit l'enfouissement de portions de croûte et de manteau supérieur.

- **La collision continentale**, au cours de laquelle se font des laminations intralithosphériques et la remontée relative, en raccourcissement des nappes les plus profondes; puis les grands décrochevements responsables de l'empilement des nappes:

C'est l'histoire en épaissement

- **L'amincissement crustal**; qui correspond au retour vers un équilibre gravitaire et thermique d'une zone antérieurement épaissie. Le retour de la chaîne à une épaisseur normale se fait par le biais de failles normales ductiles qui permettent la remontée à très haute température de zones profondes. Ceci se manifeste par des associations paragéométriques compatibles avec des gradients thermiques anormalement élevés.

- **Le diapirisme tardi-orogénique**; c'est le développement d'une instabilité gravitaire à la base d'une croûte épaissie, se traduisant par la remontée diapirique des produits issus de la fusion partielle de la base de la croûte. Des dômes granito-migmatitiques se mettent en place dans un encaissant métamorphique qui est désorienté et replissé.

C'est l'histoire post-épaissement.

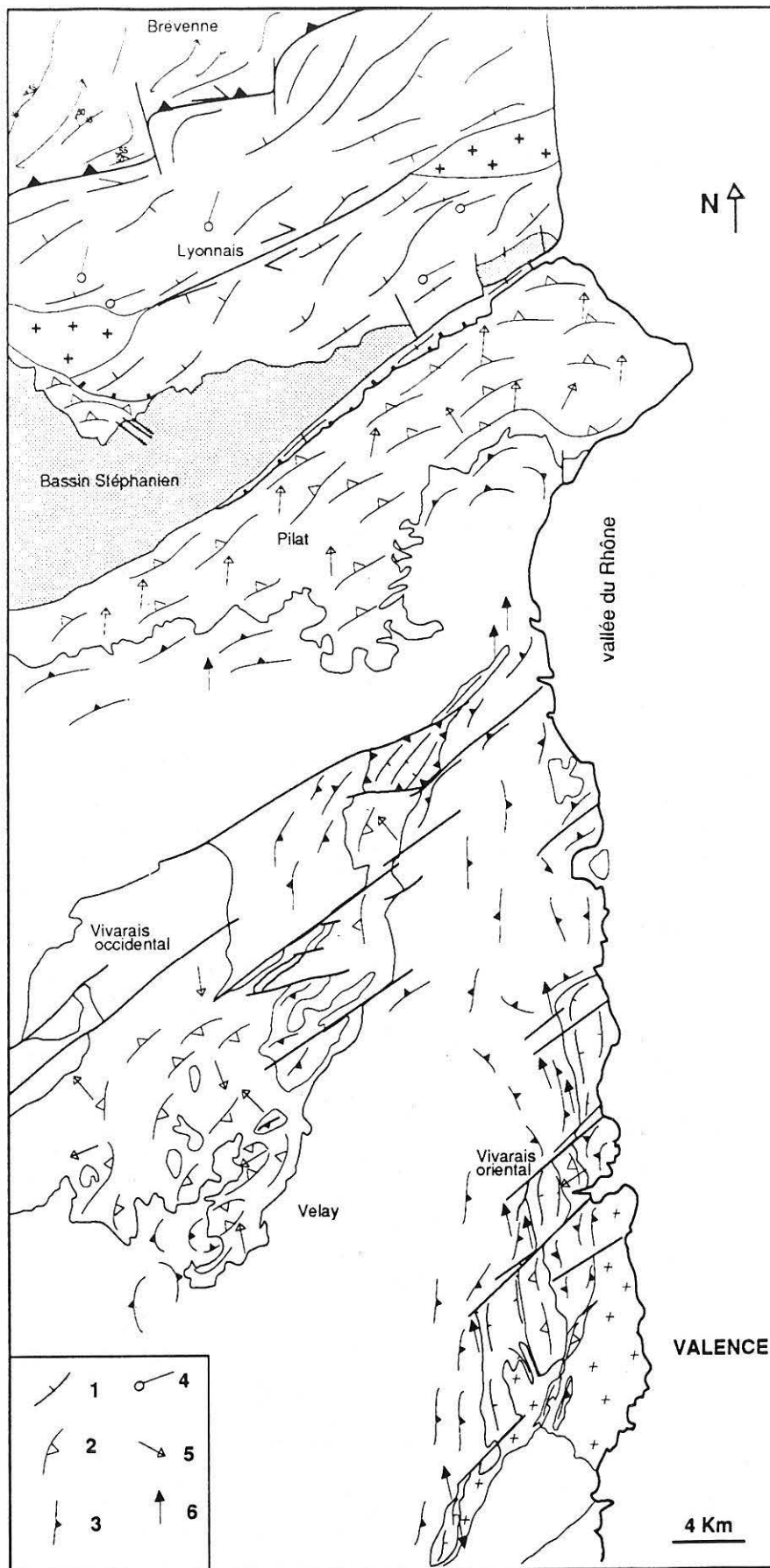


Fig 40-Carte des trajectoires de foliation et de linéation dans l'Est du Massif central. 1=foliations précoces et 4=linéations précoces à biotite-sillimanite (340-460 Ma) dans l'unité supérieure, 2=foliation et 5=linéations tardive à biotite-sillimanite ou amphibole ou muscovite (310-320 Ma) dans l'unité inférieure, 3=foliations et 6=linéations liées à la mise en place du Velay (280-300 Ma) dans les migmatites.

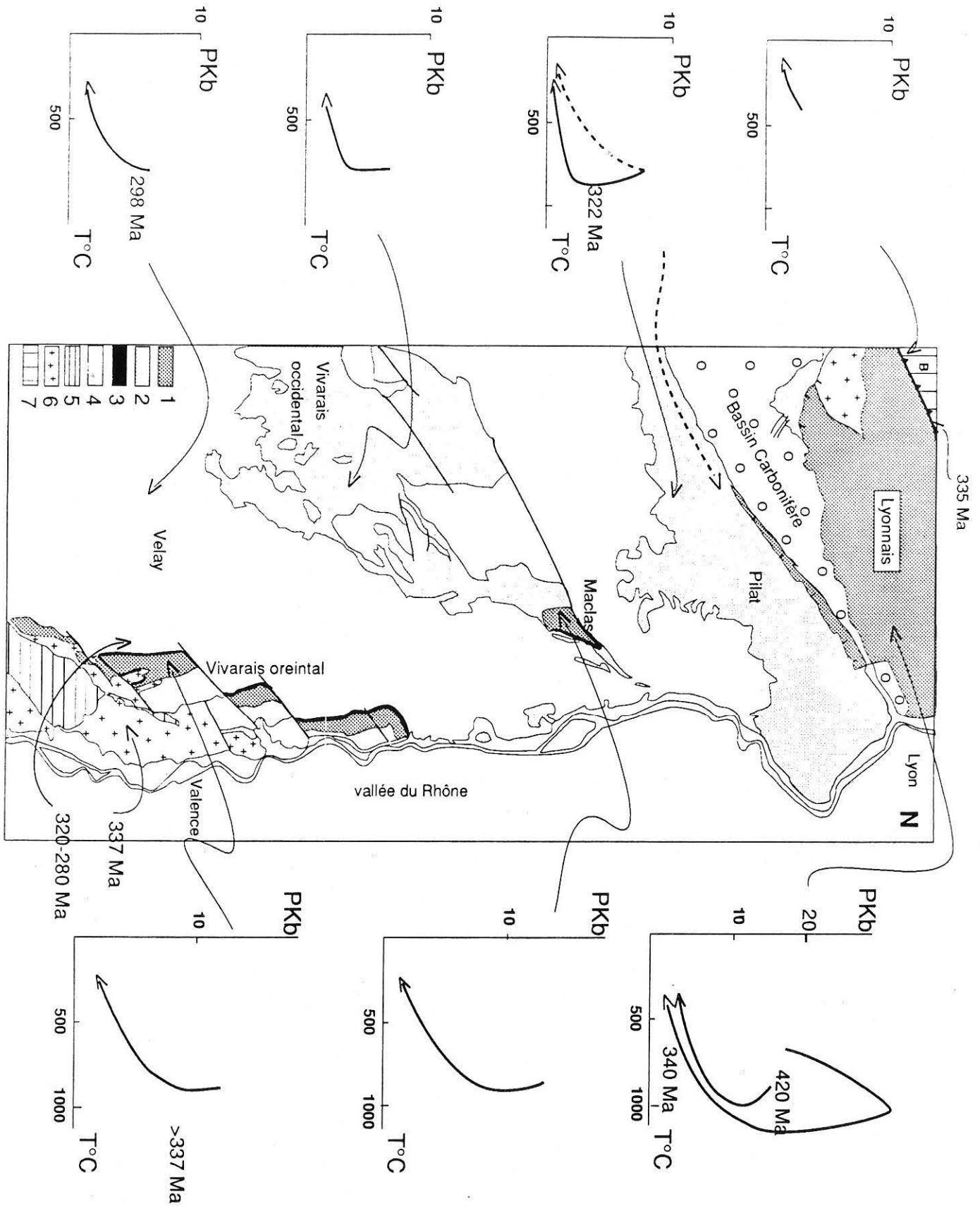
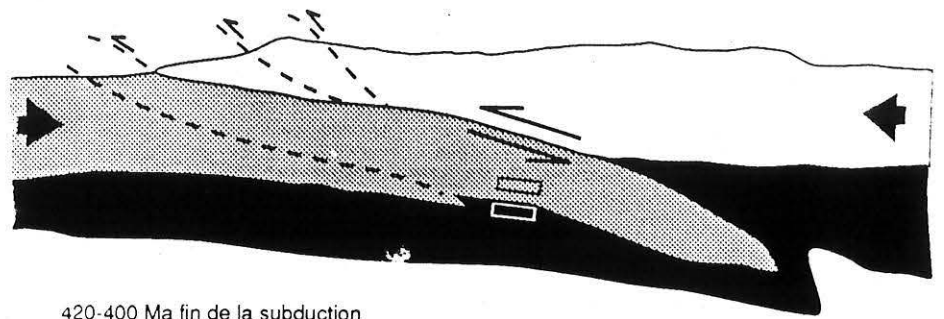
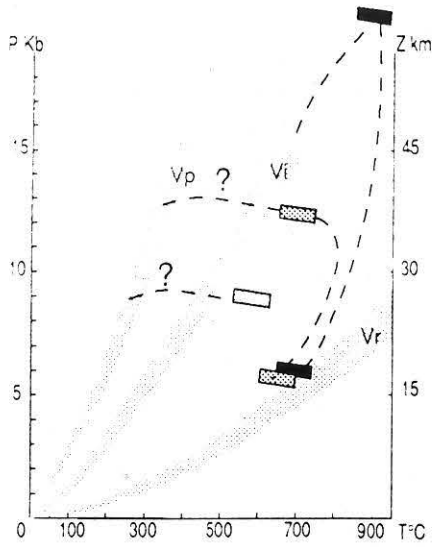
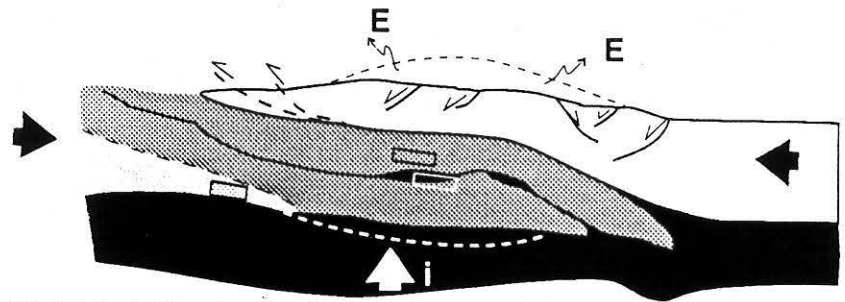


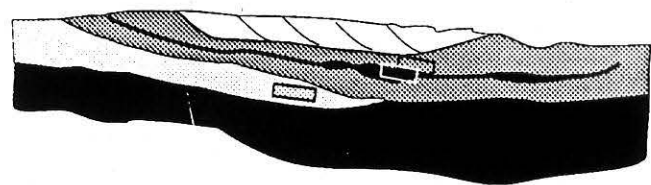
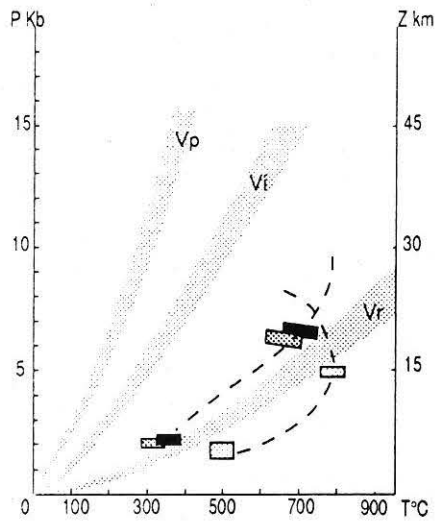
Fig 41 - Schéma structural et trajectoires P-T (Brévenne: Feybesse et al, 1988., Pilat: Gardien, 1990, Gardien et al, soumise., Vivarais occidental: Lochon, 1985., Velay: Monteil, 1986, Lyonnais: Gardien et al, 1988, Gardien et al, 1990., Maclas: Gardien et Lardeaux, 1991. Vivarais oriental: ce travail) de l'Est du Massif central. 1=unité supérieure des gneiss,2=unité inférieure des gneiss, 3=mylonite,4=migmatites et granites du Velay,5=autochtone relatif (micaschistes), 6=granite ,7=Brévenne.



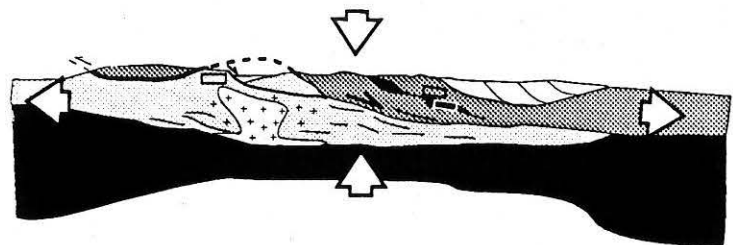
420-400 Ma fin de la subduction



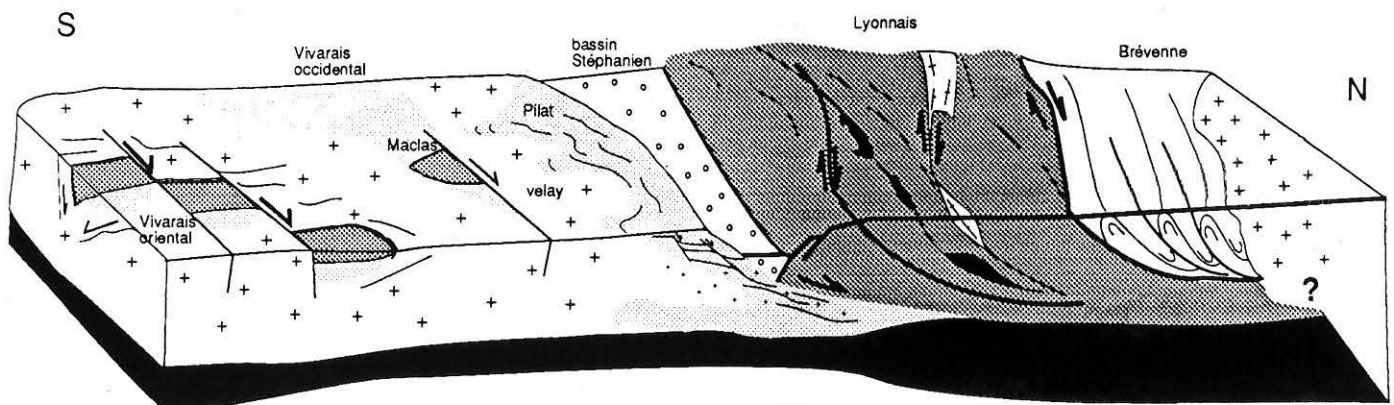
400-360 Ma écaillage intralithosphérique
début de l'exhumation, collision continentale




350-335 Ma évolution intracontinentale
décollements, empilement final des nappes



développement d'instabilités thermique et gravitaire en base de croûte



320-300 Ma effondrement de la chaîne, amincissement crustal

Légende de la figure 42 = Vi; Vr; Vp; 

Modèle géodynamique de l'évolution de l'Est du Massif Central. E=érosion, i=isostasie, 1 = unité supérieure sous laquelle c'est enfouie l'unité supérieure des gneiss et qui a été totalement érodée. 2 = manteau supérieur 3= unité supérieure des gneiss (Lyonnais, Maclas, Vivarais oriental) , 4 =unité inférieure des gneiss (Pilat, Vivarais occidental) , 5 =unité supérieure épironale (Brévenne) . Vi= géotherme initial; Vp= géotherme perturbé; vr= géotherme maximalelement relaxé; Les boites symbolisent des portions d'unités dont les évolutions thermobarométriques sont représentées dans les diagrammes pression-température-profondeur.

Les évolutions thermobarométriques contrastées qui ont été calculées dans les ensembles métamorphiques, ainsi que les données géochronologiques disponibles, permettent de rendre compte du contexte thermique de chaque étape de l'évolution orogénique.

Ceci nous conduit à proposer un modèle géodynamique cohérent à l'échelle de l'orogène (fig.42).

En résumé, dans l'Est du Massif Central français, nous avons un télescopage des différentes étapes de la structuration d'un chaîne de collision. Les marqueurs des perturbations thermiques et mécaniques sont les structures ductiles superposées et les évolutions métamorphiques. Nous espérons que l'analyse qui a été faite dans cette thèse fera de l'Est du Massif Central un secteur-clé pour la compréhension de l'évolution thermomécanique de la chaîne Varisque.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A et COGNE J. (1980). - *La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne*. In Cogné J et Slansky M Eds., *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*. 26e Cong. géol. Int. , Coll. C6, Paris 1980. Ann. Soc. géol. Nord. Lille, XCIX, pp.90-111.
- BACCHIANA E. (1977). - *Analyse structurale de la série du Vivarais oriental. Problèmes des granites situés à sa bordure occidentale. Région de Sarras- la Voulte- Privas (Ardèche)*. M.C.F. Thèse 3eme Cycle, Université de Lyon, 110P.
- BALLEVRE M. (1986). - *Collision continentale et chemins P-T dans les Alpes occidentales : L'unité pennique du grand Paradis et son encaissant océanique*. Thèse Univ. Rennes, 258p.
- BATIAS P., (1979). - *Le massif de granite de Tournon St-Cierge, Massif Central français, gisement, pétrologie et géochronologie*. Thèse Univ. Lyon, 2 vol, 174p.
- BATIAS P et DUTHOU J.L. (1979). - *Age viséen supérieur du granite porphyroïde de Vienne-Tournon (Massif Central français)*. 7e Réun. Ann. Sci. Terre, Lyon, p34.
- BARD J.P, BURG J.P, MATTE P et RIBIERO A. (1980). - *La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques*. In Cogné J et Slansky M Eds., *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*. 26e Cong. géol. Int. , Coll. C6, Paris 1980. Ann. Soc. géol. Nord. Lille, XCIX, pp 233-246.
- BELIN J. M (1983). - *Le Massif de Saint Gervais d'Auvergne (Massif Central français)*. Evolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3e Cycle, Univ, Clermont, 151p.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975). - *Essai sur la signification des âges au Strontium dans une série métamorphique. La Bas-limousin (Massif Central français)*. Ann. Fac. Sci. Clermont, 55, 243p.
- BERTHIER F., DUTHOU J.L et ROQUES M. (1979). - *Datations géochronologiques Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central français). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ces faciès type*. Bull. BRGM, Orléans, 2, 1, 2, pp. 60-71.
- BONIJOLY D et CASTAING C (1984). - *Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif*. Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, CIII, pp. 187-193.
- BOULE M. (1900). - *Géologie des environs d'Aurillac*. Bull. Serv. Carte géol. France, 76, XI.
- BLANC D. (1981). - *Les roches basiques et ultra-basiques des Monts du Lyonnais*. Thèse 3è cycle, Univ. Lyon, 152p.
- BRIAND B. (1978). - *Métamorphisme inverse et chevauchement de type "himalayen" dans la série de la vallée du Lot (Massif Central français)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 286, pp. 675-680.

- BRIAND B. et GAY M. (1988). - *La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt: évolution métamorphique et structurale*. Bull. BRGM. Orléans, 2, 1, 3, pp. 729-731.
- BRIAND B et PIBOULE M. (1979). - *Les metabasites de la série de Marvejols (Massif Central): témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière-arc Cambro-ordovicien?* Bull. BRGM. Orléans, 2, 1, 2, pp.131-171.
- BRUN J.P. et BURG J.P. (1982). - *Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision* . Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam, 61, pp319-332.
- BURG J.P. LEYRELOUP A., MARCHAND J et MATTE Ph. (1984). *Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the variscan belt: an example in the french Massif Central*. In: Hutton D.H.W and Sanderson D.J., Eds., *Variscan tectonics of the North-Atlantic region*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, Oxford, 14, pp. 47-61.
- BURG J.P. (1983). - *Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne de collision: le Sud du Tibet (Suture du Tsangpo), la chaîne hercynienne en Europe (sutures du Massif Central)*. Thèse d'Etat . Univ. Montpellier, 361p.
- BURG J.P et MATTE P. (1978). - *A cross section through the french Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution* . - Z. Dt. Geol. Ges. Berlin, 129, pp. 429-460.
- BURG J.P., (1977). - *Tectonique et microtectonique des séries cristallophyliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère*. Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 79p.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURUE J.P., et DIDIER J.,(1982) - *Âges radiométriques des granites anatectiques et tardi-migmatitiques du Velay (Massif Central français)* - C. R. Acad. Sci. Paris 294, p. 135-138.
- CANTAGREL J.M ., DUTHOU J.L et BERNARD-GRIFFITHS J., (1978). - *Géochronology of paleozoic magmatism in the Massif Central (France): its connection with tectonism and metamorphism*. Fourth Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope. Geol., Denver, p55-58.
- CHAUVET A. et SERANNE M., (1988). *Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in the southwest Norway*. In: R. Gayer(Eds), *The Caledonide Geology of scandinavia*. Graham and Trotman, pp. 144-147.
- CHENEVOY M. (1960). - *La série métamorphique du synclinal de Sarras et ses rapports avec le granite des Cévennes septentrionales, à l'Ouest de Tournon (Ardèche)*. C. R . Acad. Sci. Paris, 250, 12, pp. 2234-2236.
- CHENEVOY M . (1968) . - *Les gneiss amygdalaires du Massif Central français*. Revue géographique physique et géologie dynamique. 2 vol. fasc. 3, Paris, pp. 177-195.
- CHENEVOY M et RAVIER J., (1971). - *Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central*. In: Symposium J Jung, *Géologie, géomorphologie et structures profondes du Massif Central français*, pp. 109-132.

- CHENEVOY ET AL, (1978). - *Carte géologique au 1/50 000 de la région de Valence, notice explicative B.R.G. S.G.N, Orleans.*
- CHENEVOY M., (1976). - *Notice carte géologique de Serrière (1/50000).*
- CHENEVOY M, MONJUVENT G et MANDIER P. (1977). - *Carte géologique de la France, TOURNON. 1/50 000. Mémoires du B.R.G.M.*
- CHIRON J.C., BOUILLER R., KERRIEN Y., GAILLARD C. et MANGOLD C., (1980). - *Carte géologique de la France, LYON 1/250 000. Mémoires du B.R.G.M.*
- COFFRANT D. et PIBOULE M. (1971). - *Les éclogites et roches associées des massifs basiques de St-Joseph (Monts du Lyonnais, Massif Central français). Bull. Soc. Géol. Fr, 7, XIII, 3-4, pp. 283-291.*
- COSTA S., LARDEAUX J.M. et MALUSKY H., (1989). - *39 Ar-40Ar dating in the Monts du Lyonnais area (french Massif Central): An uplifted complex in a collisional context. Terra Cognita. pp. 265.*
- COSTA S. et MALUSKY H. (1988). - *Datations par la méthode ³⁹Ar - ⁴⁰Ar de matériel magmatique provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France)Programma G.P.F. C.R.Acad.Sci. Paris, II, 306, p. 351-356.*
- COUTURIE J.P. (1977) - *Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français).- Ann. Sc. Univ. Clermont, 62, 320p.*
- CRITTENDEN M. D., CONEY P.J. et DAVIS G.H. (Editors), (1980). - *Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Mem. Geil. Soc. Am, 153, pp. 490.*
- DAVOINE P., (1975). - *Leptynites à mésoperthite, grenat, disthène, spinelle et dumortière dans les Monts du Lyonnais: étude préliminaire. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., XVII, 2-3, pp. 67-69.*
- DAVIS G.H., (1983). - *Shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. Geology, 11, pp. 342-347.*
- DAVY Ph. et GILLET Ph., (1986). *The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. Tectonics, 5, pp. 913-929.*
- DEMAY A. (1942). - *Microtectonique et tectonique profondes - Mem. Serv. Carte géol de France., Paris, 1, 247 p.*
- DEMAY A. (1948). - *Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. - Mem. Serv. Carte géol., Paris, 37, 259p.*
- DIDIER J. et DUPRAZ J., (1985). *Magmatic and metasomatic cordierite in the Velay granitic massif (french Massif central). In : The crust significance and granitic gneiss in the lithosphère. The ophastus publ., Athen, pp 35-77.*
- DUCROT J., LANCELOT J.R et MARCHAND. (1983). - *Datations U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie(Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth Planet. Sci. Lett. Oslo, 18, pp. 97-113.*

- DUFOUR E., (1985).- *Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France)*. *Lithos, Oslo*, 18, P. 97-113.
- DUFOUR E., LARDEAUX J.M. et COFFRANT D., (1985). *Eclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais: une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne*. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 300, pp. 141-144.
- DUFOUR E., PIBOULE M. et DUTHOU J.L., (1983). - *Les granulites des Monts du Lyonnais. Evolution métamorphique et premiers résultats radiométriques Rb/Sr*. *Terra Cognita, Strasbourg*, 3, 2-3, p. 197.
- DUFOUR E., (1982). *Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (MCF)*. Thèse 3^e cycle Lyon. 240p.
- DUPRAZ J et DIDIER J., (1988). - *Le complexe anatectique du Velay (Massif Central): structure d'ensemble et évolution géologique*. *Géologie de la France*. n° 4, pp. 73-88.
- DURAND C. (1981). - *Etude pétrographique et géochimique des spilites kératophyres et roches associées de la série dévono-dinantienne de la Brévenne (Massif Central français)*. Thèse 3^e cycle, Univ. Lyon, 138p.
- DUTHOU J.L et FLOCH J.P., (1989). - *Evolution tectonometamorphique du Massif Central*. *Bull. Soc. Geol. France.*, 8, V, pp. 667-693.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J et VIALETTE Y . (1984). - *Paleozoic granitoid from the french Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr system*. *Phys. Earth Planet. Int., Amsterdam*, 35, pp. 749-752.
- DUTHOU J.L., PIBOULE M., GAY M et DUFOUR E. (1981). - *Datations radiométriques Rb/Sr sur les orthogranulites des Monts du Lyonnais (Massif Central français)*. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 292, pp. 131-144.
- ENGEL W., FEIST R et FRANKE W (1980). - *Le carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire: rapport entre la mise en place des nappes et sédimentation*. *Bull. B.R.G.M Orléans* 2, 1, pp. 749-752.
- ENGLAND P.C et THOMPSON A.B. (1984). - *Pressure temperature paths of regional metamorphism. II. Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks*. *Jour. Petrol.* 25, pp. 929-955.
- FEYBESSE J.L., (1981). - *Tectonique et microtectonique de la région de Loquebrou (Cantal, Massif Central français)*. *Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller*. Thèse 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 182p.
- FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., JOHAN V., TEGYEY M., DUFOUR E., LEMIERE B et DELFOUR J., (1988). - *La série de la Brévenne (Massif Central français): une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque*. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 307, pp. 991-996.
- FLINN D. (1965). - *On the symmetry principle and the deformation ellipsoid*. *Geol. Mag.*, 102, pp. 36-45.

- FLOCH J.P. (1983). *Le socle métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif Central français)*. Thèse d'Etat, Univ. Limoges, 445p.
- FROST E.G et MARTIN D.L (1982). - *Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Colorado River region. California, Arizona and Nevada. Anderson-Hamilton Vol. Cordilleran Publ., San Diego, 608 p.*
- GARDIEN V et LARDEAUX J.M. (1991).- *Découverte d'éclogites dans la synforme de Maclas: extension de l'unité supérieure des gneiss à l'Est du Massif Central français. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, II, pp. 61-68.*
- GARDIEN V. (1990). - *Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression de Mont Pilat (Massif Central français): témoins d'une évolution tectonométamorphique polyphasée. C. R. Acad. Sci. Paris, 310, II, p. 233-240.*
- GARDIEN V., TEGYEY M., LARDEAUX J.M., MISSERI M et DUFOUR E., (1990). - *Crust-mantle relationships in the French Variscan chain: the example of the southern Monts du Lyonnais unit(eastern french Massif central). J. metamorphic Geol., 8, 477-492.*
- GARDIEN V., LARDEAUX J.M et MISSERI M. (1988). *Les péridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F) : témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. C. R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 1967-1972.*
- GARDIEN V. (1987). *Les laminations croûte/manteau dans les Monts du Lyonnais (M.C.F) Approches microstructurales, thermodynamique et cinétique. Mem DEA., Univ. Grenoble, 75p.*
- GASPARIK T. et LINDSLEY D.H., (1980). - *Pyroxenes, Rev. Mineral., Mineral. Sco. Washington DC, C.T PREWITT Ed. Rev. Mineral. 7, pp. 309-339.*
- GAY M., BRIAND B. et PIBOULE M (1982). - *Evolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif Central). Bull. BRGM. (2), I, 3, pp. 219-232.*
- GAY M., PETERLONGO J.M. et CAEN-VACHETTE M. (1981). - *Age radiométrique des granites allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central français). C. Acad. Sci. Paris. II, 293, pp. 993-996.*
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G et MERCIER J .C. (1986). - *Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 8, II, 5, pp. 849-860.*
- GODARD G. (1990). - *Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et Corindon dans le Morvan. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, série II, pp. 227-232.*
- GOLDSMITH J.R ., (1982). - *Plagioclase stability at elevated temperature and water pressures. Am. Mineral. 67, 653-675.*

- GRAHAM C.M et POWELL R., (1984). - *A garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona schists, Southern California. J. Metamorphic. Geol.* 2, pp. 13-31.
- GROLIER J. (1971).- *La tectonique du socle hercynien dans le Massif Central.- In: Symposium J. Jung, Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. - Plein Air Service, Clermont Ferrand, pp. 471- 474.*
- GUIHOT P., (1987). - *Failles normales ductiles et mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie: l'exemple du Mont Pilat (Loire). DEA, Montpellier, 95p.*
- GUILLOT P.L., AUTRAN A., CABANIS B et QUENARDEL J. P., (1983). - *L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogène varisque en France. In: Symposium Hercynides, Rabat, PIGC n°27 "Orogène Calédonien". Mém. Serv. Géol. Maroc (sous presse).*
- HAMET J. (1975). - *Etude systématique par la méthode 87Rb/87Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse d'Etat, Paris, 248p.*
- HOLLAND T.J.B., (1980).- *Amer. Mineral., 65, pp. 129-134.*
- JOANNY V., ROERMUND H.M.L et LARDEAUX J.M. *The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites : a potential geobarometer. (sous presse).*
- JUNG J. (1954) - *Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. - Ann. Herbert et Haug, Fac. Sci. Paris, 8, pp. 245-258.*
- KORNPROBST J. et VIELZEU D. (1984). - *Transcurrent crustal thinning : a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In: Kimberlites II. The mantle and crust-mantle relationships. (Eds Kornprobst), pp. 348-359. Elsevier, Amsterdam.*
- KORNPROBST J., BARD J.P., BRIAND B., CANTAGREL J.M., GUITARD G., KIENAST J.R., LASNIER B., LE CORRE C et SANTALLIER D. (1980). *Le métamorphisme en France. In: Autran A et Dercourt J. Eds., Evolutions géologiques de la France. 26è Congr. Géol. Int., Coll., C7, Paris., Mém. BRGM, 107, pp. 161-189.*
- KORNPROBST J. et POULAIN D. (1972). - *Relations structurales entre les "micaschistes supérieurs " et les "micaschistes inférieurs" dans la région de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). C.R.Acad. Sci. Paris, 274, pp.3511-3514.*
- LAMEYRE J., (1982). - *Contribution à la géologie du Limousin: arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 294, pp. 1237-1240.*
- LARDEAUX J.M., REYNARD B et DUFOUR E., (1989).- *Granulites à Kornérupine et décompression post-orogénique des Monts du Lyonnais . C. R. Acad.Paris, 308, II, pp.1443-1449.*
- LARDEAUX J.M et DUFOUR E. (1987). - *Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque . Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). C. R. Acad.Sci. Paris, II, 305, pp.*

- LARDEAUX J. M, GOSSO G, KIENAST J.R et LOMBARDO B. (1982). - *Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sézia-Lanzo (Alpes occidentales) et problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 7, XXIV, 4, pp. 793-800.*
- LASNIER B. (1977). - *Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut Allier). Les termes basiques , ultra-basiques et carbonatés. Thèse d'état, Nantes, 351p.*
- LASNIER B., (1968). - *Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais. Buul. Soc. Géol. France, 7, 179-185.*
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M ., FLOC'H J.P., LROUGE G., MAILLET N.? MARCHAND J et PLOQUIN A., (1989). - *Où sont les nappes dans le Massif Central français? Bull. Soc. géol. France, 8, ", pp. 605-618.*
- LEDRU P. et AUTRAN A. (1987). *L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin . Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevalche. In: Programme géologie profonde de la France. Doc. B.R.G.M, Orléans, 140, pp. 51-81.*
- LEROUGE G., QUENARDEL J.M et ROLIN P., (1983). - *La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif central français). In: Symposium Hercynides, Rabat, PICG n° 27, Orogène calédonien, . Mém. Serv. géol. Maroc, sous presse.*
- LOCHON P., (1985). - *Les métaleucogranites du Haut Vivarais et leur environnement, évolution et implication géodynamique. Thèse Univ. Lyon, 221 p.*
- MALAVIEILLE J. (1987 a). - *Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. J. Struc. Geol., 9, pp. 541-554.*
- MARCHAND J., (1974). - *Persistence d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3è cycle, Univ. Nancy. 207p.*
- MARESCH W.V., (1977). - *Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. Tectonophysics. 43, pp. 109-125.*
- MATTAUER M. et ETCHECOPAR A (1977). - *Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. In : Coll. Intern. CNRS, Ecologie et géologi de l'Himalaya , Paris, 1976, CNRS n°268, pp.261-267.*
- MATTAUER M., BRUNEL M et MATTE Ph., (1988). - *Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. C. R. Acad. Sci. Paris, 306, pp. 671-676.*
- MATTE Ph. (1986). *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, Amsterdam, 126, pp. 329-374.*
- MATTE P. et BURG J.P. (1981).- *Sutures thrusts and nappes in the variscan arc of western Europe : Plate tectonics implications.- Coll. Thrust and nappe tectonics, The Royal society, London.*

- MATTE Ph. (1976). - *Raccords des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. F. Kossmat symposium, Deutsche Akad. Naturforsch. Leopoldina, 224, pp. 239-262.*
- McCLAY H.R., NORTON M.G., CONEY P et DAVIS G.H., (1985). - *Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone. Nature, 334, pp. 147-149.*
- MEZURE J.F., (1981). - *Orientation préférentielle des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites: application à l'étude structurale des granites d'Egletons et de Meymac (Corrèze, Massif Central français). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7, XXIII, 6, pp. 641-649.*
- MONIER G., (1980). - *Pétrologie des granitoides du Sud-Milleval (MCF): Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3è cycle Univ. Clermont, 288p.*
- MONTEL J.M., WEBER C., BARBEY P et PICHAVANT M., (1986). - *Thermobarométrie de domaine anatectique du Velay (Massif Central français) et conditions de genèse des granites tardi-migmatitiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 302, pp. 647-652.*
- MOODY J.B., MEYER D et JENKINS J.E. (1983). - *Experimental characterisation of the greenschist amphibolite boundary in mafic system. Am. J. Sci. 283, pp. 48-92.*
- NORTON M.G., (1986). - *Late Caledonide extension in western Norway: a reponse to extreme crustal thickening. Tectonics, 5, 2, pp. 195-204.*
- NICOLLET C., (1977). - *Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes amphiboliques du Massif Central (Lézou, Rouergue). Bull. Soc. Fr. Minéral., C 100, pp. 334-337.*
- NICOLLET C. et LEYRELOUP A. (1978). - *Pétrologie des niveaux trondjémittiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites. Can. J. E. Sci.*
- PETERLONGO J.M. (1960). - *Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Ann. Fac. Sci. Clermont, 4, pp. 1-187.*
- PIBOULE M., BRIAND B. et BEURRIER M., (1982). - *Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central (France). Neues Jb. Miner. Abh., Stuttgart, 143, 3, pp. 279-308.*
- PIBOULE M. et BRIAND B. (1985). - *Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the french Massif Central: origin of protoliths. Chemical Geology, 50, pp. 189-199.*
- PIN C. et PEUCAT J.J. (1986). *Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif Central et le Massif Armoricain. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 8, II, 3, pp. 461-469.*
- PIN C. et VIELZEUF D. (1983).- *Granulites and related rocks in the variscan median Europe : a dualistic interpretation. Tectonophysics, Amsterdam, 93, pp. 47-74.*
- PIN C., IBARGUCHI G.B. et VIELZEUF D. (1983). *Eo-variscan subduction in median Europe as recorded by HP metamorphisme. Terra. Cognita, Strasbourg, 3, pp 3-3.*
- PIN C. (1981). - *Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: The "granite du Pinet" and the "Orthogneiss de Marvejols"(southern Massif Central). Neues Jb. Miner. Abh., 142, pp. 27-48.*

- PIN C., (1979). - *Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central)*. Thèse 3è Cycle, Univ, Montpellier. 205 p.
- PITOT P. (1984). - *Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structurale*. Thèse 3e Cycle, Univ. Lyon, 185p.
- PLYUSNINA L.P., (1982). - *Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, pp. 140-146.
- RAASE P. (1974). - *Al and Ti contents of hornblende indicators of pressure and temperature of regional metamorphism*. *Contrib. mineral. Petrol.* 45, pp. 231-236.
- RAHEIM A et GREEN D.H., (1974). - *Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partitioning coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene*. *Contrib. Mineral. petrol.* 48, pp. 179-203.
- RAMSAY J.G (1967). - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568p.
- REYNOLDS S.J et SPENCER J.E ., (1985). - *Evidence for large-scale transport on the Bullard fault, west central Arizona*. *Geology*, 13, pp. 353-356.
- ROQUES M. (1971) - *Structures géologiques du Massif central français*. - *Plein Air Serv. Ed Clermont-Ferrand*, pp. 17-32.
- SANTALLIER D., (1981). - *Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin (Massif Central français)*. Thèse d'Etat, Univ. Orléans, 2 vol, 340p.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. et PIBOULE M. (1988). - *Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme*. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 8, IV, 1, pp. 3-12.
- SERANNE M., et SEURET M., (1987). - *The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of extending crust*. In: M.P Coward, J.F Dewey and P.L Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 28, pp.537- 548.
- SPEAR F.S., (1980). - *NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, pp. 33-41.
- THOMPSON A.B et ENGLAND P.C., (1984). *Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks*. *Journ. Petrol.* 25, 929-954.
- THOMPSON A.B et RIDLEY J.R ., (1987). - *Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts*. *Philosophical transaction of the Royal Society of London*. A321. 27-45.
- WICKERT., (1988) - *Paleozoic evolution of continental crust in the Beaujolais Lyonnais area, northeastern Massif Central, France*. *Geol. Rund*, 77/2, pp. 467-482.
- WINKLER H.G.F. (1970). - *Abolition of metamorphic facies, introduction of the four division of metamorphic stage of a classification based on isograds in common rocks*. *N. Jb. Min. Mh.* 4, pp. 189-248.

Résumé:

Les chaînes de montagnes sont les témoins de perturbations et de réajustements thermiques et mécaniques aux paléo-limites convergentes des plaques. En reconstituer la genèse nécessite de combiner différentes approches (structurales, minéralogique, thermique et géochronologique,...) en différents secteurs de l'orogène afin de proposer un modèle géodynamique cohérent qui intègre le maximum de contraintes.

L'objectif de cette thèse est d'étudier, à partir de l'exemple de la bordure Est du Massif Central français, l'évolution thermomécanique de la chaîne Varisque.

Cette étude met en évidence, à partir de l'analyse des champs de déformation superposés et des chemins P-T, deux grands types d'évolutions qui caractérisent l'édification d'une chaîne de montagne:

- l'histoire en épaissement liée à la subduction et à la collision continentale. Ces phénomènes ont été établis à partir de l'étude des reliques pétrologiques et structurales localisées dans l'unité supérieure des gneiss. En particulier, la subduction lithosphérique a été démontrée par l'existence d'une course prograde dans des assemblages mantelliques. De plus, la juxtaposition des roches mantelliques et des roches crustales a été réalisée en régime de collision continentale.

- l'histoire post-épaissement qui décrit le retour à l'équilibre d'une portion de lithosphère préalablement épaissie. Par exemple, dans l'unité du Pilat, on constate le développement d'une faille normale ductile associée d'une part à un métamorphisme de BP-HT et d'autre part à la mise en place de dôme du Velay. Cette histoire tardive se manifeste donc par le développement d'anomalies thermique et gravitaire qui se surimposent aux événements précoces gouvernant ainsi la géométrie finie de la chaîne de montagne.

En résumé, dans l'Est du Massif Central français, nous avons un télescopage des différents étapes de la structuration d'une chaîne de collision. Ce secteur peut être considéré comme un modèle de l'évolution thermomécanique de la chaîne Paléozoïque.

Mots-clé: épaissement, amincissement, subduction, collision continentale, trajets P-T, champs de déformation, thermomécanique.