Géologie de la France, nº 4, 1984, pp. 95-125, 18 fig.

Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1^{re} partie : analyse géométrique et chronologie des phases

superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional.

Gérard Guitard*, Jacques Geyssant** et Bernard Laumonier***

Mots-clés: Orogénie hercynienne, Primaire inf., Tectonique superposée, Schistosité, Pli, Micropli, Auréole métamorphique, Métamorphisme régional, Pyrénées orientales (Mont Canigou)

Résumé

Cette étude est une analyse structurale détaillée des plissements hercyniens tardifs (postérieurs aux plissements synchrones de la schistosité régionale dite S₃ : phase φ_3) prédominants dans le Paléozoïque inférieur métamorphique (mésozone) appartenant au flanc nord du dôme gneissique du Canigou et de la Carança. Les orientations des éléments structuraux des plis à l'échelle de l'affleurement ont été systématiquement mesurées dans trente « sites » dont chacun est « homogène » relativement à S3. La géométrie comparée de ces sites conduit à la notion de plissements superposés polyphasés de type «plis semblables». Cette tectonique est envisagée dans sa disposition actuelle. En tout, cinq phases de plissements tardifs sont dénombrées avec, dans l'ordre chronologique, φ_4 , φ_5 , φ_6 , φ_7 , φ_8 , la phase majeure étant φ_6 pratiquement coaxiale de o4. Il existe généralement des différences systématiques de taille entre les plis des différentes phases, ce qui explique la conservation locale du cylindrisme. Il est possible de tester la chronologie proposée à partir de l'analyse géométrique du terrain à l'aide de modèles géométriques faisant intervenir localement l'ordre de la superposition.

En comparant les plissements polyphasés dans l'auréole de contact du granite de Mont-Louis et dans les terrains homologues à distance de l'auréole, on peut situer l'époque de mise en place du granite par rapport à la tectonique superposée: cette mise en place s'est effectuée en deux épisodes principaux échelonnés entre φ_3 et φ_7 dont le dernier, intéressant la masse la plus importante du granite (lobe), est quasisynchrone de φ_7 . Dans l'auréole de contact, la recristallisation des minéraux débute après φ_3 et se poursuit après φ_7 . Les isogrades du métamorphisme régional sont ployés par les plis φ_7 et recoupés par l'auréole de contact, mais la croissance des porphyroblastes a pu se poursuivre après la «montée» des isogrades dans le bâti, pendant la phase 7.

Abstract

This paper gives the results of a detailed structural analysis made in the metamorphosed early Paleozoic rocks on the north flank of the medium-grade Canigou Carança gneiss dome. The structures studied are Hercynian late-stage folds that post-date the folding that accompanied the formation of the regional schistosity, S₃, during the φ_3 deformation phase.

The orientation of the structural elements of outcrop-scale folds was measured at thirty sites, each of which was homogeneous relative to S₃. Comparison of fold geometry at these sites indicates that polyphase "similar" style folding has resulted in the present disposition of structures. Five of these late fold phases have been distinguished, and are termed successively φ_4 , φ_5 , φ_6 , φ_7 and φ_8 . The most important of these was φ_6 , which was essentially coaxial with φ_4 . Folds of the various phases show systematic differences of scale, which accounts for the local preservation of cylindrical geometry. The fold chronology proposed can be tested by geometric analysis using models that locally introduce superposition of folds in the proposed order.

Comparison of the polyphase folding in the contact aureole of the Mont Louis granite with that in comparable terrain farther from the granite gives the time of emplacement of the granite relative to the fold sequence. This occurred in two principal overlapping episodes between φ_3 and φ_7 , the second and more important being more or less synchronous with φ_7 . Recrystallisation in the contact aureole began after φ_3 and continued after φ_7 . The regional metamorphic isograds are bent by the φ_7 folds and crossed by the contact aureole, but porphyroblast growth continued, during φ_7 , after the rise of the regional isograds.

- Pétrologie métamorphique, équipe associée au CNRS UA 040 727, Université Pierre et Marie Curie, Tour 26, E3, 4 Pl. Jussieu – Paris 75230 Cedex 05.
- Département de Géotectonique, Laboratoire associé au CNRS nº 215, Université Pierre et Marie Curie, T. 26, E1, Pl. Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

** École des Mines. Laboratoire de Géologie, Parc de Saurupt, 54042 Nancy Cedex.

INTRODUCTION

Le présent travail est une tentative d'analyse détaillée des plissements interférents dans un volume suffisamment entaillé et affleurant de Paléozoïque inférieur métamorphique appartenant au flanc nord de la mégastructure antiforme du massif du Canigou et de la Carança (dôme gneissique) qui forme l'ossature des Pyrénées catalanes hercyniennes. Cette mégastructure est postérieure à la tectonique de plis couchés de style pennique caractérisant les phases de plissement précoce de l'orogenèse hercynienne de ces massifs. Notre étude fait suite à celle des plis précoces affectant le domaine le moins métamorphique de cette région (épizone à chlorite, cf. ci-après) et intéresse des terrains grésopélitiques transformés par le métamorphisme régional mésozonal (zone de la biotite à zone de l'andalousite) localement injectés d'intrusions granitoïdes de dimensions diverses. Dans tout ce domaine, ce sont les plissements tardifs (postérieurs aux plis précoces précédents) qui sont prépondérants à l'échelle de l'affleurement et de la mégastructure.

Deux aspects méritent d'être soulignés :

— Dans la première partie, l'étude analytique de nombreux « sites » aboutit à la notion de plissements polyphasés. Tous ces plis appartiennent à la catégorie des plis dits « semblables ». Il est alors possible de tester la chronologie proposée à partir de l'analyse géométrique de terrain, à l'aide de modèles géométriques adaptés à chaque cas et faisant intervenir *l'ordre de la* superposition.

— Dans la seconde partie, il est tenu compte de l'effet de la chronologie pour restituer la géométrie des phases tardives les plus anciennes, d'où un essai de rétrotectonique analytique permettant de lier micro et mégastructure pour chacune des phases dénombrées.

Enfin, le but de ce travail est aussi de contribuer à l'élaboration d'études rendant possibles et fructueuses des *comparaisons inter-régionales* offrant la possibilité de discuter de l'importance relative des deux mécanismes principaux expliquant l'existence des structures plicatives majeures que sont les dômes gneissiques des Pyrénées : classique raccourcissement par plissements superposés (polyphasés) et/ou diapirisme.

Le Paléozoïque inférieur azoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales, attribuable au Cambro-Ordovicien, comprend deux grands ensembles litho-stratigraphiques: la «série» de Canaveilles à la base et la «série» de Jujols au sommet. Cette division introduite par P. Cavet (1957) n'est qu'une approximation commode, car la limite entre les deux séries est arbitraire et le plus souvent mal définie sur le terrain¹. La présente étude fait suite à un travail consacré à l'analyse des plissements hercyniens précoces dans la série de Jujols, au flanc méridional du synclinal de Villefranche-de-Conflent, appartenant au versant nord de la couverture des gneiss du Canigou (Laumonier et Guitard, 1978). On peut, en effet, distinguer lors de l'orogenèse hercynienne des plissements précoces et des plissements tardifs : les premiers sont antérieurs ou synchrones du développement de la schistosité régionale dominante, omniprésente, plan axial de plis couchés. Les seconds plissent cette schistosité régionale (Guitard, 1967, 70). Depuis, l'étude citée des plis précoces a permis d'identifier trois épisodes de plissements précoces dont le dernier est marqué par le développement de la schistosité régionale dominante, d'où l'appellation S, donnée à cette dernière (Laumonier et Guitard, 1978)².

Étant donné la généralité de la schistosité S_3 et sa facile identification sur le terrain, nous l'avons choisie comme surface de référence pour l'étude des plissements tardifs, de préférence à la stratification S_0 . En effet, dans la partie inférieure de la couverture (base de la série de Canaveilles), cette dernière est très souvent affectée de plis très serrés, subisoclinaux, couchés, appartenant aux phases P_2 et P_3 , alors qu'au moment où s'installaient les premiers plissements tardifs, les surfaces S_3 n'étaient pas plissées.

Ce travail aborde de manière approfondie la tectonique des plissements hercyniens tardifs de la série de Canaveilles dans un domaine limité, celui du versant nord du Canigou intéressé par la carte géologique de Prades à 1/50 000. Deux régions ont été retenues, relativement peu affectées par la tectonique posthercynienne: la région d'Olette-Fontpédrouse à l'ouest (fig. 1a), celle de Ballestavy à l'est (fig. 1c). L'ensemble est situé sur la retombée nord d'une structure hercynienne majeure, le vaste bombement brachyanticlinal affectant le socle du Canigou et sa couverture paléozoïque (fig. 1b). Cette mégastructure est l'une des manifestations des plissements tardifs (Guitard, 1970) et, comme nous le verrons, elle appartient à la phase φ_6 de la présente étude qui impose la structure dominante à cette partie de la zone axiale des Pyrénées catalanes. A une tout autre échelle, celle de l'affleurement, les plis tardifs constituent dans la série de Canaveilles des systèmes de microplissements dont la direction axiale dominante oscille entre 90° et 140° avec faible plongement vers l'est. Des directions différentes (50° et Nord-Sud) laissent présager l'existence de plusieurs familles de plis superposés (Guitard, 1967, 70). Dans son travail sur la tectonique de la série de Jujols, Laumonier (1975) a montré l'existence de mégaplis tardifs non accompagnés, en





massif de la Carança). Pointillés: terrains paléozoïques. Croix: granites (3: granite de Montlouis). Blanc: terrains posthercyniens et Z.N.P.: Zone Nord-Pyrénéenne, Z.S.P.: Zone Sud-Pyrénéenne.

Le lecteur pourra se reporter à la notice explicative de la carte géologique Prades (257) à 1/80 000.

S, a été appelé S₁ dans les travaux antérieurs. Les plissements tardifs y ont été désignés P₂ et les schistosités associées par S₂, nomenclature qui n'est plus adoptée dans cet article.



FIG. 1a. – Carte géologique simplifiée de la région Olette-Fontpédrouse située au nord de la faille de la Têt indiquant quelques bancs repères de la « série de Canaveilles » et la position des sites microtectoniques étudiés.

- 1º microconglomérat et grès d'Évol
- 2° porphyroïde
- 3º sapropélites (schistes carburés) de Tuévol
- 4º marbres du groupe V de la «série de Canaveilles»
 5º gneiss œillés du Canigou
- 6º granite de Mont-Louis
- 7º isograde régional de la cordiérite
- 8º isograde régional de l'andalousite
- 9° limite externe des schistes tachetés ou des cornéennes de contact de l'auréole du granite de Mont-Louis
- 10° pendage moyen de la schistosité régionale (S3m) dans les sites choisis
- 11° failles
- Les sites sont délimités et caractérisés par un numéro.

général, de microplissements homologues. Dans la couverture du versant nord du Canigou, on observe entre les deux domaines précédents une limite assez nette, à partir de laquelle les microplissements se généralisent.

La première partie de ce travail analyse les plissements superposés dans leur complexité et leur disposition actuelle et les situe dans une chronologie cohérente. Elle essaye, en outre, de préciser par les données microtectoniques l'époque de la mise en place du massif granitique de Mont-Louis limitant à l'ouest la région étudiée, ainsi que les relations entre les plis tardifs et le métamorphisme régional affectant à des degrés divers l'ensemble de la série paléozoïque et le socle antéhercynien.

Méthode utilisée

Comme dans tout travail d'analyse structurale étendu à une région, nous avons adopté un point de vue statistique : 30 sites ont été choisis pour leur homogénéité vis-à-vis d'un élément structural, la schistosité S_3 , dont on peut définir pour chaque site une orientation moyenne S_3m . La répartition des sites est indiquée sur les figures 1a et 1c. Dans chacun d'eux, on s'est efforcé de mesurer de façon aussi complète que possible les orientations de tous les axes, plans axiaux et schistosités afférentes affectant les surfaces S_3 de référence, les résultats étant reportés sur des diagrammes en projection équi-aréale¹. Le choix des sites est surtout guidé par le tracé des routes permettant d'observer et de mesurer en continu. Environ 3 500 mesures ont été utilisées au cours d'un travail échelonné sur plusieurs années.

La superposition des plissements provoque la variation de l'orientation des éléments structuraux d'une même phase, ce d'autant plus, généralement, que cette phase est ancienne. Cependant, la géométrie de la déformation obéit statistiquement aux lois des surfaces plissées cylindriques et l'on peut analyser, au moins localement, les plis à l'aide des propriétés des plis cylindriques. Cette possibilité résulte fondamentalement du *développement irrégulier des phases tardives de plissement*, comme cela ressortira particulièrement de la seconde partie de cette étude : les diverses familles de plis superposés sont généralement de dimensions différentes, et lorsque ces dimensions sont comparables, les superpositions ne sont que locales. En outre, comme nous le verrons, tous les plissements tardifs étudiés peuvent être interprétés comme des « plis semblables » par l'analyse géométrique des diagrammes



FIG. 1b. – Coupe dans le secteur d'Olette-Fontpédrouse passant approximativement par les sites 21, 20, 6 et 4. La figure montre l'allure du méga-anticlinal de Canaveilles-Fontpédrouse dont le plan axial S₆ est indiqué. Les principaux «strain-slips» développés dans la vallée du Cabril sont indiqués. Même échelle que 1a. Cal. = marbre du groupe V de la «série de Canaveilles» ; Car. = schiste carburé de Tuévol ; por. = porphyroïde.

FIG. 1c. – Situation des sites microtectoniques dans la région de Ballestavy.

1: Quaternaire; 2: « série de Canaveilles »; 3: gneiss œillés du Canigou; 4: failles; 5: isograde régional de la cordiérite.

équi-aéraux. Réciproquement, l'assimilation des plis à des plis semblables en simplifie considérablement l'étude et ce postulat sera justifié a posteriori par la cohérence des résultats et les conséquences qui en découlent dans la seconde partie de ce travail.

1. Projections de l'hémisphère inférieur.



LES PLISSEMENTS HERCYNIENS TARDIFS DU CANIGOU (1" PARTIE)



FIG. 1d. – Localisation du secteur étudié sur la retombée nord de l'anticlinal de la Carança. Coupe schématique à l'échelle.

Légende des diagrammes structuraux

So: stratification: petits ronds creux

S₃: schistosité régionale précoce principale: petits ronds pleins

S'₃: plans de diaclases post S₃ et anté S₄: grands ronds pleins barrés

S₄ à S₈: schistosités et plans axiaux tardifs

S4: grands ronds creux centrés d'un point

- S₅: triangles creux
- S_6 : triangle noir
- S7: carré noir
- S₈: carré blanc

Les plans de dispersion des axes et linéations autres que les plans axiaux sont désignés par une étoile.

Les linéations et les axes de plis correspondant à la phase de plissement sont désignés par le même symbole associé à un trait noir suivant la direction.

Les directions de glissement sont indiquées par une étoile associée à un trait noir suivant la direction.

I – ANALYSE GÉOMÉTRIQUE ET CINÉMATIQUE DES PLISSEMENTS SUPERPOSÉS

A - Plis et microplis de phase 4 et de phase 6 dans les sites 1, 2, 3, 4

Échelonnés le long de la partie orientale de la route de Sansa (D 4) jusqu'à Olette, leur microtectonique tardive peut être considérée comme très représentative des systèmes de microplis affectant la série de Canaveilles dans la «zone de microplissement». Dans tout ce secteur, les microstructures tardives sont suffisamment éloignées de la bordure du granite de Mont-Louis pour échapper à son influence. Par ailleurs, les tectoniques superposées sont assez uniformes tant par la nature des familles de plis associés que par leurs orientations caractéristiques. Les faibles différences d'orientation perceptibles d'un site à l'autre ne dérangent que peu une schistosité régionale $S_{3,a}$ assez fort pendage général au nord-est sur laquelle se sont imprimées les microstructures postérieures objets de cette étude. Ce préambule justifie donc le choix de ces sites pour débuter l'analyse tectonique détaillée.

Plusieurs phases de plissements tardifs, d'inégale importance, déforment la schistosité S₃ prise comme surface de référence, le plus souvent accompagnées de crénulations et de schistosité de type «strain-slip» bien développée dans la zone de charnière des plis. Les structures observables à l'échelle de l'affleurement sont essentiellement des microplis centi à décimétriques, plus rarement métriques, localement cylindriques : plis ouverts, à charnière arrondie ou en chevron selon la nature du matériau plissé et les alternances litho-stratigraphiques (métapélites, métagrauwackes, quartzites). Il s'y ajoute parfois des bandes de pliage (kink-bands).

Dans les sites 1, 2, 3 et 4 n'apparaissent pratiquement que des microplis d'axes statistiquement 100-120° dont les pendages axiaux, matérialisés souvent par une schistosité de crénulation, sont, en revanche, fort variables. On peut être tenté d'attribuer cette variabilité à des phénomènes « d'éventail de schistosité », fréquemment observés localement dans les bancs les plus compétents. Mais cette explication s'avère insuffisante car :

— Le report brut sur diagrammes des orientations axiales et de celles des plans axiaux mesurés dans l'ensemble de ces sites montre à l'évidence deux groupes de plans axiaux tardifs distincts: l'un raide, l'autre plutôt plat. Par contre, les axes ne fournissent qu'une seule concentration (cf. fig. 2a).

 Les affleurements montrent tantôt la coaxialité des axes des deux groupes de plans, tantôt l'existence de deux familles de crénulations et d'axes d'orientations voisines mais nettement distinctes.



FIG. 2. - Microtectonique des sites 1, 2, 3 et 4 (route d'Olette à Sansa).
a) report brut des plans de strain-slip et des axes de microplis antérieurement au travail entrepris d'après les mesures de Guitard (1970) et Laumonier (1975).
b) microtectonique du site 1. c) microtectonique du site 2. d) microtectonique des sites 3 et 4.

— On observe aussi des aspects de superposition dans les microplis tardifs avec torsion des crénulations et des plans de «strain-slip» les plus anciens, ce qui traduit l'existence de «phases» ou épisodes de plissement chronologiquement distincts (cf. fig. 2e).

Dans les sites considérés, deux familles de plissements tardifs étroitement associés mais inégalement développés sont apparus successivement, plissant en particulier la schistosité régionale S_3 : ce sont dans l'ordre chronologique les plis P_4 et les plis P_6 (fig. 2e).

a) les plis P₄ sont de plus grande dimension, décimétriques à métriques. Caractérisés par des plans axiaux relativement

plats, pentés généralement vers le nord, ce sont des *plis en chaise* asymétriques avec un flanc long S_3 dominant penté au nord-est et des flancs courts souvent très réduits pentés sud ou sud-ouest. Les axes A_{4-3} sont dispersés entre 90 et 140°. Plongement généralement faible vers l'est.

b) les plis P_6 sont d'ordinaire les plus petits avec des plans axiaux redressés souvent pentés vers le sud. Ces *plis droits* sont habituellement asymétriques avec un flanc dominant de S_3 vers le nord ou le nord-est et un flanc court penté sud ou sudouest. Les orientations axiales varient entre 90 et 140°, le plongement le plus fréquent étant vers l'est et plus rarement vers l'ouest.



FIG. 2e. – Exemple de plis de phase 4 et de phase 6 superposés (site 12).

La comparaison des diagrammes \triangle_1 , \triangle_2 et \triangle_{3-4} montrent que ces deux familles de plis, statistiquement coaxiales, offrent cependant des différences :

- Les axes A_{6-3} sont souvent plus dispersés que les axes A_{4-3} (cf. également le site 14). Cette dispersion s'effectue en particulier dans le plan S_6 moyen et se traduit par une assez grande variabilité des plongements des plis P_{6-3} . Ceci résulte du plissement antérieur de S_3 par les plis P_4 . Cet effet joue aussi pour les axes Δ_{6-0} mais on doit en outre envisager dans ce cas l'influence possible des plis P_3 ou antérieurs. Cependant, les sites considérés appartiennent à un domaine où les plis précoces dominants sont des plis P_3 couchés et serrés avec large prépondérance du flanc long, de sorte que les surfaces S_0 dominantes lors de l'installation des plis P_4 étaient assez voisines des surfaces S_3 , voire quasi-confondues.

— Les axes A_{4-3} et A_{6-3} étant souvent confondus ou voisins, les concentrations respectives sont généralement superposées et mélangées sur les diagrammes. Dans ces conditions, il n'est formellement pas possible de faire la part entre les phénomènes d'éventail S_4 et l'influence du replissement des plans S_4 par les plis P_6 sur la dispersion observée des plans S_4 qui se fait généralement dans une ceinture coïncidant avec une ceinture A_{4-3} mais aussi A_{6-4} . Toutefois, le diagramme Δ_2 montre des concentrations A_{6-3} et A_{4-3} suffisamment distinctes bien que chevauchantes.

- Alors que les plis et crénulations 4 et 6 sont ubiquistes dans les sites considérés, on observe quelques crénulations isolées, exceptionnelles dans \triangle_2 , plus fréquentes dans \triangle_4 , caractérisées par des directions à tendance nord-sud et des plongements assez forts vers le nord, dont les orientations des plans axiaux ne sont pas mesurées. Ces éléments peuvent constituer une troisième crénulation associée aux deux précédentes sur une même surface S₃ locale. Par comparaison avec les diagrammes suivants, nous les attribuerons à la famille P₇ dont ils représentent une manifestation très amortie. C'est aussi l'effet de P₇ qui explique la dispersion en direction des axes A_{6-3} de Δ_2 (cf. cidessous). Toutefois cet effet de dispersion est probablement moindre qu'il n'apparaît car il est probablement atténué par la position de ces axes proche de la périphérie du diagramme où la distorsion des petits cercles sphériques par la projection équiaréale est la plus prononcée.

En conclusion, les sites 1, 2, 3 et 4 sont caractérisés par l'abondance des plis de phase 4 et de phase 6 superposés. La phase 5 n'y est pas connue et la phase 7 est inexistante ou très atténuée sauf peut-être dans le site 2. Les diagrammes sont donc très uniformes quant à la nature et à l'orientation des éléments structuraux compte tenu de la quasi-coaxialité des A_{4-3} et des A_{4-6} . On remarquera que d'autres diagrammes sont très comparables: \triangle_{12} , \triangle_{14} , \triangle_{16} (malgré la présence d'axes A_{5-3}), \triangle_5 (malgré la présence d'axes A_{7-3}).

Comportement en «pli semblable» des plis de phase 4 et de phase 6. Systèmes de glissement correspondants

Nous allons examiner comment, à partir des sites 1, 2 et 3-4 non ou peu perturbés par les plis de phase 5 et de phase 7, il est possible d'étudier dans les meilleures conditions la déformation par les plis P4 et par les plis P6 de linéations antérieures à ces plissements afin de déduire leur comportement cinématique (Ramsay J.-G., 1967). La fréquente co-axialité entre A4-3 et A₆₋₃ empêche l'utilisation pratique de la déformation des linéations A4-3 par les plis P6. Par contre, on peut pallier cet inconvénient à l'aide des linéations précoces A3-0 dans les domaines où celle-ci est facilement décelable ce qui est le cas des affleurements de la route de Sansa. Toutefois, l'emploi des axes et linéations A_{3-0} nécessite certaines précautions car ces axes peuvent être déjà dispersés dans S_3 lors de la tectonique précoce P3, phénomène étranger aux plissements tardifs (cf. Laumonier et Guitard, 1978). En particulier, on observe souvent au cours de la phase 3 deux directions dominantes d'axes A₃₋₀ dans S₃: l'une 30° à 60°, l'autre 90° à 120°. Il faut donc soit ne considérer sur les diagrammes de site que des guirlandes de dispersions distinctes du plan S₃m car il y a ambiguïté sur l'effet de plis précoces ou de plis tardifs, soit déterminer pour des plis tardifs individuels les plans de dispersion $\delta_4(3)$ ou $\delta_6(3)$. Ces deux procédés ont été utilisés.

Le diagramme \triangle_1 montre la dispersion des linéations d'intersection A_{3-0} dans un g.c.⁽¹⁾ pour deux plis P_6 , ce qui définit les plans de dispersion $\delta_6(3)$. Ces plis sont donc de type « semblable» et l'on peut construire deux droites de glissement d'orientation très voisine $G_6 = 80^{\circ}W74^{\circ}$ et $63^{\circ}W77^{\circ}$. Sur \triangle_2 , les linéations A_{3-0} étaient initialement disposées dans le plan S_3 m suivant deux directions dominantes, l'une N-S, l'autre 60° . L'effet de P_6 a été de déformer ces deux groupes de linéations précoces dans deux plans distincts possédant une intersection commune avec le plan S_6m : d'où la droite de glissement $G_6 = 60^{\circ}SW80^{\circ}$ dont l'orientation est presque analogue à celle de \triangle_1 . Ainsi, les droites de glissement G_6 sont-elles quasiverticales et presque perpendiculaires aux axes A_{6-3} .

Sur le diagramme $riangle_{3-4}$ la dispersion de A₃₋₀ par un pli P₄ se fait très correctement sur une portion de g.c. correspondant au plan $\delta_4(3)$. Ceci montre le caractère semblable du pli P₄. La droite de glissement G₄ = 80°E10° construite à partir du plan

^{1.} g.c.: grand cercle de la projection

 S_4m est cette fois quasi-horizontale, faisant un angle faible avec $A_{4-3}m.$

Ces orientations de G_4 et de G_6 déterminées pour des cas favorables se retrouvent sur d'autres diagrammes de la route de Sansa. Ainsi, sur Δ_5 est indiquée la construction de $G_6 = 119^{\circ}W74^{\circ}$ quasi-perpendiculaire à l'axe A_{6-3} m pour un pli P_6 déformant A_{3-0} . On notera que la dispersion des A_{3-0} s'effectue également sur une guirlande dont la position est intermédiaire entre S_3 m et S_4 m ce qui rend ambiguë l'estimation de $G_4 = 84^{\circ}E16^{\circ}$, valeur cependant très voisine de celle obtenue sur Δ_4 . Enfin, sur Δ_{10} , est porté le g.c. de dispersion $\delta_4(3)$ d'un pli P_4 conduisant à $G_4 = 69^{\circ}E06$.

En conclusion, les systèmes de glissement suivants ont été déterminés pour les plis P_4 et P_6 (tableau 1).

P ₄	Plan de glissement	Droite de glissement	
Δ_{3+4}	$S_4 = 03^{\circ} E 10^{\circ}$	$G_4 = 80^{\circ} E 10^{\circ}$	
Δ_{s}	$S_4 = 138^{\circ} \text{ NE } 20^{\circ}$	$G_4 = 84^{\circ} E 16^{\circ}$	
Δ_{10}	$S_4 = 12^{\circ} E 06^{\circ}$	$G_4 = 69^{\circ} E 06^{\circ}$	
P ₆	Plan de glissement	Droite de glissement	
Δ_1	$S_6 = 117^{\circ} S 80^{\circ}$	$G_6 = 71^{\circ} W 76^{\circ}$	
Δ_{2}	$S_6 = 120^\circ S 80^\circ$	$G_6 = 60^\circ W 80^\circ$	
1.	$S = 90^{\circ} N 85^{\circ}$	$G_{c} = 119^{\circ} W 74^{\circ}$	

TABL. 1.

$B - Mégaplissements tardifs P_4 et P_6.$ Rôle majeur de P₆ dans la structuration tardive du bâti

On peut admettre qu'à l'issue de la phase précoce P_3 les schistosités régionales S_3 étaient partout sensiblement horizontales⁽¹⁾. Les orientations actuelles de S_3 étant variables d'un site à l'autre et à l'échelle de la carte d'ensemble, ceci traduit le plissement en grand de cette surface de référence par des mégaplis tardifs. Ces plis, de dimensions kilométriques, sont en fait d'importance et de dimensions très différentes. Nous allons voir qu'ils peuvent être comparés et identifiés aux familles de petits plis étudiés dans les divers sites. On envisagera d'abord les plis de phase 4 et de phase 6, d'autres mégaplis étant examinés ci-dessous.

1) Mégaplis de phase 4

Bien que les plis P_4 soient souvent dominants à l'échelle de l'affleurement, ils n'excèdent que très rarement des dimensions

pluridécamétriques. La seule grande structure identifiable à P_4 est l'anticlinal d'Évol étudié par Laumonier (1975) qui limite au nord la région d'Olette considérée dans cette étude. Ce grand anticlinal tardif est bien défini à l'ouest d'Évol où il plisse en particulier un niveau micro-conglomératique dont les contours cartographiques matérialisent la charnière du pli (cf. fig. 1a). Cet anticlinal s'ennoie axialement vers l'ouest alors qu'il affecte vers l'est la vallée de la Têt au nord d'Olette et de Marians. Il est dans son ensemble déversé vers le nord. Le flanc long de l'anticlinal, flanc normal, est à pendage S₃ faible à modéré vers le nord alors que le flanc court « inverse » est à pendage S₃ plus raide vers le sud, le passage d'un flanc à l'autre se





Cette disposition ne signifie pas que la schistosité S₃ ait pris naissance horizontale. L'horizontalité est probablement acquise à la fin de la phase 3 lors d'un réajustement isostatique conséquence du raccourcissement crustal ayant provoqué les phases précoces tangentielles P₂ et P₃ (cf. Guitard, 1970, p. 273).

faisant par des pendages verticaux (cf. fig. 3a). Les pôles S₁ sont globalement distribués dans une ceinture définissant un axe 100°W15°. Mais l'examen plus détaillé du diagramme montre que le cylindrisme est mieux vérifié si on sépare les pôles S₃ des deux flancs de la structure : on définit alors un axe 114W11° pour le flanc long et un axe 89W18° pour le flanc court. Quant au plan axial, il est probablement à faible pendage vers le sud, son pôle se situant dans la portion «vide» entre les deux ceintures partielles précédentes. La charnière est plutôt aigüe, si l'on tient compte de la relative rareté des plans S₃ verticaux. En somme, le style du pli tardif de l'ouest d'Évol est à rapprocher de celui des plis en chaise de la famille P4. Seul le faible plongement axial vers l'ouest diffère des faibles plongements axiaux vers l'est des axes A4-3. Le synchronisme entre ce méga-anticlinal et les plis P4 est très vraisemblable. Les plongements opposés des axes, faisant d'ailleurs un angle faible avec l'horizontale, ne sont pas un obstacle majeur à cette interprétation, si l'on se rappelle que les changements d'échelle en tectonique ne sont pas nécessairement homothétiques.

En fait, le pli d'Évol n'est relativement cylindrique que dans le profil ayant servi à établir le diagramme de la figure 3a, les contours confirmant qu'il n'est pas cylindrique à l'échelle de la carte.

Le diagramme de la figure 3b a été obtenu en mesurant simplement des plans S_3 dans le large secteur compris entre les sites 2 à 5 de la route D14 et le village d'Évol. Il montre la possibilité d'étendre la structure précédente à l'ensemble du secteur. Cependant, la géométrie réelle n'est pas celle d'un simple mégapli de phase 4 contrairement à l'analogie des figures 3a et 3b. Il faut en particulier tenir compte de l'influence de la phase 7 (cf. ci-dessous).

Dans la série de Canaveilles au sud de la route D 4, il est encore possible d'observer quelques plis P_4 hectométriques qui expliquent, comme nous le verrons, la géométrie de certains diagrammes caractérisés par des axes de microplis très plongeants.

2) Mégaplis de phase 6 (anticlinal de Canaveilles -Fontpédrouse)

Entre Canaveilles et Fontpédrouse, la schistosité régionale S₃, tant dans la série de Canaveilles que dans les gneiss du socle cadomien, subit une variation remarquable de pendage traduisant l'existence d'un plissement en grand de l'ensemble. Ceci permet de construire un axe de plissement tardif général représentatif du domaine considéré comme l'indique la figure 4. Cet axe est 100°E10° pour la couverture paléozoïque, 100°E24° pour les gneiss sous-jacents. Il est en gros parallèle aux axes A4-3 et A6-3 mesurés et partant contemporain de P4 ou de P₆; étant donné la fréquence dans ce secteur des schistosités S3 plates assurant le raccordement entre les flancs à pendage nord et à pendage sud, on peut supposer que le plan axial correspondant est raide et qu'en définitive les sites 18, 19, 20 et 21 correspondent à la clé de voûte d'un mégapli de phase 6 dont le flanc nord, assez fortement penté, débute à Canaveilles et se développe largement dans tout le secteur septentrional, alors que le flanc sud localement développé entre le Llar et Fontpédrouse représente le flanc court.

On retrouve donc dans la portion de la vallée de la Têt comprise entre Olette et Fontpédrouse le dispositif général du



FIG. 4. – Reconstitution de l'axe du mégapli anticlinal P₆ de Canaveilles-Fontpédrouse à partir des nuages de pôles S₃ des sites 16, 17, 18, 19, 20 et 21.

 Les trais pleins correspondent aux mesures dans le Paléozoïque, les traits en pointillés à celles dans les gneiss.

méga-anticlinal de la Carança défini dans les gneiss du Canigou (Guitard, 1970) dont l'axe a été estimé comme 114°E07° avec un plan axial 126°NE84°. Le mégapli de Canaveilles-Fontpédrouse est un repli homologue affectant le flanc nord de l'anticlinal de Carança et venant buter sur la bordure orientale du granite de Mont-Louis. Ainsi le mégapli de la Carança peutil être rapporté à la phase 6. D'où cette conclusion importante : à l'échelle de la zone axiale de cette partie des Pyrénées catalanes, *la schistosité régionale S₃ est fondamentalement replissée par P₆ dont les mégaplis fournissent les structures tardives majeures.* on peut raisonnablement admettre que, dans ces conditions, antérieurement à P₆ et à la même échelle, S₃ était statistiquement presque partout proche de l'horizontale. Les domaines à S₃ plate ou peu pentée sont donc les moins affectés par P₆.

De tels domaines dominent dans la partie méridionale de la région étudiée (cf. $\triangle_{18-19, 20, 21}$) et sont remarquables par le faible développement des microplis P6. Il est à noter, par ailleurs, que la phase 7 y est importante mais que paradoxalement elle plisse assez faiblement S_3 (cf. $\triangle_{18-19, 20}$). Cette contradiction de glissement proche de l'horizontale et, de ce fait, faibleles plis 7 étant de type semblable et caractérisés par une direction de plissement proche de l'horizontale et, de ce fait, faiblement oblique ou quasi-parallèle à la surface S3 au moment de l'initiation des plis P7, le plissement 7 reste peu marqué bien que la phase de déformation 7 y soit intense (cf. Ramsay, 1967, p. 470). Au contraire entre Canaveilles et Olette ($\triangle_{12, 13, 14, 16}$) S3 est très redressée par l'effet du basculement P6, mais la phase 7 y est peu intense et les plis 7 peu développés, ce domaine étant le plus éloigné du contact granitique (cf. cidessous). Il résulte de ces deux circonstances que le mégapli 6 de Canaveilles-Fontpédrousse est dans l'ensemble peu perturbé par les plis P, qui de toute manière restent de plus petite dimension. On notera par opposition avec ce qui a été observé dans les domaines à schistosité S_3 peu pentée, le grand développement des microplis P_6 souvent très serrés dans tout le domaine du flanc raide de la mégastructure 6.

Enfin, une remarque s'impose quand on compare les plis de phase 4 et ceux de phase 6 : alors que les plis 4 sont généralement de plus grande dimension que les plis 6 à l'échelle de l'affleurement, cette relation est complètement inversée à l'échelle des mégaplissements. *Ainsi, la hiérarchie des phases de plissement peut ne pas être la même pour les petits plis et pour les mégaplis.* Cette remarque vaut tout autant pour le style. Si l'on admet que les mégaplis 6 se comportent comme des plis semblables, les plissements antérieurs de phase 4 et de phase 5 (ces derniers non abordés) pourront se déplisser et donc s'ouvrir ou au contraire se fermer suivant leur style propre et leur dimension⁽¹⁾ (cf. Flinn, 1962).

C - Plis et microplis de phase 7 et de phase 8 dans les sites 5, 8 et 10

Situés comme les sites précédents le long de la route de Sansa (D4), ils les prolongent vers l'ouest et sont donc plus proches du contact avec le granite de Mont-Louis. Ils se distinguent par la fréquence des plis et microplis de phase 7 superposés à ceux des phases 4 et 6, les plis P_{4-3} restant souvent prépondérants à l'échelle de l'affleurement comme ils le sont dans les sites plus orientaux. De nombreuses observations ponctuelles montrent la postériorité de P_7 par rapport à P_4 et à P_6 , chronologie confirmée par l'interprétation géométrique et cinématique des diagrammes Δ_5 , Δ_8 et Δ_{10} (fig. 5 a, b, c).

1) Plis et crénulations de la famille P7

La famille P7 apparaît vers l'est comme une fine crénulation d'abord rare puis de plus en plus fréquente et marquée, devenant constante à partir du site 4 et s'exprimant sous cette forme dans le site 5. Par contre, dans les sites 8 et 10, la crénulation 7 accompagne des microplis centi-décimétriques à métriques où la mesure simultanée des orientations axiales et de celle des plans axiaux matérialisée par une schistosité de crénulation devient possible. Les plis 7, comme les plis 6, sont des plis généralement droits à charnière ouverte, courbe ou en chevron, mais leur direction est orthogonale à celle des plis 6. Les plans S₇, généralement très redressés, varient en direction entre 20 et 40° en moyenne avec des pendages ordinairement vers l'ouest. Quand ils sont asymétriques, ces plis ont un flanc long S₃ à regard est. Les axes A7-3 sont assez étales en direction mais aussi suivant le plongement car ils reprennent des surfaces S₃ plissées antérieurement, surtout par l'effet de P4, plis de plus grandes dimensions que les microplis P₇ et basculés par la phase φ_6 ; cette influence est d'autant plus marquée que les axes A4-3 et A7-3 sont quasiment orthogonaux, d'où l'allure ordinairement assez fortement plongeante des axes A7-3, généralement vers le nord par prépondérance des flancs longs P4 de S3, plus rarement vers le sud quand S3 appartient au flanc court.



1. Ceci est illustré par la figure 14, dans la 2^e partie.

FIG. 5. - Microtectonique des sites 5 (a), 8 (b) et 10 (c).

2) Caractère semblable des plis P_{7-3} : système de glissement en relation avec les plis P_7

A l'inverse des sites orientaux (à l'exception toutefois de 2), les sites 5, 8 et 10 sont affectés, à l'échelle du site, par des plis P_7 qui retentissent sur la géométrie des diagrammes \triangle_5 , \triangle_8 et \triangle_{10} . Ceci entraîne :

- Une dispersion plus étendue des pôles S_3 qui s'ajoute à celle provoquée par P_4 d'où un étalement plus important des nuages S_3 .

- Une dispersion marquée des axes A_{6-3} dans une portion de guirlande matérialisant un plan différent de S_6m , représentant le plan de dispersion δ_7 (6) par l'effet de P_7 . Cette disposition, bien apparente sur Δ_5 et Δ_8 , montre un comportement des plis P_{7-3} conforme au modèle du «pli semblable». Sur Δ_{10} , la dispersion des axes A_{6-3} est provoquée à la fois par P_7 (variations de directions) mais aussi par P_4 (variations de plongement) et le plan δ_7 (6) ne peut être caractérisé. Cependant, on observe sur ce diagramme une bonne guirlande de dispersion des axes A_{4-3} due à P_7 d'où l'on construit le plan de dispersion δ_7 (4). Le diagramme Δ_8 montre à la fois la dispersion des axes A_{6-3} et A_{4-3} par les plis P_7 . Ainsi, les dispersions axiales observées des axes A_{6-3} viennent-elles étayer la chronologie proposée des plissements superposés : P_7 est bien postérieur à P_6 et à P_4 .

Dans la mesure où les guirlandes de dispersion sont bien définies, l'utilisation des plans de dispersion δ_7 (6) et δ_7 (4) permet de construire les droites de glissement. Cette construction est possible pour Δ_8 et Δ_{10} , les plans S_7 n'étant pas représentés sur Δ_5 . Les systèmes de glissement P_7 sont alors :

	Plan de glissement	Droite de glissement	
Δ_8	$S_{7m} = 32^{\circ} W 70^{\circ}$	$G_7 = 31^{\circ} \text{ S } 02^{\circ}$	
Δ_{10}	$S_{7m} = 16^{\circ} W 70^{\circ}$	$G_7 = 18^{\circ} S 02^{\circ}$	

TABL. 2.

Nous verrons ces orientations confirmées par l'étude des mégaplis de phase 7 et par celle d'autres diagrammes de sites.

3) Plis et crénulations de la famille 8

Ces éléments n'apparaissent nettement que sur le diagramme Δ_8 sous forme d'un système de microplis à axes A_{8-3} localement quasi-horizontaux et plans axiaux S_8 140° verticaux ou très fortement pentés au nord-est. Comme les précédents, il s'agit de plis droits. En un point du site 8, ce système paraît tordre les axes A_{7-3} et les plans axiaux S_7 . Nous le considérons donc comme postérieur à ce dernier, mais sous réserve de vérifications ultérieures. De toute manière, cette famille paraît avoir un développement très modéré dans la région étudiée.

Remarque: sur le diagramme \triangle_8 , les plans S_4 mesurés sont répartis en deux concentrations, l'une d'orientation moyenne 150°NE20°, l'autre 95°S25°. Si cette disposition n'est pas le fait du hasard des mesures, ceci pourrait traduire l'existence d'un système S_4 conjugué à l'échelle du site, de telles structures n'ayant pas été observées à l'affleurement qui montre plutôt des dispositions «en éventail» de S_4 . Une même disposition des plans S_4 se retrouve sur \triangle_{12} .

D - Mégaplis de phase 7

Ils sont définis à l'échelle de deux ou plusieurs sites, leur géométrie pouvant être reconstituée à l'aide des diagrammes de sites. Deux exemples sont analysés en détail.

1) Le mégapli 7 de Tuébol

Son existence apparaît au simple examen de la carte géologique (fig. 1a) par l'inflexion marquée subie par les marbres du groupe V (S₀) à la limite des sites 6 et 7. Elle s'impose aussi par les différences d'orientation des éléments structuraux des diagrammes Δ_6 et Δ_7 qui permettent de caractériser complètement cette structure. On note, en effet, une inflexion prononcée des schistosités S₃m portant essentiellement sur les directions, à la fois pour celles liées aux flancs longs des plis P₄ mais aussi pour celles liées aux flancs courts et, de même, une inflexion analogue des éléments structuraux A_{4-3} , A_{6-3} et S₆, tous très sensibles à l'influence des plis 7. Nous ne ferons pas l'analyse détaillée des diagrammes Δ_6 et Δ_7 : il convient simplement de remarquer l'importance des plis P₄ pluri-décamétriques dans ces deux sites se traduisant, en particulier, par la présence de S₃ appartenant au flanc court des plis en chaise.

Les orientations moyennes à considérer sont rassemblées dans le tableau nº 3.

	S _{3m} (f.l.P ₄)	S _{3m} (f.c.P ₄)	A4-3m	A _{6-3m}	s _{6m}
$\Delta_6 \\ \Delta_7 \\ D=$	125° NE 65° 86° N 60°	96° S 58° 65° SE 70°	123° SE 35° 80° E 20°	105° SE 35° 68° E 18°1	120°, 90° 80°, 90°
écart maximal	39°	25°	43°	37°	40°

TABL. 3. – Les orientations A_{4-3m} et A_{6-3m} sont données pour les flancs longs P_4 .

Sans perdre de vue la dispersion des pôles S3 due aux plis P4, il est possible de définir pour chacun des diagrammes \triangle_6 et \triangle_7 des pôles S₃ moyens de flancs longs P₄ et de les placer sur un g.c. passant par le plan S7 moyen local ce qui fournit l'axe A7-3 = 44ºNE58º du mégapli de Tuébol, coïncidant avec une des concentrations de microplis A_{7-3} sur le diagramme $\Delta_6 + \Delta_7$. Ce même diagramme montre une dispersion des axes A4-3 dans une guirlande bien définie correspondant à un plan de dispersion δ_7 (4). La guirlande des axes A_{6-3} est moins bien définie, surtout par la présence sur \triangle_7 d'un groupe de 3 axes de direction 45°. Abstraction faite de ces derniers, peut-être aberrants, les A6-3 sont correctement dispersés dans une guirlande matérialisant un plan de dispersion δ_7 (6). Ces deux plans δ ont une intersection commune avec S7m qui définit la droite de glissement $G_7 = 168^{\circ}S32$. Tout ceci montre que le mégapli de Tuébol est un pli « semblable ». Il est alors possible de faire coïncider les $A_{4-3}m$ et les $A_{6-3}m$ du diagramme avec ceux du Δ_7 (et vice versa) en utilisant les plans de dispersion δ_7 (4) et δ_7 (6) et leur intersection par S₃m (f.l.) de \triangle_7 . Les points ainsi construits sont très voisins des points observés. La figure 7a résume cette discussion et indique la géométrie du mégapli 7 de Tuébol.

Cette valeur ne tient pas compte de trois axes A₆₋₃ de direction 45° sur △₇, points peut-être aberrants. En les prenant en compte, on trouverait 60°NE30°.



FIG. 6. – Microtectonique des sites 6 et 7 et reconstitution du mégapli P_7 de Tuévol. Sur la figure 6 B les éléments structuraux du site 7 sont identifiés par un double symbole.



FIG. 7. – Construction des droites de glissement G_7 pour les mégaplis de Tuévol (a), de la Guicha (b).

Remarque: La figure 6b montre l'existence d'un plan S_4 à l'intersection des deux g.c. A_{4-3} moyens : ce plan n'a donc pas été déformé lors du plissement 7. Ceci indique le parallélisme du plan S_4 et de la droite de glissement G. Cette dernière est située à 90° du pôle S_4 concerné : ceci fournit G'₇ = 176°S16° indiqué sur la figure 7a.

2) Le mégapli 7 de La Guicha

En considérant les diagrammes \triangle_1 , \triangle_2 , \triangle_{3-4} et \triangle_5 où, rappelons-le, l'influence des plis 7 est peu marquée ou inexistante sur les quatre premiers, on observe que les directions des éléments structuraux S₃, A₄₋₃, A₆₋₃, S₆ varient sensiblement

d'un diagramme à l'autre, les variations extrêmes intervenant entre \triangle_2 et \triangle_5 . Ces écarts sont interprétables par l'influence de la phase 7 et traduisent l'effet d'un mégapli 7. Les principales orientations moyennes intéressantes sont rassemblées dans le tableau n° 4.

	S ₃ m	A ₄₋₃ m	A ₆₋₃ m	S ₆ m
Δ_1	127° NE 57°	118° E 16°	115° E 15°	114° S 85°
Δ_2	139° NE 57°	130° SE 10°	120° SE 25°	120° SW 80°
Δ_{3-4}	112° N 52°	108° E 10°	104° E 11°	106° S 86°
Δ_{5}	90° N 50°	92° E 10°	90° E 04°	95° N 85°
D	49°	38°	30°	25°

TABL. 4.

Les quatre pôles S_3m sont disposés sur un g.c. fournissant un axe $A_{7-3} = 172^\circ N47^\circ$, axe qui coïncide avec ceux des microplis P_7 mesurés sur Δ_{3-4} et Δ_5 et est celui du mégapli étudié. Le plan axial n'en est pas connu directement mais on peut adopter comme valeur $S_7m = 15^\circ W70^\circ$, valeur banale pour les microplis P_7 . En outre, le pôle correspondant peut être correctement placé sur un g.c. contenant ceux des plans S_6m qui sont dispersés par P_7 d'où la construction d'un axe $A_{7-6}m$ très plongeant.

Les axes A₆₋₃m sont situés sur un g.c. représentant le plan de dispersion $\delta_7(6)$ ce qui établit la nature «pli semblable»-du mégapli de La Guicha. De même les axes A4-3m sont bien situés sur un autre g.c. qui représente le plan de dispersion δ_7 (4). Cependant, ces deux g.c. de dispersion n'ont pas une intersection commune avec le g.c. S7m ce qui peut indiquer qu'une autre cause de dispersion intervient, probablement l'influence des plis P4 comme le montrent les diagrammes. Si l'on remarque que les A4-3 sont généralement moins dispersés par le replissement P6 (quasi-coaxialité des axes) que ne le sont les A_{6-3} par la superposition de P_6 à P_4 , on est conduit à privilégier δ_7 (4) comme plan de dispersion et à construire une droite de glissement à l'intersection de ce plan et du plan axial S7m $(= 15^{\circ}W70^{\circ})$: on obtient $G_7 = 12^{\circ}N01^{\circ}$. En choisissant δ_7 (6), on aurait obtenu $G_7 = 25^{\circ}S27^{\circ}$. Référons-nous au plan $S_{3-4}m$. En utilisant les plans de dispersion définis à partir des positions S_3m actuelles et d'une droite de glissement G_7 , il est possible de regrouper les A₆₋₃m et les A₄₋₃m antérieurement à l'effet de P₇ (cf. fig. 7b). Le choix pour G₇ d'une valeur intermédiaire entre les deux valeurs précédentes (20°S12°) permet d'aboutir à un bon regroupement comme le montre la figure 7b résumant la géométrie du mégapli 7 de La Guicha.

En conclusion, les deux mégaplis 7 étudiés affectent le flanc nord du méga-anticlinal P₆ de Carança-Cabril (fig. 1b). Leurs orientations axiales sont conformes à celles des microplis A₇₋₃ reportés sur le diagramme collectif (fig. 10d). Les droites de glissement estimées dans les deux cas ont des orientations sensiblement différentes mais elles ont en commun un faible plongement et une quasi-orthogonalité par rapport (80°) aux axes A₇₋₃ respectifs : ce sont là deux caractères déjà notés pour les droites de glissement G₇ des sites 8 et 10. En fait, ces différences d'orientations sont simplement liées à celles des plans de glissement S₇m différents dans les deux mégaplis considérés. Le diagramme collectif (fig. 10d) montre en effet la grande variabilité de l'orientation des plans S₇ mesurés que l'on ne peut imputer à l'effet d'un replissement postérieur. En définitive, les mégaplis 7 expliquent de façon satisfaisante et cohérente les changements de direction intéressant les éléments structuraux antérieurs à P_7 les plus sensibles à l'effet de cette phase (S_3m , $A_{4-3}m$; $A_{6-3}m$ et S_6m). Ces changements souvent observés en comparant entre eux les diagrammes de sites sont également bien marqués à l'échelle des sites eux-mêmes; ce sont donc les plis 7 qui sont les plus importants à cette échelle.

E - Plis et microplis de phase 5

Dans la région d'Olette, cette phase n'est bien exprimée que dans les sites méridionaux 15, 17, 18, 19 et 20. Elle est aussi représentée dans la partie orientale de la région de Ballestavy dans le site 26. La superposition de la phase 5 peut entraîner une assez grande complexité dans l'analyse des diagrammes de site. Nous commenterons les diagrammes Δ_{15} , Δ_{17} et Δ_{26} , tous nécessaires pour bien situer la phase 5 dans la chronologie.

1) △15 (fig. 8a)

Les plis P_4 sont assez rares alors que les microplis P_6 sont abondants.

En outre, \triangle_{15} montre une famille de microplis et crénulations tardives affectant S3 dont les directions axiales sont comprises entre 40 et 80° avec un plongement moyen de 40° vers le nordest. Nous les appelerons P_5 et définirons un axe A_{5-3} moyen 64ºNE40º. En effet, pour expliquer cette famille, un décalage vers le nord-est d'axes A_{4-3} ou A_{6-3} par l'effet des plis P_7 , comme dans le cas du site 7, n'est évidemment pas acceptable, compte tenu de la géométrie de \triangle_{15} relativement à S₃, P₄ et P₆. Bien que peu de plans axiaux S5 aient pu être mesurés, ils pourraient former un système conjugué avec deux orientations moyennes 10°E45° et 90°N50°, ces plans étant distribués dans une ceinture dont le pôle fournit un axe construit moyen 54ºNE35º très voisin de l'axe A5-3 défini ci-dessus. Suivant la localisation, la dimension relative des plis P6 et des plis P5 est inversée. Ainsi, P6 domine sur l'ancien chemin d'Olette à Canaveilles en contre haut de la route N 116 où les plis P₅ sont réduits à une crénulation subordonnée nettement reprise par des plis P6 décimétriques. La chronologie par rapport à P4 n'a pu être établie dans le site 15, où la seule certitude est l'antériorité des axes nord-est par rapport à P6. D'ailleurs, on observe sur \bigtriangleup_{15} une nette dispersion des axes A_{6-3} contrôlée par S_6 ce qui indique la postériorité de P6 par rapport à P5. En dessous du Chemin des Canons, aux environs du p.c. 970, les crénulations P5 deviennent dominantes et nous les verrons se développer largement, ainsi que des plis homologues, dans les sites plus méridionaux.

Quelques axes A_{7-3} fournissent un plan P_7 à pendage ouest. Une certaine dispersion des axes A_{6-3} mais aussi A_{5-3} peut être attribuée à l'effet des plissements P_7 comme cela sera bien montré lors de la discussion de \triangle_{17} . Certains axes liés à des bandes de pliage pourraient être identifiés à P_8 mais les plans axiaux correspondants ne sont pas connus.

2) Δ_{17} (Canaveilles village) (fig. 8b)

Il se distingue par rapport au précédent par la grande rareté des microplis P₆. Par contre, les petits plis des familles P₄ et surtout P₅ et P₇ sont abondants avec leurs caractères propres. Les axes A₇₋₃ ont même orientation et même dispersion sur les deux diagrammes Δ_{15} et Δ_{17} – ce qui confirme bien qu'ils sont



FIG. 8. - Microtectonique des sites 15 (a), 17 (b) et 26 (c).

les plus récents (cf. \triangle_6 et \triangle_7) – alors que les axes A_{5-3} occupent des domaines nettement décalés. A5-3 moyen = 45°NE40° sur \triangle_{17} contre 64°NE40° sur \triangle_{15} . Ces axes sont en outre notablement dispersés dans un nuage encore plus étalé sur △17 que sur \triangle_{15} . De même, la dispersion des plans S₅ y est plus importante, le nuage S_5 fournissant un $S_5m = 170^{\circ}E45^{\circ}$ correspondant à peu près à l'un des deux systèmes conjugués suggéré par \triangle_{15} . Les axes A_{4-3} quasi-horizontaux présentent une nette dispersion en direction. Enfin, les nuages S3 sont eux aussi nettement décalés sur les diagrammes \triangle_{15} et \triangle_{17} (S₃m = 105°N40° sur \triangle_{17} contre S₃m = 134°NE42° sur \triangle_{15}), le nuage S₃ étant plus étalé sur \triangle_{17} à la fois en pendage et en direction. La variation importante de pendage est due à ce que le site 17 amorce la voûte anticlinale de Canaveilles-Fontpédrouse (mégapli P6) d'où une variation marquée de plongement des axes A7-3 mais aussi A₅₋₃. Mais il est aussi possible d'expliquer cette dispersion des axes A_{5-3} par l'effet des plis P_7 « semblables ». En effet, la dispersion des axes A_{4-3} sur \triangle_{17} se fait suivant un g.c. représentant le plan de dispersion δ_7 (4).

Le diagramme \triangle_{17} est particulièrement intéressant car il illustre la structure d'un site à tectonique superposée rendue complexe par le nombre des phases de plissement interférentes ; toutes les phases tardives principales s'y observent : $\varphi_4, \varphi_5, \varphi_6$ et φ_7 . Aussi, est-il tentant d'expliquer les caractères géométriques de \triangle_{17} à l'aide d'un diagramme théorique (fig. 9a) basé sur la chronologie proposée. Si l'on déforme une surface S3 convenablement orientée et porteuse d'une linéation P4, d'abord par un pli P5, puis par un pli P6, enfin un pli P7 et si l'on admet que les deux derniers plissements déforment la surface de référence et sa linéation par le mécanisme des plis semblables, on doit retrouver les dispersions les plus marquées de \triangle_{17} , celles affectant S₃, A₄₋₃, A₅₋₃, A₆₋₃ et A₇₋₃, dispersions ne relevant pas toutes de la même cause. La forme et la position des domaines de dispersion (nuages ou guirlandes) dépendent fondamentalement de l'ordre adopté pour ces diverses opérations successives. Ainsi, la comparaison du diagramme réel \triangle_{17} et du diagramme théorique (fig. 9a) doit permettre de vérifier le bien fondé de la chronologie et du mécanisme de plissement proposés, en particulier de situer la position de la famille P5 dans la chronologie et de retrouver la dispersion en nuage de S₃ et de A5-3. Soit un plan S3 orienté 120°NE55° (point A) valeur représentative de la surface de référence dans les sites où les replissements par P₅ et par P₇ sont inexistants ou faibles (cf. $\triangle_{1, 2, 3, 4, 12}$). A partir d'un pli P₅ modéré ployant S₃ de 20° environ autour d'un axe A₅₋₃ (1) = 54°NE52° et fournissant une guirlande S3 (1) (g.c.ab.), on peut correctement «balayer» le nuage S_3 de \triangle_{17} en faisant intervenir successivement :

- un pli A_{6-3} local qui transforme la guirlande $S_3(1)$ en guirlande $S_3(2)$;

- un pli A_{7-3} qui transforme la guirlande S_3 (1) en guirlande S_3 (3) et la guirlande S_3 (2) en guirlande S_3 (4).

Pour chacun des replissements P_6 et P_7 , on se fixe arbitrairement le déplacement d'un pôle S_3 de (1) (par ex.b), tous les autres déplacements sont alors fixés ainsi que les orientations des axes A_{6-3} et A_{7-3} . Chaque transformée de S_3 (1) doit rester une portion de g.c. (guirlande) fournissant A_{5-3} , axe qui doit être dispersé à l'aide de deux directions de glissement G_6 et G_7 . La première est prise perpendiculairement à l'axe $A_{6-3} = 120^{\circ}E10^{\circ}$ $(S_3b \cap S_6m)$ (cf. Δ_1 , Δ_2 et Δ_5). La seconde est construite à partir de la dispersion des A_{4-3} dans un g.c. sur Δ_{17} correspondant au plan de dispersion δ_7 (4). Corrélativement au nuage S_3 , on obtient la dispersion en nuage des axes A_{5-3} (A_1 (1) $\rightarrow A_5$ (4)) et la dispersion en guirlande des axes A_{6-3} et A_{7-3} , respectivement contrôlée par S_6m et par S_7m . Quant à la dispersion des A_{4-3} , on remarquera que les guirlandes S_3 (1)-(2) permettent de construire un $A_{4\pm 3}m$ orienté NW-SE alors que les guirlandes S_3 (3)-(4) fournissent un $A_{4-3}m$ orienté E-W ce qui est bien conforme à la dispersion observée sur Δ_{17} par l'effet de P_7 . En définitive, la comparaison des diagrammes et figure 9a est satisfaisante, ce qui corrobore la chronologie adoptée pour la succession des phases de plissements tardifs, et en particulier pour la position de P_5 au sein de cette succession.

Enfin, si l'on se rappelle que le plissement dominant à l'échelle régionale est P₆ et que S₃ était quasi horizontale antérieurement à la phase 6 et à la même échelle, on peut estimer l'orientation des A₅₋₃ avant P₆ en utilisant le plan de dispersion $\delta_6(5)(1) \rightarrow (2)$: on aboutit à un axe A₅₋₃ initial de direction $\simeq 60^\circ$ et de plongement $\simeq 0^\circ$ (cf. 2° partie).

Remarque sur la dispersion des plans S_5 : Le diagramme synthétique de la phase 5 (fig. 10b) confirme la grande dispersion des plans S_5 déjà notée sur Δ_{15} et Δ_{17} . Ceci ne peut être expliqué par le seul effet des replissements P_6 et P_7 . En effet, les plans S_6 sont généralement beaucoup moins dispersés que les plans S_5 , ce qui est d'autant plus surprenant que l'orthogonalité d'une partie importante des plans S_7 sur S_6 devrait entraîner une forte dispersion de S_6 . Sur Δ_{17} , les plans S_5 sont très dispersés bien que les plis 7 soient peu importants; ils sont par ailleurs en zone avec S_3 par rapport aux axes A_{5-3} . Ceci est en faveur d'une disposition originelle des plans S_5 , éventail et/ou systèmes conjugués. Les plans S_4 ne sont d'ailleurs pas particulièrement dispersés par P_7 .

3) △₂₆ (Ballestavy village) (fig. 8c)

Comme sur \triangle_{17} , les plis P₄ et P₅ sont fréquents alors que les microplis P₆ sont très rares. Par contre, la phase 7 n'y est pas connue bien que de nombreux axes de microplis, tant P4 que P5, aient tendance à prendre des directions voisines de NE-SW. L'examen de ce diagramme montre clairement la postériorité des microplis P_5 par rapport à des plis P_4 de plus grande taille. Les axes A4-3 et A5-3 sont quasi-orthogonaux quand ils sont liés aux plans S₃ les plus fréquents (S₃m = $140^{\circ}NE50^{\circ}$) mais on observe en outre une dispersion importante des axes A5-3 par l'effet des surfaces S3 antérieurement plissées par P4, dispersion bien contrôlée par S5. C'est avec le site 26 que débute dans la couverture paléozoïque de la région de Ballestavy le domaine oriental du Canigou caractérisé par la fréquence des plis tardifs de direction axiale 50° (cf. Guitard, 1970) que l'on doit identifier à P5. Quant aux plans S5, ils sont voisins des plans S₆ en général, bien que décalés vers des directions 80-60° avec une orientation moyenne 80°N60° très proche de l'une des orientations S_5 (90°N50°) du diagramme \triangle_{15} . Les sites 26 et 15 étant analogues pour l'orientation de S₃ (S₃m = $130^{\circ}NE40^{\circ}$ sur \triangle_{15}), l'attribution des plis tardifs d'axe 50-60° sur \triangle_{15} à la phase P, est parfaitement justifiée.

En somme, la place des microplis P_5 dans la chronologie est bien démontrée par l'analyse des diagrammes \triangle_{15} et \triangle_{26} : le premier montre l'antériorité de P_5 par rapport à P_6 , le second la postériorité de P_5 par rapport à P_4 . La discussion de \triangle_{17} apporte une confirmation de cette évolution (cf. fig. 9a). Quant à la direction de glissement G_5 , elle n'a pu être déterminée que sur un seul diagramme, $\triangle_{20}b$: son orientation est 120°NW63°, presque orthogonale à la direction de l'axe A_{5-3} moyen.

F - Mégaplis de phase 5

Les différences d'orientation de S₃m sur Δ_{15} , Δ_{16} et Δ_{17} peuvent être expliquées par l'effet d'une ondulation P₅ d'axe construit 58°NE38°, compatible avec les valeurs des axes A₅₋₃ mesurées. Cependant, il existe un décalage des nuages A₅₋₃ entre Δ_{15} et Δ_{17} dont on peut rendre compte par l'action de P₆ et de P₇. D'où la nécessité de reprendre ce problème dans une perspective rétrotectonique (cf. 2^e partie) qui montrera en outre une plus grande extension de la phase 5 qu'il n'apparaît actuellement, les structures P₅ étant souvent partiellement ou totalement occultées par les plis P₆ et P₇.

G – Chronologie relative et caractères fondamentaux des plissements tardifs

Menées à partir de l'étude de 12 sites et fondées sur l'observation des superpositions tectoniques et de leur géométrie, les analyses précédentes aboutissent à la conclusion que les diverses familles de plis reconnues doivent être interprétées comme le résultat de plissements successifs *intervenant dans un ordre chronologique défini*. De la phase la plus ancienne à la phase la plus récente, nous observons la succession suivante :

$$\varphi_4 \rightarrow \varphi_5 \rightarrow \varphi_6 \rightarrow \varphi_7 \rightarrow \varphi_8(?)$$

la position exacte de la dernière restant toutefois sujette à caution. Ce résultat peut être étendu à l'ensemble des 30 sites étudiés, comme le montre la considération de tous leurs diagrammes. Il est donc valable pour la région du Paléozoïque inférieur (série de Canaveilles) située au nord des gneiss du Canigou depuis le secteur d'Olette jusqu'à celui de Ballestavy, figuré sur la carte géologique de Prades à 1/50 000. Savoir dans quelle mesure il peut ou non être extrapolé aux régions voisines nécessitera des comparaisons de proche en proche.

A l'échelle du site, la conservation locale du cylindrisme est possible, due, en partie, aux *différences systématiques de taille entre les plis*, obéissant à la hiérarchie suivante :

- Les plis P_4 , d'axes à direction moyenne «110°» et faible plongement vers l'est, sont des plis en chaise à plans axiaux de même direction faiblement ou moyennement pentés vers le nord ou vers le sud; ils présentent un sens de déversement vers le nord.

- Les plis P_5 , d'axes à direction moyenne « 50-60° » et plongement très variable vers le nord-est, ont des plans axiaux de même direction, conjugués, de pendage variable. Ce sont des plis «en chaise » à déversement généralement vers le sud-est, parfois vers le nord-ouest.

- Les plis P_6 , d'axes à direction moyenne « 110° » avec plongement généralement faible vers l'est mais assez variable. Ce sont des plis droits à plans axiaux de même direction, subverticaux, fortement pentés vers le sud ou vers le nord, à déversement généralement sud. - Les plis P₇, d'axes à direction «Nord-Sud» à plongement très variable généralement vers le nord. Plis souvent droits. Plans axiaux de direction voisine, subverticaux à moyennement pentés vers l'ouest en général.

- Les plis P₈ d'axes « 140° » en moyenne à plongement nordouest et plans axiaux raides ou moyennant pentés.

Pour chacune des familles – et donc pour chacune des phases – nous donnons le diagramme synthétique des orientations des axes des plis, de plans axiaux et de «strain-slip» correspondants, dans leur disposition actuelle, à partir de l'ensemble des diagrammes de sites (fig. 10a à 10e). A l'exception de celles liées à la phase 7 que l'on peut considérer comme la dernière phase tardive importante, ces orientations n'ont pas de véritable signification structurale quand on cherche à y définir une valeur moyenne qui néglige les effets d'interférence. C'est pourquoi la deuxième partie de cette étude (Laumonier et al., 1985) propose une tentative de restitution rétrotectonique permettant de retrouver les orientations propres aux plis de chaque phase au moment de leur formation.

L'analyse précédente a montré que tous ces plissements tardifs, quelle que soit leur taille, peuvent être interprétés d'un point de vue géométrique comme le résultat de déformations en « plis semblables », les plans de schistosité locale (strain-slip) ayant fonctionné comme des plans de glissement (cf. Autran et al., 1976). Dans les micaschistes épizonaux des Maures, les plissements précoces, bien que liés à des phases chronologiquement distinctes, admettent la même direction de glissement, ce qui est en faveur de l'idée d'une continuité dans le régime cinématique de ces plis (Olivés-Banos et Fonteilles, 1981). La présente étude montre, au contraire, que les directions de glissement sont bien distinctes pour les plis tardifs P4, P6 et P7 (cf. fig. 10), ces directions n'ayant pu être déterminées pour P, que dans le seul cas du diagramme △20b. Ceci traduit l'indépendance de leur développement cinématique et, partant, s'accorde bien avec l'idée de phases chronologiquement distinctes. La conservation du régime « semblable » tout au long de l'évolution tectonique écarte cependant la possibilité de discontinuités majeures entre ces phases successives.

$H - Influence des plissements P_5$ sur la liaison observée entre les axes des microplis A₄₋₃ et A₆₋₃ (cf. fig. 9b)

Dans les sites 1, 2, 3 et 4 où les plis P_5 sont inconnus, les axes des microplis A_{4-3} et A_{6-3} sont en première approximation quasi-coaxiaux, le plan S_6M étant créé presque parallèlement aux axes A_{4-3} préexistants. Par l'intercalation de plis P_5 à plans axiaux obliques sur le précédent, et de taille intermédiaire entre P_4 et P_6 , on s'attend à ce que s'atténue ou disparaisse la liaison précédente, la présence de P_5 retentissant, pour des raisons différentes, sur les distributions des axes A_{4-3} et A_{6-3} . Or, on constate, non sans étonnement, la persistance de la coaxialité sur les diagrammes Δ_{15} et Δ_{17} , et, plus généralement, sur beaucoup de diagrammes de sites, en dépit de variations marquées de l'orientation moyenne des deux familles de microplis d'un site à l'autre.

En supposant les plis P_4 négligeables — les linéations A_{4-3} initialement horizontales 106,00 — et le cylindrisme des plis P_6 , on peut rendre compte de cette remarquable liaison à l'aide



FIG. 9. – Diagrammes interprétatifs (a) du site 17, (b) de la liaison observée entre les axes des microplis A_{4-3} et A_{6-3} .

d'une construction théorique après avoir fait agir successivement un pli P₅ puis un pli P₆ (P₆ > P₅), tous deux « semblables » (fig. 9b). En effet, nous savons qu'en l'absence de plis P₄ importants, les axes A₅₋₃ peuvent eux-mêmes être considérés comme subhorizontaux antérieurement à la phase 6 (cf. analyse Δ_{17}). La figure 9b montre comment des axes A₄₋₃ initiaux, d'abord dispersés par le replissement P₅ dans un g.c. correspondant au plan δ_5 (4), puis par le replissement P₆ dans une série de g.c. δ_6 (4), se trouvent finalement distribués dans un plan δ_{5+6} (4)



FIG. 10'. – Orientation des droites de glissement déterminées : 1 plis 4; 2 plis 5; 3 plis 6; 4 microplis 7; 5 mégaplis 7.

FIG. 10. – Diagrammes généraux des diverses phases de microplis: a = phase 4; b = phase 5; c = phase 6; d = phase 7; e = phase 8.



FIG. 11. - Microtectonique des sites 18-19 (a), 13 (b) et 16 (c).



FIG. 11'. – Diagramme interprétatif des sites 18 et 19.

plus proche de S₆ que ne l'était δ_5 (4). Quant aux axes A₆₋₃, ils sont évidemment distribués dans S₆: d'où la persistance de la liaison. Néanmoins cette interprétation suppose la tendance au cylindrisme des mégaplis P₆ (constance du vecteur de translation suivant la droite de glissement d'est en ouest) (cf. 2^e partie).

I – Influence des domaines à mégaplis P_6 peu marqués sur l'intensité du plissement P_7 : discussion du diagramme \triangle_{18-19} (fig. 11a et 11')

Le diagramme \triangle_{18-19} intéresse un secteur entre Canaveilles et Llar situé sur la clé de voûte du mégapli P₆ de Canaveilles-Fontpédrouse (cf. fig. 1b); il est caractérisé par le faible pendage de la schistosité régionale S3m vers le nord, mais aussi par le grand étalement du nuage S3, essentiellement provoqué par les plis P₅. L'importance de ceux-ci rapproche \triangle_{18-19} de \triangle_{17} . Les microplis 4, 5 et 7 sont fréquents, alors que manquent les microplis P_6 , autre rapprochement avec \triangle_{17} , où ces derniers sont rares. En fait, le diagramme \triangle_{18-19} n'est autre que la suite méridionale de \triangle_{17} mais, par rapport à ce dernier, \triangle_{18-19} traduit une diminution de l'intensité du mégapli P6 par les faibles valeurs générales des pendages S3. Parallèlement, on est conduit à admettre sur \triangle_{18-19} une accentuation de l'intensité de la phase 7 car on y remarque la dispersion importante des axes A_{4-3} et A_{5-3} comme sur \triangle_{17} , avec, en outre, le net rapprochement des deux familles d'axes de la direction de glissement G7 et, partout, leur plus forte réorientation vers le nord. Paradoxalement, les plis P7 du site 18-19 sont plus modestes que ceux du site 17, formant simplement d'amples ondulations et ceci bien que la phase 7, comme nous venons de le noter, s'accompagne d'une torsion importante des axes antérieurs, A_{5-3} et surtout A_{4-3} . Ce paradoxe est explicable si l'on tient compte de ce que la déformation est de type «pli semblable». Les directions de glissement G_7 étant comparables sur Δ_{17} et Δ_{18-19} (faible plongement vers le sud), les plis P_7 ont pris naissance dans un domaine où S_3 m était faiblement penté : l'angle entre la surface S_3 initiale et la direction de glissement était faible, d'où des plis peu intenses. A la limite, si G_7 est parallèle à S_3 m, il ne se formera pas de plis, bien que des linéations portées par cette surface puissent être fortement tordues (cf. Ramsay, 1967, p. 470). Ce cas particulier explique probablement l'absence de grands plis P_7 sur Δ_{20} (faible étalement du nuage S_3).

Remarques :

1) L'analyse précédente montre tout le danger qu'il y aurait à utiliser sans discernemennt les domaines à schistosité S_3 subhorizontale pour y retrouver les orientations originelles des axes A_{4-3} et A_{5-3} , car, si la phase 6 y est peu exprimée, la phase 7, en revanche, tord les axes antérieurs. En particulier, les valeurs $A_{4-3} \simeq 65^\circ$ et $A_{5-3} \simeq 30^\circ$ sont les plus perturbées par rapport aux valeurs initiales.

2) Comme pour celles de \triangle_{17} , l'analyse interprétative des nuages S₃, S₅ et S₆ de \triangle_{18-19} et les constructions qui en découlent justifient la chronologie $\varphi P_4 \rightarrow \varphi P_5 \rightarrow \varphi P_6 \rightarrow \varphi P_7$ (non commutativité des opérations successives) (cf. fig. 11').

J – Signification des axes de microplis fortement plongeants : discussion des diagrammes \triangle_{13} et \triangle_{16}

Les sites 13 et 16 sont remarquables par l'existence de microplis à axes fortement plongeants, quasi-verticaux parfois, qui ont été attribués à la phase 6, leurs plans axiaux étant très redressés. Ces deux sites appartiennent, en outre, à des domaines particulièrement marqués par la phase 6 car situés sur le flanc long très basculé du mégapli P₆ de Canaveilles-Fontpédrouse. Alors que de tels axes très plongeants s'observent localement dans le site 16 ils sont au contraire uniformément répartis dans le site 13 que nous analyserons. Le diagramme Δ_{13} (fig. 11b) est remarquable par :

– la dissociation des plongements des axes A_{4-3} (plongements faibles) et A_{6-3} (plongements très variables, souvent forts: $A_{6-3}m = 103^{\circ}E56^{\circ}$). Une dissociation analogue existe sur Δ_{16} .

- la présence de plans S₆ de direction aberrante ($\simeq 60^{\circ}$) qui se retrouvent aussi sur \triangle_{16} (fig. 11c).

Ces deux caractères sont inconnus sur le diagramme \triangle_{12} (fig. 13b), illustrant la géométrie du site le plus voisin de 13, où les microplis A₄₋₃ et A₆₋₃ sont très bien représentés et conformes aux orientations de \triangle_1 à \triangle_4 . Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer ces particularités.

1) Les microplis fortement plongeants et leurs plans axiaux aberrants n'appartiennent pas à la famille P_6 : ce sont des microplis P_5 basculés par P_6 . La seule observation des affleurements est impuissante à distinguer des microplis P_6 de microplis P_5 basculés. Dans cette hypothèse, la construction théorique de la figure 12a, obtenue à partir de certains éléments de Δ_{13} , conduit à de strictes limitations :





a) Les microplis actuels étant à plans axiaux raides, les plis P_5 initiaux sont nécessairement des plis droits. En effet, un micropli P_5 actuel sera caractérisé par un plan axial S_5 correspondant au groupe des plans axiaux aberrants de Δ_{13} et par la guirlande a, b (où a est le pôle $S_3m = 136^\circ NE70^\circ$ de Δ_{13} représentant le flanc long et b est le flanc court fourni par le groupe des plans S_3 E-W sub-verticaux de Δ_{13}). On peut alors restituer l'orientation du pli P_5 initial en utilisant la direction de glisse-



FIG. 13. - Microtectoniques des sites 9b (a), 12 (b), 14 (c), 14a (d), 22 (e), 23 (f), 24 et 25 (g).



ment G₆ (cf. \triangle_{17}). On en déduit la position initiale de la guirlande S₃ (a₀, b₀). Le plan axial S₅ devient S₅₍₀₎ et reste vertical. Le diagramme synthétique de la phase 5 (fig. 10b) montre la rareté des plans S₅ verticaux, les plis P₅ étant généralement déversés.

b) le lieu géométrique des axes A_{6-3} est représenté sur le g.c. S_6 . Les microplis A_{6-3} portés par les plans S_3 du flanc court (b) doivent avoir des plongements vers l'ouest ce que ne montre nullement le diagramme Δ_{13} .

En outre, si les axes A_{4-3} sont peu nombreux sur \triangle_{13} , ils le sont au contraire sur \triangle_{16} où l'on observe aussi des microplis à axes fortement plongeants $-A_6$ ou A_5 ? Or ce diagramme montre des plans S_4 bien concentrés et non dispersés, possédant l'orientation moyenne de ces mêmes plans sur \triangle_{12} où les plis P_5 ne sont pas manifestes. Curieusement, les axes A_{4-3} sont eux aussi peu dispersés sur \triangle_{13} comme sur \triangle_{16} et très peu plongeants.

Ces limitations et remarques rendent donc peu vraisemblable la première hypothèse.

2) Les axes fortement plongeants sont ceux de microplis A_{6-3} dont l'orientation est influencée par les surfaces plissées antérieures, spécialement les flancs courts verticalisés de plis P_4 (cf. fig. 12b)

C'est l'interprétation adoptée. Les dernières remarques du paragraphe précédent laissent soupçonner la prépondérance locale des plis P₄ dans les sites 13 et 16. De tels plis mégascopiques sont connus dans la région étudiée (cf. \triangle_6 et \triangle_7 et surtout le pli d'Évol, fig. 3a). L'effet des flancs courts de P₄ sur le plongement des axes de microplis A₆₋₃ peut être analysé à l'aide d'une construction théorique directement inspirée de \triangle_{13} et faisant appel à l'action successive de plis P₄, P₅ et P₆, ces derniers de type « semblable », avec P₄ < P₅ < P₆. Soit un pli P₄

initial formé d'un flanc long S3 subhorizontal (l0) et d'un flanc court fortement penté au sud (c_0), pli d'axe A₄₋₃₍₀₎ 106,00. On lui superpose d'abord un pli P₅ d'axe A₅₋₃ (= 60 NE 04 (cf Δ_{17})). P₄ reste cylindrique sur un flanc de P₅ presque monoclinal. A partir de la direction de glissement G₅ (cf. fig. 15d), on détermine les nouvelles positions du flanc long (l1) et du flanc court (c1) de P4 - qui est verticalisé et acquiert l'orientation générale de S_6 – après l'action de P_5 et, de même celle de l'axe A4-3 (1) qui prend alors un plongement faible vers l'est conforme à la structure du diagramme \triangle_{13} (on notera la possibilité d'axes A5-3 à plongement W ou NW liés aux flancs courts P4, non observés). Puis on fait intervenir un pli P6 d'où l'on déduit le lieu des axes de microplis portés par les surfaces l, et c1. Ceux du flanc long coïncident correctement avec la partie des axes A_{6-3} peu plongeants de \triangle_{13} . A partir de là, on peut construire le nuage des S₃ flanc long (l₂ par ex.) issus de l₄, après l'action de P₆. L'analyse du diagramme \triangle_{13} montre la relation entre les axes fortement plongeants et les plans S₆ aberrants (S'₆). Introduisons alors l'effet d'une telle surface $S'_6 = 62^{\circ}SE85^{\circ}$: ce plan axial fournit un groupe d'axes de microplis A'6-3 liés au flanc court de P4 qui tombent remarquablement dans le domaine des microplis à axes très plongeants de direction 60-70° de \triangle_{13} , complétant ainsi le nuage A₆₋₃ du diagramme. Le groupe d'axes A'6-3 liés au flanc long n'ayant pas été observé, on peut en déduire la localisation sélective de S'₆ au niveau du flanc court P₄, ce que l'on peut interpréter ainsi : le plan axial S6 devient un plan S'6 au passage du flanc court P4 par « réfraction de schistosité ». L'explication des deux plans S₆ et S'₆, par un système de microplis P₆ conjugués de symétrie réduite, n'est guère satisfaisante, car certains des axes A'₆₋₃ sont communs aux deux plans S₆ et S'₆ sur la figure 12b et sur \triangle_{13} .

De telles réfractions du plan axial interviennent, semble-t-il, quand l'angle entre S_3 et S_6 devient trop faible (c'₁ \land S_6 sur la figure 12b), comme cela a été observé et décrit par Laumonier (1975) dans les plis P_3 «synschisteux» de la série de Jujols (p. 71 et 72).

Il devient alors possible de complèter le nuage S_3 après l'action de P_6 en y incorporant les portions de g.c. liées aux axes A'_{6-3} du flanc court P_4 comme le montre la figure 12b.

K – Microtectonique des autres sites analysés

La figure 13 rassemble les diagrammes des sites 9b, 12, 14, 14a, 22, 23, 24 et 25 qui n'ont pas été utilisés dans l'exposé qui précède. Un commentaire détaillé des diagrammes correspondants est inutile, ces derniers pouvant être interprétés à la lumière des précédents. Toutefois, on notera, comme sur Δ_3 et Δ_4 , la présence d'une famille de plans particuliers, dits S'₃, bien représentés sur Δ_{12} , plus rares sur Δ_{14} et Δ_{14a} . Ces plans correspondent à d'anciennes diaclases postérieures à S₃ mais plissées par les microplis tardifs dès la phase 4. Leur intersection avec les plans de «strain-slip» tardifs est parfois mesurée. Ils sont assez souvent remplis par des agrégats de biotite à proximité de l'auréole du granite de Mont-Louis (Δ_4).

II – LES PLISSEMENTS TARDIFS DANS L'AURÉOLE DE CONTACT DU GRANITE DE MONT-LOUIS

Introduction

Les travaux de Fourmarier (1959) ont depuis longtemps attiré l'attention sur les déformations souples (plissements et schistosité) des auréoles de contact. Cette tectonique de l'encaissant a pu se produire tout au long de la mise en place de l'intrusion et se poursuivre après celle-ci. D'où la complexité de l'analyse, due aussi à l'irrégularité morphologique de la masse intrusive, généralement discordante. Considérons un bâti soumis à l'action d'un champ de contrainte extérieur uniforme susceptible d'engendrer des plissements correspondant à une «phase» tectonique, et envisageons l'effet tectonique d'une intrusion synorogénique isolée. Celle-ci a pour conséquence de rendre la répartition des contraintes hétérogène à son voisinage et l'on peut schématiquement imaginer trois situations :

a) Lors de la mise en place du magma granitique, celui-ci possédant une pression propre, des contraintes prennent partout naissance dans l'encaissant (p. ex. Pellissonier, 1976). Des déformations locales en résultent, qui cernent en continuité la périphérie de l'intrusion, par exemple des plissements dont les orientations seront variables avec celles des contacts. Ceci est un aspect de la tectonique «diapirique» (Ramberg, 1963), à l'échelle et au niveau de l'intrusion. Cette tectonique peut être spécifiquement périgranitique et, si l'intrusion n'est pas trop grande, sans régionalité. Réciproquement, l'existence de contraintes régionales retentira sur la mise en place du magma, pouvant influencer directement la forme de l'intrusion et sa localisation ou celle de certaines de ses parties..

b) L'intrusion étant entièrement ou partiellement consolidée, elle est toujours sollicitée, avec son encaissant, par des contraintes régionales supposées uniformes. Sous l'action du champ extérieur, le massif granitique peut se comporter comme un corps résistant relativement homogène vis-à-vis des terrains encaissants plus déformables, concentrant les contraintes en certains points de sa périphérie. Une tectonique périgranitique pourra en résulter, localisée au contact de certaines bordures favorablement orientées par rapport aux contraintes principales régionales, alors que d'autres contacts seront épargnés. Ainsi, des plissements pourront être intensifiés ou atténués au contact du granite tout en conservant un caractère régional.

Dans le premier cas, les déformations sont synchrones de la mise place de l'intrusion, dans le second, elles lui sont postérieures. Dans ce dernier cas, une possibilité est que la tectonique périgranitique soit engendrée alors que l'auréole de contact est encore à une température élevée, en voie de recristallisation métamorphique ou hydrothermale. Ces processus offrent alors un recours chronologique en signant la déformation..

c) En fait, les deux situations envisagées ci-dessus comme successives peuvent parfaitement interférer dans le temps, d'autant qu'au stade magmatique, la viscosité du magma étant élevée (J.P. Carron, 1969), les deux comportements évoqués peuvent intervenir simultanément.

d) Enfin, il convient de considérer la durée de l'intrusion. Le caractère composite des massifs granitiques (Raguin, 1976) traduit l'échelonnement dans le temps de la mise en place, par

intrusions successives, de sorte que les parties périphériques des plutons peuvent représenter les intrusions les plus anciennes refoulées en bordure par l'intrusion plus récente des parties centrales (exemple du massif voisin de Quérigut, selon J. Marre,1973).

A – Relations d'ensemble entre la bordure orientale du granite de Mont-Louis et le Paléozoïque encaissant de la région d'Olette-Fontpédrouse

La figure 4 in Autran et *al.* (1970) reproduite sur la figure 14, ainsi que la carte géologique Prades à 1/50000, montrent les relations des formations lithostratigraphiques (S₀) avec le contact nord-sud, quasi-vertical limitant à l'est le massif granitique de Mont-Louis : au centre, une partie de ces formations, comprenant le sommet de la série de Canaveilles et la base de la série de Jujols, paraît buter de manière discordante





Croix = granite (granodiorite et granite monzonitique); points = granites à muscovite; signes sigmoïdes = gneiss du Canigou; points surajoutés pour les gneiss granitisés du massif de Mont-Louis; hachuré oblique = Paléozoïque inférieur avec indication des plissements à axes nord-sud de la schistosité (phase 7 de la présente étude); hachuré vertical = septa de cornéennes de Paléozoïque inférieur inclus dans le granite. En noir plein, micaschistes situés au plancher du granite stratoïde de Mont-Louis. et presque orthogonale sur le grand lobe oriental de ce massif. Il est capital que ces formations se poursuivent et se retrouvent sous forme de septa à l'intérieur du granite où leur configuration indique l'existence d'une structure d'ensemble dessinant sur les cartes un important mégapli de phase 7 (cf. fig. 14). Par contre, les domaines qui encadrent au nord et au sud cette partie centrale se séparent en deux faisceaux divergents aux abords du lobe de granodiorite, en le contournant : le premier, au nord, de direction N 110°, comprend le sommet de la série de Jujols et le Paléozoïque supérieur du synclinal de Villefranche-de-Conflent ; le second, au sud, de direction N 60°, comprend la base de la série de Canaveilles reposant sur le socle anté-hercynien.

Quant à la schistosité régionale S_3 , elle suit approximativement la configuration des bancs S_0 à proximité du granite et dans les septa inclus (conséquence de l'isoclinalisation partielle des plis P_3 à ce niveau structural).

Quant au granite lui-même, rappelons la forme générale stratoïde du pluton (Autran et *al.*, 1957), avec un plancher assez régulièrement plat, approximativement parallèle à la limite du socle cadomien gneissique, situé à faible distance au-dessus de cette dernière, et un toit affecté d'irrégularités sous forme de lobes (aspect en strato-cumulus). Les parties du massif voisines du plancher sont hétérogènes, riches en grands septa et enclaves des terrains encaissants de la couverture alors que les lobes sont homogènes, ces septa y étant rares, petits ou absents. Cette dualité apparaît clairement sur les figures 4 et 5 in Autran et *al.*, (1970). Dans la région étudiée, un grand lobe homogène de granite s'étend entre Ayguétébia et Matemale, que nous désignerons comme «*grand lobe oriental*». D'Ayguetébia à Fontpédrouse dominent au contraire les parties hétérogènes riches en septa (cf. figure 14).

L'analyse tectonique détaillée de l'auréole de contact restait à faire et, surtout, la comparaison avec la microtectonique tardive des zones extérieures à l'auréole, voire de domaines exempts de toute influence apparente de masses granitiques. Le but de notre contribution n'est pas l'examen exhaustif de la tectonique induite au contact du vaste massif de Mont-Louis. Cinq sites, 9a, 11, 20a, 20b et 21, facilement accessibles, ont été choisis, qui intéressent les contacts de la bordure orientale du granite. Du nord au sud, (cf. fig. 1), celle-ci, très discordante, rencontre des terrains de couverture de plus en plus anciens : au nord, la base de la série de Jujols représentée par les grès et microconglomérats d'Évol, au sud, la base de la série de Canaveilles jusqu'à sa limite avec les gneiss du Canigou affleurant dans les secteurs de Canaveilles et Fontpédrouse. Entre ces deux localités, une apophyse de granite de direction E-W, se détachant à angle droit, à la base du lobe principal (cf. fig. 1 et 14), s'insinue «en langue» entre les gneiss et leur couverture paléozoïque, s'amincissant progressivement vers l'est, pour disparaître à l'ouest de Canaveilles : c'est l'apophyse de Llar. Les sites 9 et 11 sont au contact du grand lobe oriental'à bordure nord-sud; les sites 20 et 21 sont respectivement situés au toit et au plancher de l'apophyse de Llar.

B – Analyse géométrique de cinq sites de contact

1) Analyse du site 11 (route de Sansa au nord de Railleu)

Situé entre Sansa et Railleu, sur la D4, on y observe la base de la «série de Jujols» métamorphisée dans l'auréole de contact, butant presque à angle droit sur la bordure N-S, quasiverticale, du granite de Mont-Louis. La surface structurale dominante est ici la stratification S₀ fournie par des bancs métriques à décimétriques bien individualisés et abondants de quartzite-métagrauwackes. La schistosité régionale S3 est subordonnée ; sa recherche devient difficile près du contact granitique, les recristallisations très poussées de l'auréole tendant à l'effacer, alors que les différences de litage sédimentaire sont au contraire soulignées. Les deux surfaces So et S3 sont fortement plissées en grand (hectomètre) et en détail. A ce niveau structural, les plis couchés P₃ sont bien développés avec des charnières rondes métriques et des flancs subisoclinaux (cf. Laumonier et Guitard, 1978) admettant S3 comme plan axial; les plissements tardifs s'y superposent avec des dimensions relatives variables.

Le diagramme \triangle_{11} (fig. 15b) montre deux concentrations de plans S₀ correspondant à deux domaines distincts: l'une en moyenne 25°NW70° regroupe les mesures au contact même du granite, dans une bande large d'environ 200-300 m à l'affleurement; l'autre, d'orientation moyenne 100-110°N60°, intéresse les mesures à l'extérieur de la bande. Cette disposition d'ensemble traduit le «rebroussement» des bancs au contact du granite, rebroussement qui apparaît en projection comme un mégapli ouvert dont l'axe construit est 10°N65°, orientation qui correspond aux plis P₇. Cette interprétation est confirmée par deux séries d'observations:

1) Les plans S_3 mesurés dans les deux domaines distingués cidessus sont distribués comme les stratifications $S_0 \text{ sur } \Delta_{11}$, donc les schistosités S_3 sont rebroussées au contact du granite comme ces dernières. Une plus grande concentration de plans S_3 suivant le maximum 100-110°N60° tient à la facilité de déceler S_3 à distance du contact ; cette orientation est en accord avec l'orientation générale de S_3 dans le domaine septentrional de la région d'Olette.

2) La majorité des plis et microplis tardifs mesurés sont des plis droits de phase P_6 dont les directions A_{6-0} et A_{6-3} oscillent entre 20 et 155° autour de N-S, et dont la direction moyenne est congruente avec celle du méga-pli construit ci-dessus. Les plans axiaux correspondants S_6 sont bien groupés (168°E70°). On observe également un groupe d'axes N-W modérément plongeants liés à des «strain-slips» 145 SW 75 que l'on peut identifier raisonnablement à des plis droits P_8 .

Par contre, on notera la rareté des éléments structuraux appartenant aux phases tardives antérieures. Un pli P_4 est bien caractérisé et un micropli P_5 . Cette rareté s'explique par la situation structurale du site 11 : on est au-dessus du front de la « zone des microplissements » caractérisée par l'abondance et la généralité des plis tardifs P_4 et P_5 .

Quelques axes P_3 ont été reportés sur \triangle_{11} : au contact du granite, leur orientation est pratiquement confondue avec celle des plis P_6 , mais elle devient E-W quand on s'en éloigne. Cette différence très marquée traduit probablement la torsion locale des



FIG. 15. – Microtectonique des sites 9a (a), 11 (b), 20a (c), 20b (d), 21 (e).

axes A_{3-0} par le rebroussement du contact. Rappelons cependant que de telles variations des axes A_{3-0} sont très générales dans la série de Jujols et tiennent à d'autres causes (cf. Laumonier et Guitard, 1978).

2) Analyse du site 9a (environs d'Ayguetebia)

Situé à 3 km au sud du précédent, on y observe le sommet de la série de Canaveilles (schistes d'Oreilla) dont les plans So et S₃ sont rebroussés en bordure du granite et enclavés au sein de ce dernier sous forme d'un grand septum (pic de l'Escarbat). A distance du granite, les schistosités S₃ sont généralement de direction E-W, celle-ci pouvant persister localement jusqu'au contact. Mais plus souvent, elles sont fortement déviées vers N45°, de sorte que sur \triangle_{9a} (fig.15a) le rebroussement des plans S3 et S0 s'effectue dans une «ceinture» fournissant un axe de replissement 23°N45°, identifiable à P7; les microplis P7 forment une famille homogène par les orientations A_{7-3} et S_7 . Les plis P_4 et P_6 s'observent jusqu'au contact même, bien qu'ils soient plus fréquents - ou plus facilement décelables à distance. Ils provoquent une dispersion des plans S₃ indépendante de la précédente. \triangle_{9a} montre une dispersion assez prononcée des axes A_{4-3} (110° à 40°), dans un plan correspondant à δ_7 (4), ce qui permet d'attribuer cette dernière à l'effet des plis P7 de type «semblable» et de construire une droite de glissement G7 d'orientation 10°, 0° conforme à celles reconnues cidessous (cf. fig. 10'). On notera de même une dispersion notable des plans S₆ fournissant un axe A_{7-6} quasi-vertical. Un groupe d'axes NE-SW moyennement plongeants affectant le domaine à $S_3m = 90^{\circ}N50^{\circ}$ peut être interprété comme P_5 .

3) Analyse du site 20a (Le Llar-est) (fig. 15c)

Situé au nord du hameau de Llar, il est proche du toit de l'apophyse granitique de Llar. Le diagramme Δ_{20a} présente une grande analogie avec Δ_{18-19} . La schistosité régionale S₃, 55°NW20° en moyenne, est fortement plissotée par deux systèmes de plis décimétriques à métriques, d'égale intensité :

a) des plis P₇ formant un nuage d'axes A_{7-3} nord-sud très homogène. Les plans de «strain-slip» S₇ sont cependant à pendage très variable vers l'ouest, les plans S₇ redressés étant dominants. Ceci traduit l'importance des éventails de schistosités.

b) des plis P_5 avec des axes nord-est plus dispersés et des plans S_5 généralement peu pentés. Les axes A_{7-3} et A_{5-3} sont peu plongeants, affectant un domaine à S_3 plat. Les plans S_7 et S_5 de faible pendage ont statistiquement même orientation et pourraient être confondus en projection, s'ils n'étaient liés à leurs axes respectifs.

Le seul axe A_{4-3} mesuré confirme l'analogie avec \triangle_{18-19} . L'absence de plis P₆ est tout-à-fait remarquable.

La dispersion des directions axiales A_{5-3} entre N30° et N60° est l'indice, d'après l'analyse de \triangle_{18-19} , d'une déformation par la phase 7 qui ne se traduit pas par l'existence de grands plis P_7 , ce que nous avons interprété ci-dessus par une disposition de la droite de glissement G_7 quasi-parallèle à S_3 m.

4) Analyse du site 20b (Le Llar-ouest) (fig. 15d)

Il jouxte le contact granitique au toit de l'apophyse de Llar.

La schistosité S_3m est conforme à 20a, étant 80°N20° et pareillement les microplis P_5 et P_7 sont les mieux représentés avec, pour ces derniers, une notable variation du pendage des plans S_7 par phénomène d'éventail. Deux points sont intéressants :

a) il a été possible de construire la droite de glissement $G_5 = 120^{\circ}NW63^{\circ}$ pour un pli P_5 ; cette dernière est sensiblement orthogonal à l'axe A_{5-3} correspondant;

b) une droite de glissement G_7 liée à un plan axial S_7 , assez aberrant par son faible pendage, fournit une direction inhabituelle (114°W10°) mais conserve sa position voisine de l'horizontale si caractéristique des droites G_7 .

De plus, le site 20b a montré la raréfaction rapide des microplis lorsque l'on se déplace vers l'ouest, sous le contact granitique.

5) Analyse du site 21 (fig. 15e)

Localisé au nord de Fontpédrouse, ce site intéresse les micaschistes de couverture, à proximité de la limite soclecouverture, situés au plancher de l'apophyse granitique du Llar. Des niveaux quartzitiques y sont fréquents, intensément plissés par des plis P3 très aplatis. La schistosité régionale S3, correspondant aux flancs longs des plis tardifs, est en moyenne faiblement pentée vers le sud (85°S20°), correspondant à la retombée locale de la voûte anticlinale P6 de Canaveilles-Fontpédrouse. On observe essentiellement une seule famille de plis droits tardifs métriques à décamétriques très développés, à charnière arrondie. Les axes sont en moyenne 20°S20°. Les flancs longs S3 sont 85°S20° et les flancs courts 05°W50°. Les plans de strain-slip, bien groupés, ont une orientation moyenne 20°, 90. Cette famille peut être identifiée sans difficulté à P7. Par contre, deux charnières isolées de direction 50° à plan axial 40°NW28° peuvent être rapportées à P₅, comme sur \triangle_{20} .

C – Relations chronologiques entre les plissements tardifs et la mise en place du massif granitique

1) Antériorité des plis précoces et de la schistosité régionale S₃ par rapport à la mise en place de l'intrusion

Rappelons le brusque rebroussement de S_0 et de S_3 près du contact. De même, les plis couchés P_3 sont tranchés par le granite et rebroussés (cf. Δ_{11}). En outre, la granodiorite n'est nullement «gneissifiée» par S_3 . Ceci indique une mise en place et une consolidation postérieures à l'acquisition de la schistosité régionale. Par ailleurs, comme nous le verrons, les plans S_3 sont complètement recristallisés dans les cornéennes de l'auréole, les «taches» de cordiérite ayant systématiquement englobé cette schistosité. L'intrusion et le métamorphisme de contact sont donc des événements postérieurs à P_3 . Ces conclusions restent conformes à celles de Autran et *al.* (1970).

2) Reconstitution d'un mégapli P_7 à partir de la configuration des septa inclus dans le granite : conséquences

Rappelons l'importance du méga-anticlinal P_7 de Tuévol dans l'auréole de contact. Ce mégapli se poursuit largement à travers le massif granitique où il se continue par une grande ondulation synclinale à l'ouest. En effet, la cartographie des

septa gréso-pélitiques à l'intérieur du granite par Autran, restitue clairement la configuration d'un méga-synclinal P, de même ampleur, dont la charnière est bien dessinée au nord de la Llagonne (col du Comail) (cf. fig. 4, in Autran et al;, 1970 et fig. 14). La formation de ces grands plis P7, largement inclus dans le granite, est difficilement concevable postérieurement à l'intrusion, d'autant que le granite ne présente pas de traces évidentes de déformation. Il reste donc que les mégaplis P7 sont contemporains de l'intrusion principale ou lui sont antérieurs. Étant donné les dimensions assez exceptionnelles des mégaplis de Tuévol et de la Llagonne, et leur coïncidence spatiale avec le grand lobe oriental homogène du granite de Mont-Louis, on peut faire l'hypothèse d'une mise en place de ce lobe favorisée par la formation des mégastructures P7 et donc, en définitive, un quasi-synchronisme entre la phase 7 et l'intrusion principale du massif granitique.

3) Existe-t-il une relation entre l'intensité de la phase 7 et la proximité des contacts granitiques ?

La répartition cartographique (fig. 3, 2^e partie) des mégaplis P_7 et la considération de leur intensité indiquent l'existence d'un gradient de déformation P_7 quand on se rapproche de la bordure N-S de l'intrusion, les plis les plus serrés affectant une bande de l'auréole entre Sansa et Ayguetébia. Plus au sud, ces mégaplis offrent l'allure de grandes ondulations très ouvertes affectant à la fois la base du Paléozoïque et les gneiss du socle sous-jacent. A l'est de l'auréole de contact, ces plis 7 s'atténuent très rapidement, devenant sporadiques et de petite dimension.

Parallèlement, on constate généralement l'intensification des microplis P₇ au contact de la bordure orientale du granite et leur quasi-disparition vers l'est quand on s'en écarte. Les sites de l'auréole permettent d'observer la superposition fréquente des microplis P₇ à ceux des familles antérieures. L'amortissement des microplis P₇ à l'extérieur de l'auréole peut se produire irrégulièrement, puisque ces derniers sont encore bien représentés dans le site 17 (Canaveilles) extérieur à l'auréole, sans en être toutefois très éloigné. Mais, cet affaiblissement avec la distance au contact, ressort aussi très bien à l'examen des diagrammes de sites de la région de Ballestavy, la plus éloignée du contact où les microplis P₇ sont pratiquement inconnus (Δ_{22} à Δ_{26}).

Cependant, il convient de souligner deux points :

1) Les microplis P7 sont rarement présents dans les micaschistes et les cornéennes au toit de l'apophyse de Llar (Ouest de Llar à la Serre de Clavera) ainsi que dans tout le dièdre formé par le raccordement de la bordure N-S du granite à l'apophyse E-W de Llar. Il en est de même, plus à l'ouest encore, dans les micaschistes au sud de Sauto, situés au plancher de l'apophyse de Llar, dans le prolongement du site 21 où les microplis 7 sont abondants. Dans ces cas, les schistosités S3m sont généralement peu pentées et nous avons vu que cette circonstance favorisait la faible intensité des plis 7. Cependant, dans ces mêmes circonstances, les microplis et les crénulations P7 peuvent être fréquents (A20a et 21). Ainsi, au sud-ouest de Llar et de Fontpédrouse où de tels microplis sont rares, le gradient de déformation de la phase 7 tend à s'inverser, bien que l'on se rapproche du contact granitique. L'intensification de la phase 7 n'est donc pas obligatoirement liée à la proximité de ce contact et, en fait, on note une meilleure correspondance avec la position de la

zone de charnière du méga-anticlinal P_7 de Tuévol. Dans la mesure où la bordure N-S du granite est superposée à cette zone entre Sansa et le sud d'Ayguetébia, l'intensification des plis et microplis P_7 au contact ne serait que fortuite. Dans ces conditions, le développement important des plis de phase 7 ne serait pas seulement induit par la mise en place de l'intrusion.

2) Dans la région de Ballestavy, si les microplis P_7 sont rares ou inexistants, on note cependant la présence d'une grande ondulation P_7 à l'est cette localité (cf. Δ_{26}).

Ainsi, les deux points précédents sont plutôt en faveur d'une certaine régionalité de la phase 7 qui n'est nullement spécifiquement liée à la bordure du granite où elle s'exprime cependant avec une particulière intensité.

4) Hypothèses sur la mise en place du granite

Les relations temporo-spatiales entre le lobe oriental du granite de Mont-Louis et son encaissant plissé laissent présager un



FIG. 16. – Schéma interprétatif de la mise en place du granite de Mont-Louis.

> A : au stade précoce du granite riche en septa pélitiques antérieurement à la phase 7. Les directions de S₃ après P₆ sont indiquées dans l'encaissant. B : au stade tardif du granite homogène formant l'essentiel du « grand lobe oriental » synchrone et/ou postérieur à P₇. Les directions de S₃ après P₇ sont indiquées. l = Dévonien et Silurien; 2 = gneiss de Mont-Louis et du Canigou; 3 = granite précoce riche en septa pélitiques de Paléozoïque inférieur; 4 = granite tardif homogène; 5 = Paléozoïque inférieur avec directions de la schistosité S₃ indiquée; 6 = limites du Quaternaire.

certain synchronisme entre l'intrusion de la masse granitique principale, centrale et dépourvue de septa, et le développement de la phase 7. Cette masse granitique homogène a pu occuper un volume libéré à la faveur du mégaplissement P7 et l'on peut imaginer le retentissement de la masse magmatique sur les caractères des plis P7, accentuant leurs dimensions dans son voisinage immédiat. De part et d'autre de cette masse magmatique principale, très homogène, le granite périphérique est riche en septa, souvent de grande taille (kilométrique), et l'on peut considérer que l'épaisseur initiale des terrains paléozoïques y est, en gros, conservée. Dans cette perspective, on peut supposer que la mise en place des parties granitiques riches en septa a pu être antérieure à la phase P7, l'intrusion s'étant largement poursuivie lors de cette même phase, par la mise en place de la masse centrale homogène. Dans ces conditions, le plissement P7 ne peut être réduit à des plis semblables par « cisaillement simple », mais implique probablement un certain degré d'aplatissement, au moins près du granite. Une conséquence importante des relations chronologiques proposées est que la masse principale formant le lobe oriental du granite de Mont-Louis a été mise en place postérieurement à la phase majeure P6, donc dans un bâti déjà fortement structuré par les plissements tardifs. Les modalités de l'intrusion sont illustrées sur la figure 16.

Ces conclusions sont évidemment provisoires, étant donné le caractère trop restreint de nos investigations qui devront être étendues à l'encaissant du massif granitique tout entier.

D – Relations entre le métamorphisme de contact et les crénulations tardives

1) Schistes tachetés dans l'auréole du contact nord-sud

Dans les roches pélitiques de l'auréole de contact se développent abondamment des porphyroblastes centimétriques de cordiérite (schistes tachetés et cornéennes). Sur la route de Sansa (D4), les premiers porphyroblastes apparaissent dans les micaschistes régionaux appartenant à la base de la zone de la chlorite régionale (site 8). L'association métamorphique est cordiérite - biotite - muscovite - chlorite, critique pour la zone de la cordiérite, la roche conservant encore une texture de micaschiste. A l'intérieur de l'auréole, la chlorite disparaît rapidement, les associations rencontrées comportant cordiérite muscovite - biotite ou cordiérite - biotite en général (zone de l'andalousite), cependant que la roche acquiert une texture de cornéenne d'abord schisteuse puis plus ou moins isotrope. La sillimanite associée au feldspath potassique apparaît au contact même du granite, ces cornéennes de haute température étant souvent transformées et rétromorphosées localement par des phénomènes hydrothermaux.

Au microscope, les crénulations tardives sont exprimées par des microplis affectant la schistosité régionale S_3 , cette dernière de caractère pénétratif par orientation statistique des micas, tant que la texture schisteuse initiale n'est pas trop modifiée par la recristallisation.

- La croissance de la cordiérite est toujours postérieure à S_3 , systématiquement englobée sans dérangement par les porphyroblastes (sections parallèles aux strain-slips tardifs) (cf. fig. 17a). Les cordiérites ont souvent une disposition quelconque par rapport à S_3 et parfois une orientation de forme suivant S_3 par orientation mimétique. - Le comportement des cordiérites vis-à-vis des crénulations tardives a été examiné spécialement pour les crénulations P_4 et P_7 , qui encadrent l'intervalle de temps pendant lequel se développent les phases tardives principales.

a) Les cordiérites les plus externes de l'auréole montrent une partie centrale nettement déformée par les plis P, dans les sections perpendiculaires à leurs axes. Au passage du plan axial S₇, il existe souvent une nette différence d'orientation optique entre les plages de cordiérite des deux flancs des plis. Le passage peut être progressif par « extinction onduleuse », mais il est généralement tranché, la texture de la cordiérite étant alors apparentée aux «arcs polygonaux» des micas recristallisés. Parfois encore, les limites séparant deux plages d'orientations différentes ne sont pas des limites tectoniques (étant distinctes des macles éventuelles) mais sont quelconques, les porphyroblastes étant constitués d'une mosaïque de sous-plages légèrement désorientées. Le contour de ces parties centrales est souvent décalé au changement de flanc des microplis P7. Ainsi, le centre des cordiérites a été déformé par les crénulations P7 mais il a été largement recristallisé. La périphérie des cordiérites est souvent altérée mais, contrastant avec les centres, les bordures des porphyroblastes recoupent à «l'emporte-pièce» les microplis P7, certaines cordiérites exhibant des contours externes quasi-idiomorphes. Ainsi, la croissance de ce minéral s'est-elle poursuivie après l'acquisition des microplis et du strain-slip 7.

b) Les relations entre les crénulations P_4 et les cordiérites ont été précisées à la périphérie et à l'intérieur de l'auréole.

Les porphyroblastes ont pu être déformés par S_4 et P_4 et recristallisés (fig. 17b). Les aspects sont analogues à ceux décrits pour P_7 , sauf que la différence notée entre le comportement du centre et de la périphérie des porphyroblastes n'est pas évident, la discontinuité brusque de l'orientation optique au passage du plan axial des plis se poursuivant parfois jusqu'à la limite externe des cristaux. Les cordiérites ont donc été déformées par P_4 comme elles l'ont été par P_7 .

La recristallisation de l'auréole s'est donc poursuivie tout au long du développement des diverses phases de plis tardifs : la croissance de la cordiérite enregistre la phase P_4 , elle a donc pu débuter entre P_3 et P_4 ou avec P_4 ; elle enregistre la phase P_7 et se poursuit encore après cette dernière. La mise en place de l'intrusion aurait alors commencé après P_3 mais avant P_4 , conclusion assez différente de celle proposée antérieurement par Autran et *al.* (1970).

2) Le métamorphisme de contact à proximité de l'apophyse de Llar

Dans le site 20b, situé au toit de l'apophyse, des cornéennes se développent sur quelques mètres aux dépens de la zone de l'andalousite régionale.

Le site 21, au plancher de l'apophyse granitique, appartient entièrement à la zone de la sillimanite + feldspath potassique, induite par effet thermique du granite sur des micaschistes mésozonaux dont, curieusement, les textures régionales sont parfaitement persistantes, les roches de l'auréole n'évoquant nullement des cornéennes, bien que la recristallisation y soit très poussée. Les croissances de la biotite et de la muscovite II (cf. Autran et *al.*, 1970) sont mimétiquement guidées par les



FIG. 17. – a) porphyroblaste de cordiérite ayant englobé la schistosité S₃ pénétrative et le « strain-slip » S₄ discontinu. b) porphyroblaste de cordiérite montrant l'effet d'une crénulation 4 modifiant l'orientation optique du cristal au passage du plan axial P₄.

crénulations de phase 7 sous forme d'«arcs polygonaux» typiques ou par orientation dans les plans de strain-slip 7.

3) Ainsi le métamorphisme «thermal» est-il partout actif pendant et après la dernière phase principale de plis tardifs, alors que l'intrusion de la masse principale du pluton était déjà réalisée. Tenu compte de ces données, on peut supposer une mise en place par intrusions successives, avec, schématiquement, deux épisodes: intrusion initiale des parties riches en septa sous forme de corps stratoïdes, puis intrusion de la masse principale formant le grand lobe oriental, ceci échelonné de φ_A à φ_7 . Rappelons que le passage des plissements précoces P₃ aux plis P4 s'accompagne d'une modification du régime des contraintes. La formation de plis P4 à plans axiaux relativement redressés (cf. 2^e partie), implique des compressions horizontales avec σ_1 subhorizontal, régime favorable aux décollements subhorizontaux (σ_1 vertical) rendant compte de la disposition en «feuillets plats» des intrusions précoces (cf. Autran et al., 1970, page 721). La figure 16 illustre l'interprétation proposée d'une mise en place du granite en deux épisodes et leurs relations avec les mégaplis P7. Le décalage dans le temps entre les processus mécaniques (intrusion du magma, formation de crénulations successives) et métamorphiques (recristallisation et porphyroblastèse) peut être expliqué par la durée beaucoup plus grande de la propagation de la chaleur dans l'encaissant, si le régime dominant est la conduction, ce que nous pensons, étant donné la régularité générale des limites de l'auréole calquées sur celle de l'intrusion.

Une estimation, même grossière, de la durée du métamorphisme de contact renseigne dans ces conditions sur celle de la tectogenèse des plissements tardifs. Les calculs de Goguel (1948) et de Norton et Knight (1977), s'efforcent de préciser l'évolution de la température de l'encaissant en fonction du temps pendant lequel se refroidit une intrusion. Les paramètres intervenant sont principalement la configuration du corps intrusif, la température initale du magma lors de sa mise en place et sa chaleur latente de cristallisation, la perméabilité de l'encaissant, les auteurs adoptant une conductivité thermique uniforme pour l'intrusion et les terrains de l'auréole, ceux-ci supposés froids au départ. Dans le cas de la conduction, qui suppose une perméabilité faible des terrains, les isothermes tendent à se mouler sur la forme de l'intrusion. Le modèle du « pluton» de Norton et al. (1977) est le mieux adapté au cas de la bordure orientale du granite de Mont-Louis. Les paragenèses des cornéennes permettent une estimation des températures atteintes dans l'auréole : entre le contact granitique et la limite externe de l'auréole, la différence de température peut être de 100° C pour une épaisseur de 2000 m à la latitude d'Ayguetebia, ce qui fournit un gradient de 50°/km. Une telle distribution des températures, en admettant que les terrains épizonaux au moment de l'intrusion se trouvaient à 300° (zone de la chlorite des micaschistes), peut être obtenue dans un intervalle de temps de 100 000 à 200 000 ans. Ce pourrait être aussi un ordre de grandeur de la durée pendant laquelle se sont élaborées les phases de plissement tardif de la phase 4 à la phase 7.

III – RELATIONS ENTRE LES PLISSEMENTS TARDIFS ET LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

 A – Épaississement local des zones de métamorphisme entre Canaveilles
 et Fontpédrouse en relation avec une flexure antémétamorphique du socle précambrien

Sur le versant nord du Canigou, les principaux isogrades du métamorphisme régional sont situés dans la couverture (série de Canaveilles) enveloppant les gneiss du socle antéhercynien. Ce sont les isogrades : + biotite, + cordiérite, + andalousite, définis dans les métapélites. Les zones qu'ils délimitent sont approximativement moulées sur la limite socle-couverture (So), ceci traduisant «l'effet de socle» (Fonteilles et Guitard, 1968), en particulier les isogrades + cordiérite et + andalousite sont très proches de cette limite. Ainsi, dans le secteur de Ballestavy, l'isograde + andalousite est à 250 m au-dessus de la limite du socle, celui de + cordiérite à 400 m environ. Curieusement, à l'ouest de Canaveilles, on observe un fort épaississement de la zone de l'andalousite comme l'indique la figure 1a, l'isograde + andalousite situé à 250 m au-dessus de la limite du socle à Canaveilles se retrouve à Llar à environ 1 000 m de cette limite, cette obliquité traduisant la variation assez rapide et locale de l'épaisseur des zones métamorphiques à l'ouest de la vallée de la Têt. Cependant, des épaisseurs normales se retrouvent à nouveau vers l'ouest, dans la région de Mont-Louis. Ce n'est certes pas la présence de la modeste apophyse granitique de Llar, dont la position coïncide avec celle de l'anomalie thermique, qui suffirait à expliquer l'épaississement des zones de métamorphisme, comme le montre, d'ailleurs, l'extension très limitée (quelques mètres) du métamorphisme de contact au toit de l'apophyse.

Il est, par contre, aisé de rendre compte de cette anomalie en remarquant qu'elle coïncide exactement avec la présence d'une importante «flexure» synsédimentaire de direction N60° ployant le socle à l'ouest de la vallée de la Têt, flexure qui provoque l'irrégularité locale de la limite socle-couverture comme l'indique la figure 18. En effet, à l'ouest de Llar, la série de Canaveilles subit une très importante réduction d'épaisseur par disparition ou fort amincissement de sa partie inférieure, disposition que l'on retrouve dans tout le nord de la Cerdagne et dans le massif de Mont-Louis. Ceci se manifeste par la quasidisparition des niveaux carbonatés mais par la persistance du niveau carburé connu de façon continue entre Olette et le Col de la Perche. La hauteur du ressaut peut être estimée, en comparant l'épaisseur actuelle de la série de Canaveilles à l'est et à l'ouest de la flexure, à environ 800 mètres. Au niveau d'une telle «flexure», la position des isogrades régionaux étant influencée par leur distance à la limite du socle, l'isograde s'établit de telle sorte qu'il tend à «lisser» l'irrégularité locale résultant de la flexure, d'où l'épaississement local des zones, comme le montre la figure 18. En somme, l'anomalie locale de la structure thermique entre Canaveilles et Mont-Louis n'est qu'une modalité de l'effet de socle.



FIG. 18. – Flexure antémétamorphique du socle précambrien (flexure de la Têt) et conséquences sur la distribution des isogrades régionaux.

CO = isograde de la cordiérite; F = Fontpédrouse; L = le Llar; C = Canaveilles. Les épaisseurs sédimentaires indiquées concernent la série de Canaveilles entre le niveau de schistes carburés de Tuévol (cf. fig. 1a) et la limite socle-couverture. Les gneiss œillés du Canigou sont indiqués par le même figuré que celui de la figure 1a.

B – Plissement des isogrades régionaux par le mégapli 7 de Tuévol

Au niveau de ce méga-anticlinal, l'isograde de l'andalousite régionale subit une inflexion analogue à celle affectant les horizons stratigraphiques, sa direction passant de N110° à l'est à N60° à l'ouest. En conséquence, la position des isogrades régionaux dans la couverture était fixée avant que ne s'achève la phase P_7 (cf. fig. 1a).

C – Recoupement des isogrades régionaux par l'auréole de contact

La figure la montre le recoupement de l'isograde régional + andalousite par la limite externe des schistes tachetés (auréole externe) et aussi par celle des cornéennes (auréole interne): cf. ouest de Serremijane ou Serre de Clavera). Les « tachetés » se développent aux dépens des schistes épizonaux, de ceux de la zone de la biotite ainsi que de ceux de la partie la plus externe de la zone de l'andalousite régionale caractérisée par des porphyroblastes de petite taille (< 1 cm). Par contre, les micaschistes les plus recristallisés de cette zone (andalousites et cordiérites pluricentimétriques) peuvent être transformés en cornéennes où des résidus d'andalousite régionale persistent en relique au sein des cordiérites de contact (ouest de la Serre de Clavera). Ainsi, la configuration définitive de l'auréole de contact est-elle acquise postérieurement à celle de la structure thermique régionale.

D – Relations entre la porphyroblastèse et les crénulations tardives

Dans la mésozone régionale du Canigou, la croissance des porphyroblastes peut se poursuivre pendant et après la formation des crénulations tardives (Guitard, 1970): cas de l'andalousite, de la cordiérite, de la staurotide. A Canaveilles (site 17), on peut observer le développement de microplis P_7 dans la zone de l'andalousite régionale. Des cordiérites pluricentimétriques remplacent et absorbent les microtextures P_7 , avec des aspects classiquement considérés comme syn ou postcinématiques. Ainsi, la croissance cristalline «perdure» après l'ascension des isogrades régionaux dans le bâti (culmination du métamorphisme).

En conclusion:

La mise en place du granite de Mont-Louis s'est effectuée en plusieurs épisodes, s'achevant avec celle de la masse centrale homogène du grand lobe oriental. Celle-ci est en gros quasisynchrone de la phase tardive P_7 mais aussi de la culmination du métamorphisme régional. Cette conclusion n'est pas pour surprendre : dans la partie française des Pyrénées orientales, les zones du métamorphisme régional, et donc la structure thermique, influent sur les conditions de mise en place et sur la typologie des intrusions (Autran et al., 1970), ce qui suppose une corrélation temporo-spatiale entre le plutonisme et le métamorphisme régional. Néanmoins, on peut noter un certain décalage dans le temps entre la structure thermique régionale et la constitution des auréoles de contact comme en atteste le recoupement de la première par les secondes. A cette constatation cartographique, s'ajoutent les différences de texture entre les roches régionales et celle des auréoles, au moins pour les degrés de métamorphisme plus faibles que celui correspondant à la zone de la sillimanite.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AUTRAN A., GUITARD G. (1957). Sur le granite de Mont-Louis (Pyrénées orientales). Bull. Soc. geol. Fr., (6), 7, p. 245-270.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970). Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. geol. Fr., (7), nº 4, p. 673-731.
- CARRON J.-P. (1969). Vue d'ensemble sur la rhéologie des magmas silicatés naturels. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 92, p. 435-446.
- CAVET P. (1957). Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 55, nº 254.
- FLINN D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc., 118, p. 385-433.
- FOURMARIER P. (1959). Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, etc.). Mém. Acad. Roy. Belgique, 31, n° 3.
- GOGUEL J. (1948). Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mém. Carte Géol. Fr., 2^e éd., 530 p.
- GUITARD G. (1967). Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou durant l'orogenèse hercynienne. C.R. Acad. Sci. Fr., 265, p. 1357-1360.
- GUITARD G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). Mémoire nº 63, BRGM, 316 p.

- LAUMONIER B. (1975). Contribution à l'analyse structurale de la série de Jujols sur le flanc sud du synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales). Thèse 3^e cycle. Université Paris VI, Géologie structurale, 120 p.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1978). Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche-de-Conflent. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, (2), 20, nº 2, pp. 177-212.
- MARRE J. (1973). Le complexe éruptif de Quérigut (pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place). Thèse d'État. Univ. Paul Sabatier, Toulouse (Laboratoire de Pétrologie - Géologie).
- NORTON D., KNIGHT J. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. Am. J. Sci., 277, p. 937-981.
- OLIVES-BANOS J., FONTEILLES M. Étude tectonique des terrains paléozoïques dans le Sud-Ouest du massif des Maures (Var, France). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr., 22, nº 2, p. 89-99.
- PELISSONNIER H. (1976). Tectonique cassante et minéralisation. Mém. Hors-série nº 7, Soc. Géol. Fr., p. 181-188.
- RAGUIN E. (1976). Géologie du granite. 3^e éd., Masson, Paris.
- RAMBERG H. (1963). Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 62, p. 1-97.
- RAMSAY J.-G. (1967). Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New York, 568 p.