

UNIVERSITÉ DE PARIS

FACULTÉ DES SCIENCES

LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE

THÈSE de 3^{ème} CYCLE

DE GÉODYNAMIQUE INTERNE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris
pour obtenir le grade de Docteur de 3^{ème} Cycle.

ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE
DU PALEOZOÏQUE DE LA PARTIE OCCIDENTALE
DU « SYNCLINAL » DE VILLEFRANCHE (P.O.)

par

Jean - Claude VIDAL

Soutenu le 1967 devant la Commission d'Examen.

Jury : MM. L. GLANGEAUD Président
F. ELLENBERGER } Examineurs
M. MATTAUER }

Avant-Propos.

Avant de présenter cette étude, je tiens à rendre hommage à tous ceux qui en ont permis la réalisation.

Je prie Monsieur le Professeur GLANGEAUD, Président du jury, qui m'a reçu dans son laboratoire de Géologie Dynamique de trouver ici l'expression de ma très vive reconnaissance.

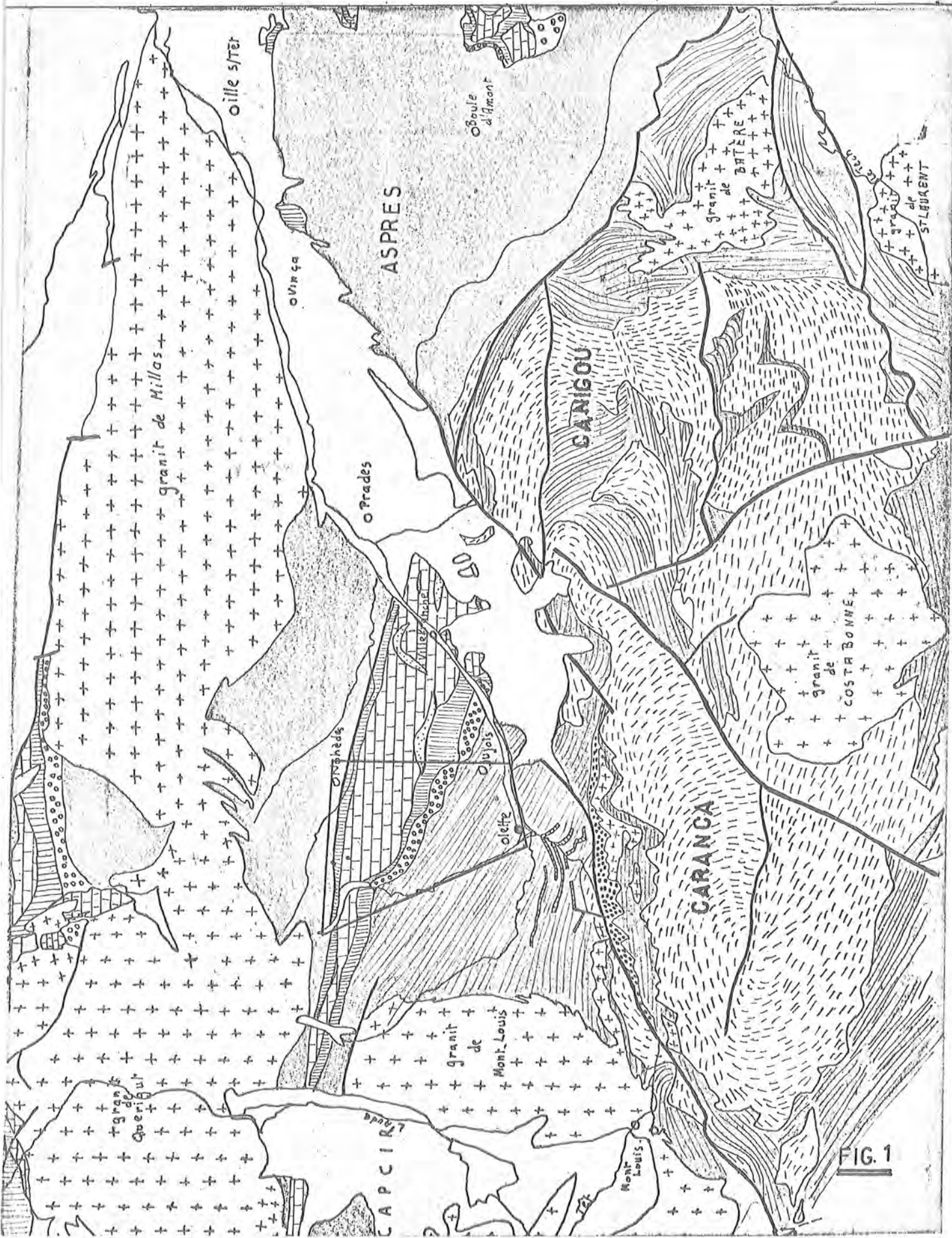
Je prie également Monsieur le Professeur ELLENBERGER membre du jury, d'accepter mes remerciements.

Je tiens tout particulièrement à exprimer ma reconnaissance à Monsieur le Professeur MATTAUER pour l'aide qu'il n'a cessé de m'apporter. Son enseignement, ses encouragements, ses critiques et ses conseils ont marqué chaque page de ce travail.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Professeur PROUST dont les conseils m'ont toujours été précieux.

Je ne saurais oublier Messieurs les assistants du Laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier qui m'ont toujours aidé et conseillé.

Enfin je remercie toutes les personnes qui ont, d'une manière ou d'une autre, facilité ma tâche. Je pense tout particulièrement à mon ami Dalmayrac et aux habitants d'Olette et d'Evol qui m'ont si cordialement reçu.



INTRODUCTION

La région étudiée (fig. 1) se trouve à l'extrémité orientale de la zone axiale des Pyrénées; elle correspond à la couverture paléozoïque des gneiss de la Carança, avant ceux de Laitard, le plus part des travaux effectués (Cavet, dans sa thèse, donne un excellent résumé des études faites dans la paléozoïque des Pyrénées Orientales) ont été stratigraphiques, cette région ayant toujours été considérée comme un synclinal à cœur dévonien. Notre travail a consisté à étudier la structure réelle du synclinal de Villofranche après les études tectoniques et pétrographiques de Guiterd, essentiellement consacrées au paléozoïque inférieur et au précambrien des massifs du Canigou et de la Carança, où il a découvert une nappe de style pennique. Nous avons employé les méthodes de la microtectonique, l'étude des structures des calcaires dévoniens se révélant insuffisante pour donner une interprétation tectonique valable.

Fig. 1. Carte au 1/200 000 de la zone axiale des Pyrénées Orientales (d'après la carte AZOPRO et une carte structurale de Guiterd (thèse).

	gneiss		Gothland-dévonien
	micaschistes et schistes sambro-oréoviciens		dévonien moyen et supérieur
	Caradoc		Viséen

A) STRATIGRAPHIE

L'étude stratigraphique de la région a été déjà réalisée par P. Cavet dans sa thèse. Nous nous limiterons donc ici à un bref rappel de la stratigraphie. Les problèmes stratigraphiques et cartographiques sont difficiles à résoudre et plusieurs facteurs expliquent ces difficultés:

- L'intensité du plissement et les nombreux contacts anormaux ne permettent ni d'obtenir de bonnes coupes complètes, ni de mettre en évidence des niveaux repères constants, ni même d'évaluer avec précision l'épaisseur des différents étages.

- Les variations latérales de faciès et la dolomitisation tardive de nombreuses séries rendent difficile la distinction des étages.

I - LE PALEOZOIQUE INFERIEUR

a) La série de Canaveilles

La série de Canaveilles repose directement sur les gneiss. Elle est formée de schistes parfois graphiteux, d'alternances fines de schistes et de quartzites, le plus souvent difficiles à voir en raison du métamorphisme. A la base de la série on a des intercalations calcaires plus ou moins cont-

b) La série de Jujols

La série de Jujols est constituée essentiellement par un flysch légèrement métamorphique (zone de la chlorite) qui présente de fines alternances plus ou moins régulières de lits clairs siliceux et de lits sombres argileux. On a tous les intermédiaires entre des zones presque exclusivement schisteuses d'un gris bleuté sombre et des zones où les lits quartziteux d'une dizaine de centimètres d'épaisseur dominent. On observe des figures de sédimentation (fig. 2) : slump-balls, figures de charge et surtout des stratifications entrecroisées, qui permettent de connaître la polarité de la série (toutefois la finesse des bancs, leur micromorphisme, l'importance de la schistosité de fracture, rendent cette détermination difficile). A différents niveaux, on a

des intercalations discontinues : nodules calcaires gris-bleu dont la taille varie de cinq à quinze centimètres, bancs de quartzite jaune rosé épais d'une cinquantaine de centimètres.

c) Comparaison des deux séries

Bien que nettement différentes par le degré de métamorphisme, les séries de Canaveilles et de Jujols sont assez semblables au point de vue faciès: le matériel sédimentaire est dans les deux cas un flysch. Les faciès "alunifère" ne semblent pas caractéristiques de la série de Canaveilles, puisqu'on les trouve au voisinage des micropoudingues du Caradoc (flanc nord).

On ne peut donc définir qu'une série cambro-ordovicienne schistogréseuse épaisse (environ 2000m) ayant à sa base un ou plusieurs niveaux calcaires. La distinction faite par Cavet ne correspond qu'à une subdivision métamorphique.

2 - LE PALEOZOIQUE SUPERIEUR

a) L'Ordovicien supérieur

- Le poudingue S²

On le trouve sur le flanc Sud en une ou plusieurs barres disloquées, d'épaisseur et d'aspect très variables. Il est formé d'éléments roulés de couleur claire, gris ou blancs. Ce sont des galets de quartzite dont la taille varie entre deux et vingt centimètres. Le ciment, schisto-siliceux, est souvent très rouge. La nature des galets et du ciment, siliceux, rend le poudingue très compact. Ce caractère conditionne son comportement mécanique : durant les plissements, il s'est étiré et disloqué ce qui explique que les bancs ne sont jamais continus. L'épaisseur variable de ces bancs (entre deux et vingt mètres), la stratification très confuse, la schistosité difficile à voir avec netteté rendent complexe la cartographie des affleurements. L'excellent banc repère que le poudingue pourrait constituer perd ainsi de son intérêt pour l'analyse tectonique. Il semble que l'on ait un seul banc peu épais (deux à trois mètres) de poudingue. Les gros affleurements observables, au nord de Jujols notamment, sont à peu près sûrement des charnières étant donné leur forme et leur épais-

seur. Sur le flanc nord, on a seulement deux petits affleurements de poudingue (au col de Portus et à 2 kms à l'ouest de Nohèdes). Ailleurs il est remplacé par des micropoudingues comme dans les Aspres.

- Les Schistes 3³

Au dessus du poudingue on a des schistes à faciès très variables. Les plus caractéristiques sont les schistes troués : gréseux, jaunâtres, à patine rouille. Leur aspect troué est dû à la présence de petits fossiles (de 1 à 5mm) déformés et le plus souvent indéterminables. On a pu cependant dater ces schistes de l'Ashgillien. On observe aussi des "schistes à taches carminées ou à fucoides", noirs et présentant des vermiculations jaunes et rouges. Ces deux faciès sont intercalés dans des schistes jaune verdâtre, plus ou moins gréseux. Sur le flanc nord, le Caradoc est peu représenté et le plus souvent absent.

b) Gothlando - Dévonien Gd

Nous désignerons ainsi tous les terrains compris entre le Caradoc et l'Eifelien qui ont une épaisseur d'environ 200 à 300 mètres. On n'a pas pu séparer paléontologiquement le Gothlandien et le Dévonien inférieur. Dans cet ensemble on parvient après l'étude de plusieurs affleurements à établir l'ordre stratigraphique :

- A la base, des faciès sûrement gothlandiens (visibles sur la nouvelle route forestière qui mène au bois de Bonnes à 1,9 km de l'embranchement avec la route du col de Portus). Ce sont des calc-schistes vert clair, micacés et très friables ; calc-schistes violacés ; schistes et calcaires très noirs. Sur le flanc Nord, au fond de la vallée nord-sud située face à Nohèdes, on a une trentaine de mètres de schistes très noirs et durs ; il est possible que ce soit du gothlandien.

- Au-dessus : - Calcaire argileux jaune ou gris à trame schisteuse plus ou moins serrée ; calcaire pseudo-griotteux.

- calcaire argileux gris ou noir à entroques et tiges d'encrines, à trame schisteuse.

- calcaire et calc-schiste jaunes en fines plaquettes sans lacin schisteux.

- Directement sous l'Eifélien, on a des calcaires compacts noirs ou gris, à entroques, pétris de tiges d'encrines, en bancs assez gros qui présentent vers la base de minces intercalations schisteuses rougeâtres. Ce faciès peut passer latéralement à des bancs de calcaire noir à entroques alternant régulièrement avec des calcaires pseudo-griottes à lacis schisteux sombres.

En résumé, on a de la base au sommet :

- Calc-schistes verts, violets ou noirs.
- calcaires argileux gris ou jaunes à trame schisteuse plus ou moins serrée et développée.
- calcaire compact noir à entroques ou pseudo-griottes sombre.

c) Dévonien moyen d³⁻¹

Il est très dolomitisé aussi ne peut-on pas toujours séparer cartographiquement les différents étages. Quand ils n'ont pas été affectés par la dolomitisation, on peut quand même distinguer :

- Eifélien d¹

Il est représenté par 60 à 80 mètres de calcaire gris à noir plus ou moins graveloux à entroques et encrines noires, en gros bancs (50cm à 1m) avec des interlits schisteux. Le plus souvent on a des chailles assez grosses (5 à 10cm) allongées suivant la stratification, mais parfois ce ne sont que de minces lits siliceux de quelques millimètres d'épaisseur.

- Givétien d³

C'est par analogie avec la montagne Noire que le marbre de Villefranche est daté du Givétien. Ce faciès (calcaire blanc flambé de rose) varie très rapidement et passe à des calcaires fins blancs, gris, roses à patine grise et à passées rouge vermillon, calcaire très rouge à entroques et tiges d'encrines. Au contact des griottes on a un faciès qui ressemble au calcaire noduleux du dévonien supérieur. Le Givétien semble assez épais (200m environ).

d) Frasnien - Famennien d⁴

Il est représenté, comme dans la Montagne Noire, par des griottes rouges à goniatites qui constituent un excellent niveau repère. Mais comme le poudingue du Caradoc, ce niveau est d'épaisseur variable (entre 0 et 10m) et il disparaît souvent. Il peut passer latéralement à des calc-schistes jaunâtres et violacés.

e) Dévonien supérieur d⁵

On appelle ainsi les terrains situés entre les griottes rouges et le viséen. Il est représenté par une centaine de mètres de calcaires fins : calcaires gris noduleux et calcaires tachetés ou marbre cervelas au contact des griottes. Au dessus on a une alternance de calcaire gris, fins et de schistes en lits très minces, qui donne parfois un faciès pseudo-griotteux à trames schisteuses jaune clair.

f) Viséen h

A la base, on a des calcaires très noirs et des lydiennes. Le viséen proprement dit est représenté par des schistes noirs gréseux et micacés, légèrement schistosés et peu microplissés.

On doit noter, contrairement à ce que dit Cavet, que la "Porphyrite des Aspres" est présente dans tous les étages du Dévonien. Il semble que ses affleurements sont trop bien alignés pour avoir été plissés. La Porphyrite serait donc post-tectonique.

B) T E C T O N I Q U E

La complexité des structures dans les calcaires dévoniens et les variations d'orientation et de pendage des schistosités et linéations dans les schistes épimétamorphiques de la série de Jujols nous permettent d'envisager l'existence de plusieurs phases de plissement. On observe trois directions principales de plis : les premiers En gros E - W accompagnés d'une schistosité de flux, les seconds, en gros N - S, d'une schistosité de fracture recoupant la première; la schistosité de fracture est replissée par une troisième phase en un grand synclinal de direction WNW - ESE. De grands contacts anormaux compliquent encore les structures. Nous allons caractériser chacune de ces trois phases en étudiant leur schistosité, leur direction, leur style et leur déversement. Dans les schistes de Jujols nous employons la microtectonique et dans les calcaires dévoniens les méthodes de la géologie classique.

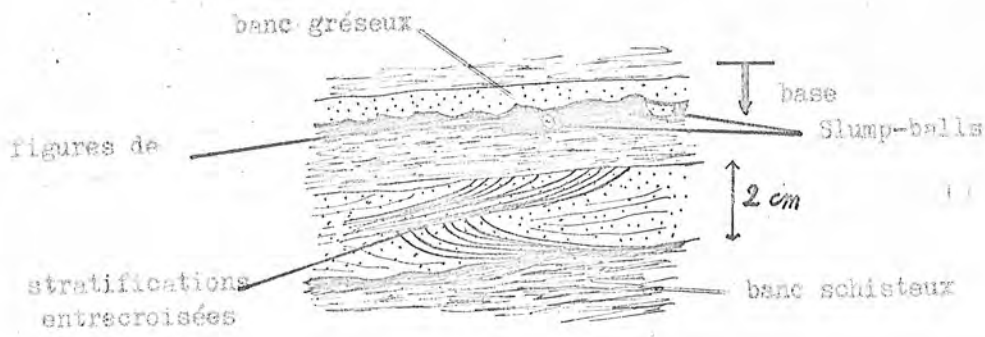


Fig. 2 figures de sédimentation donnant la polarité de la série.

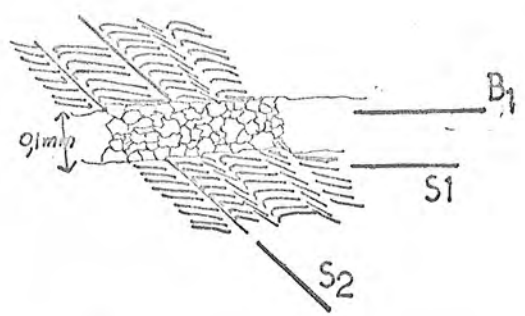


Fig. 5 schistes de jujols section parallèle à l'axe du pli 1:080

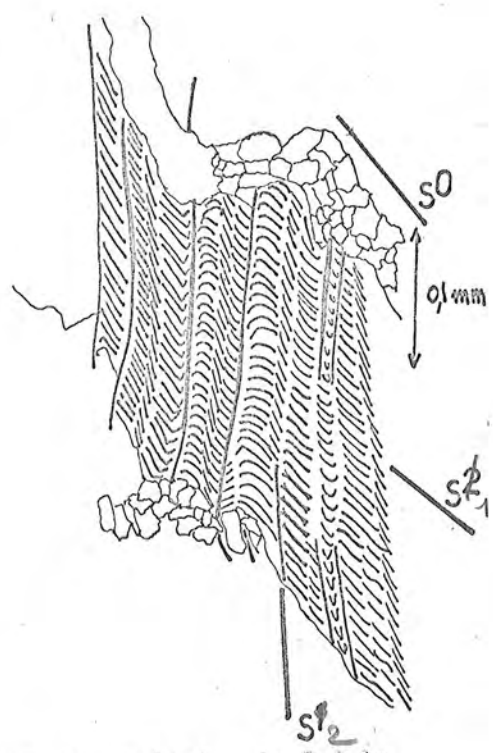


Fig. 3 schistes de Jujols section perpendiculaire à la linéation 1 I-2

PHASE I

La première phase de plissement de direction E - W est une phase schisteuse bien que cela ne soit pas toujours visible.

I) LA SCHISTOSITE

La schistosité S1 n'est que difficilement visible sur le terrain. La plus visible est une schistosité de fracture de la phase II, mais on voit quelquefois (surtout dans le Viséen et le Caradoc) des surfaces brillantes correspondant à une schistosité de flux qui est la schistosité S1. En lame mince (fig.3) on se rend compte que la schistosité de fracture S2 replisse une schistosité antérieure S1 marquée par un alignement de minéraux phylliteux : chlorite et surtout séricite. Dans les schistes, les minéraux abondent et l'on voit très nettement qu'ils sont alignés ; cela est moins net dans les bancs schisto-gréseux où les minéraux sont moins nombreux et assez fortement réorientés par la schistosité de fracture ; dans les bancs franchement gréseux, les séricites, peu nombreuses, ne sont pas déformées et sont orientées parallèlement aux minéraux des schistes.

Les minéraux ne sont pas alignés parallèlement à la stratification (ce qui est visible quand la schistosité II n'est pas très accentuée) et se trouvent dans le plan axial des plis de la phase I, comme on le constate sur des sections perpendiculaires (fig.4) et parallèles (Fig.5) à l'axe du pli. Cet alignement de minéraux est donc une schistosité de flux (slaty-cleavage) contemporaine de la phase I. Cette schistosité de flux met en évidence la relation étroite du métamorphisme qui a provoqué la recristallisation des minéraux et des forces qui les ont orientés. Dans les conditions de métamorphisme faible qui sont celles de notre région, on peut admettre avec tous les auteurs que la schistosité de flux est perpendiculaire à la direction de la pression maximum σ_1 causé du plissement.

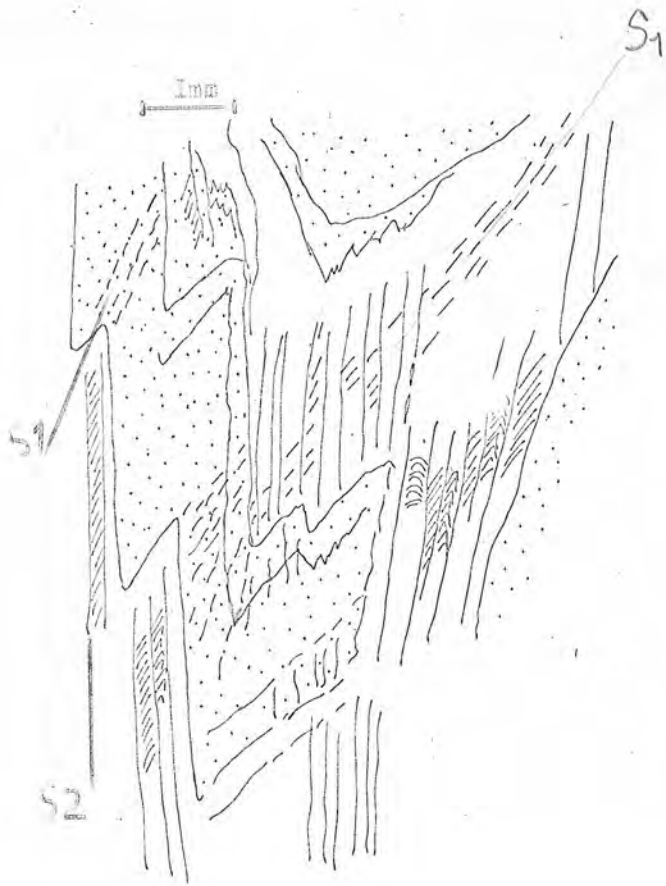


Fig. 4 plis I lame mince
section perpendiculaire à l'axe

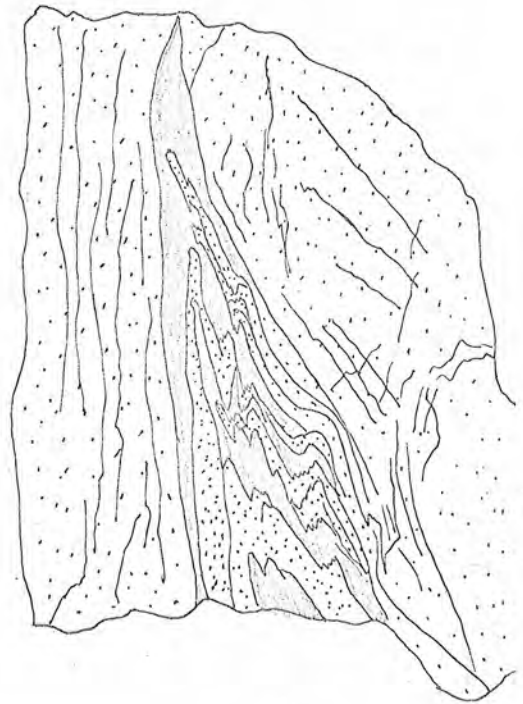


Fig 6 plis I échantillon grandeur
réelle
section perpendiculaire à
l'axe



Fig. 7 plis I affleurement
section perpendiculaire à
l'axe.

II) TYPE DES PLIS

Un pli se définit par des critères géométriques et morphologiques et par le mécanisme de la déformation qui l'a produit. Les observations faites à l'aide de la loupe (fig.4), de l'échantillon (fig.6) et de l'affleurement (fig.7) concordent et se complètent.

Les plis de la phase I sont des plis cylindriques à symétrie monoclinique : ils ont un seul plan de symétrie perpendiculaire à l'axe. Ce sont des plis couchés plus ou moins étirés et fermés. Le flanc long des plis est sub-parallèle à la schistosité de plan axial tandis que le flanc court fait un angle assez fort. Quand on s'approche de la zone à biotite, les plis tendent à devenir isoclinaux.

L'hétérogénéité du matériel flysch (alternance de bancs gréseux compétents et de bancs schisteux incompétents) est responsable de la disharmonie existant entre les plis des différents bancs de grès et de l'amortissement progressif, puis de la disparition des plis (fig.7). La morphologie et le mode de formation de ceux-ci diffèrent dans les bancs schisteux et dans les bancs gréseux. Dans ces derniers, les charnières des plis sont légèrement épaissies et les flancs étirés, mais il n'y a pas de changement notable dans l'épaisseur des bancs. La schistosité n'a joué aucun rôle dans leur déformation ; ils se sont simplement courbés : ce sont des plis de type concentrique. Les bancs plus schisteux se sont déformés par flux le long des plans de schistosité, ce qui est le mode de déformation des plis semblables. La déformation dans son ensemble est contrôlée par les bancs gréseux ; la différence de type de plissement n'est due qu'à une différence de lithologie.

III) DIRECTION ET DEVERSEMENT

La direction d'une phase de plissement est donnée par la direction des axes de plis ou par celle des linéations d'intersection schistosité stratification, quand elle est visible, ce qui n'est généralement pas le cas ici.

La direction des axes de plis de la phase I a été modifiée par les plissements postérieurs. Le seul cas où l'on peut connaître directement la

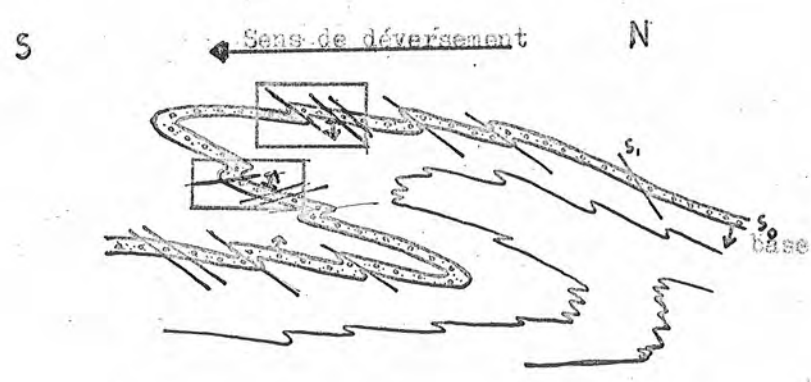
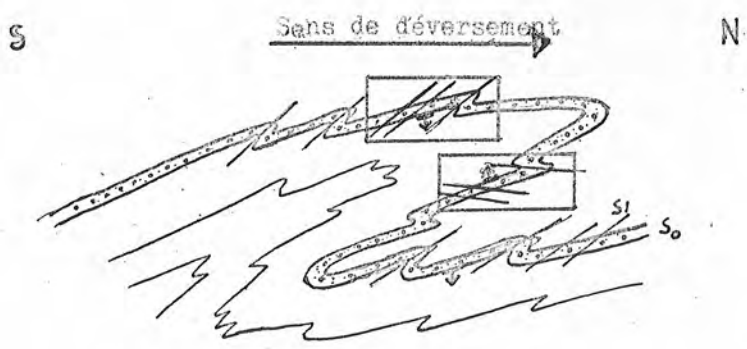


Fig 8 Schéma théorique
 La polarité nous indique le flanc où l'on se trouve
 les pendages relatif de la schistosité et de la stratification
 ou la position du flanc court d'un micropli, nous donne le sens
 de déversement.

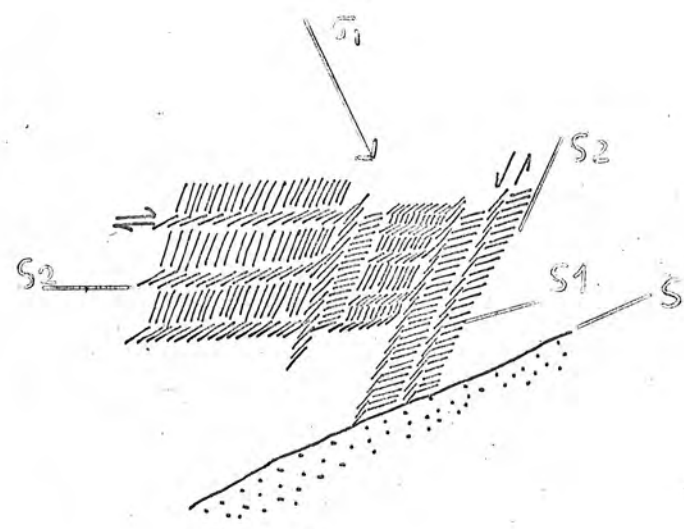


Fig. 10 schistosités conjuguées
 (explication dans le texte)

direction réelle est quand SI est horizontale : sa position n'a pas été modifiée. Quand les axes ont un pendage accentué, ils doivent être remis à l'horizontale autour des directions de replissement. Les mesures donnent pour les plis I une direction voisine de N 075.

On peut connaître le déversement d'un pli de deux façons :

- soit en étudiant en un même point les relations existant entre la schistosité, la stratification et sa polarité (fig.8), ce qui est très difficile dans notre région, puisqu'on ne voit que très mal la schistosité SI macroscopiquement.
- soit en cherchant la polarité des flancs longs ou courts d'un micropli dissymétrique (fig.8). Cette méthode a donné pour les plis de la phase I, un déversement du Nord vers le Sud.

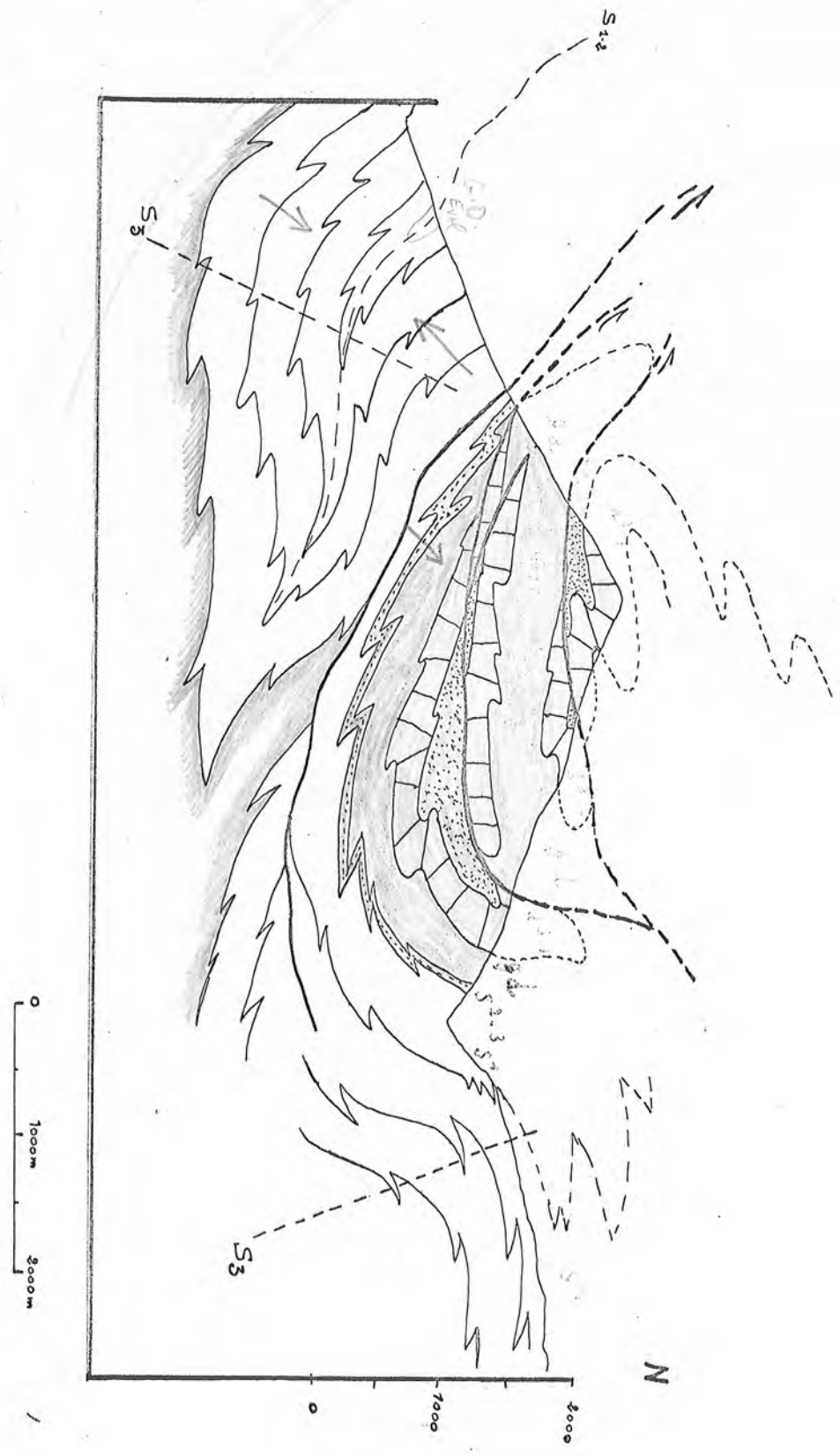
IV) MEGASTRUCTURES

La phase I a donné dans le Dévonien de grands plis couchés déversés du Nord vers le Sud à amplitude de l'ordre de 4 à 5 km. Les critères de polarité nous permettent de voir que la série de Jujols du flanc sud est le flanc inverse d'un grand pli couché dont l'amplitude, difficile à préciser, semble être du même ordre que celle des plis du Dévonien. Leur direction est sensiblement la même que celle des microstructures N 080.

L'existence d'un grand pli couché (Coupe V planche II) à cœur de Gothlando -dévonien et de Caradoc montre que les plissements dans les schistes de la série de Jujols et dans les calcaires dévoniens sont disharmoniques (le niveau de décollement étant le Caradoc et le Gothlandien). Cette disharmonie est due à un comportement mécanique différent provoqué par la différence de lithologie. Puisqu'il existe une schistosité très marquée dans les schistes viséens, le dévonien s'est plissé en même temps que les schistes de la série de Jujols au cours de la phase I, et non pas au cours d'une phase indépendante superficielle, comme pourrait le faire penser la disharmonie.

La phase I est la phase majeure puisqu'elle a donné les structures

Fig 9 Coupe Générale interprétative du "Synclinal de Villefranche".



les plus importantes dans les schistes et dans les calcaires ; ce sont de bas en haut (planche II, fig.9) :

- un synclinal dont le flanc normal repose sur les gneiss et un anticlinal à coeur cambro-ordovicien.
- un anticlinal à coeur Gothlando-dévonien.
- un anticlinal dont on ne voit que le flanc inverse.

PHASE II

Si la schistosité de la phase II est très visible et facile à reconnaître, il n'en est pas de même pour les plis dont la direction et la genèse sont influencés par de nombreux facteurs.

I LA SCHISTOSITE

A l'oeil nu, la schistosité S2 se présente différemment suivant la lithologie. Dans les schistes, les plans de clivage sont serrés (espacés de 0,5 à 2mm) et font un angle de 0 à 30° avec la stratification ; dans les schistes gréseux, bien qu'elle existe, la schistosité n'apparaît pas souvent ; dans les bancs gréseux, on a quelquefois des fractures espacées (1 à 2cm) faisant un angle toujours grand avec les bancs (réfraction de la schistosité).

Au microscope, on voit aussi l'influence de la lithologie sur l'allure de la schistosité. Alors que l'on a exclusivement des plans de cisaillement dans les bancs gréseux et schisto-gréseux, dans les schistes S2 est aussi très souvent marquée par de fortes réorientations des minéraux de S1 (Fig. 3). La schistosité représente des zones de contraintes intenses, par apposition aux microlithons où les minéraux ne sont que légèrement plissés ou réorientés. La schistosité S1 est plissée en micro-plifailles, ce qui nous donne le sens de déplacement de la matière et le mécanisme de la déformation : glissement le long des plans de schistosité et aplatissement perpendiculairement à ces plans. S2 est donc une schistosité de fracture de type "Strain-slip". L'existence de plans de schistosité conjugués (Fig. 10) qui, macroscopiquement, ont l'aspect de schistosités ondulées, nous donne les rapports de la schistosité avec les contraintes ; le sens de déplacement le long des plans de schistosité nous montre que la direction de pression maximum σ_1 est bissectrice de l'angle obtus formé par les plans conjugués ; σ_1 est donc perpendiculaire à la stratification (donc sub-perpendiculaire à la schistosité S1) et non à la schistosité S2. Comme les microlithons ne sont pas le plus souvent très aplatis, on peut en conclure (si l'on se réfère à des études détaillées (Hoeppener) que

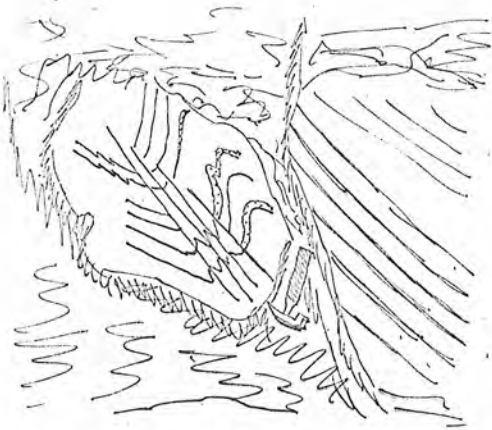


Fig. 18 pli II N I60
affleurement de la route
de jujols (planche I)

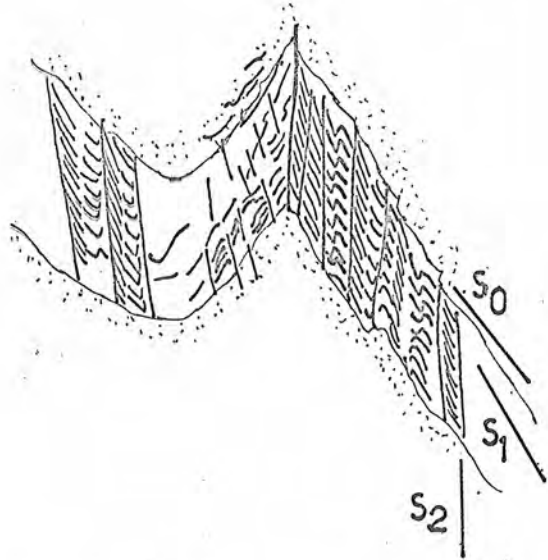


Fig. 19 pli II
lame mince section perpendi-
culaire à l'axe

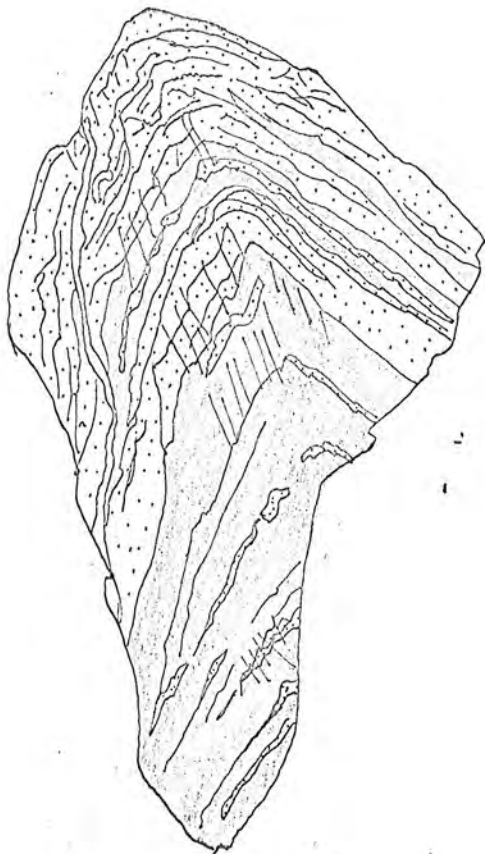


fig. 19 pli II N I60
affleurement de la route de
Jujols (plache I)
grandeur réelle.

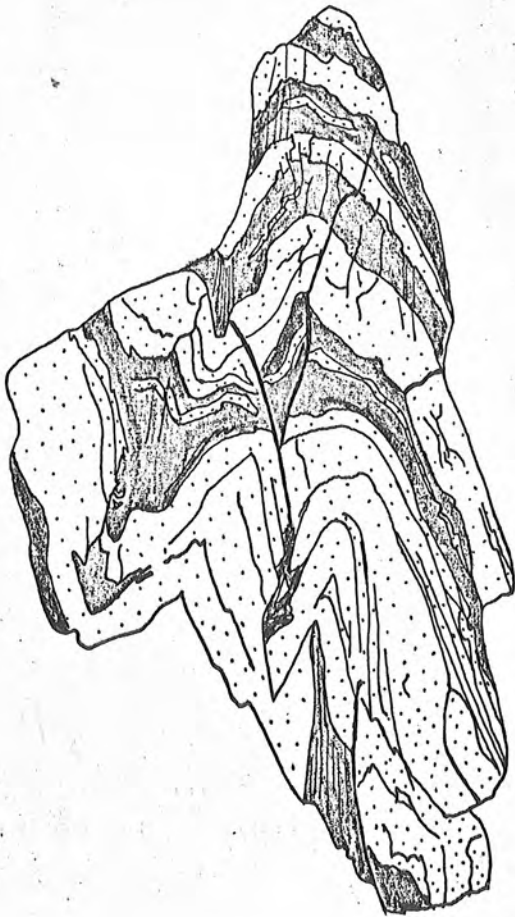
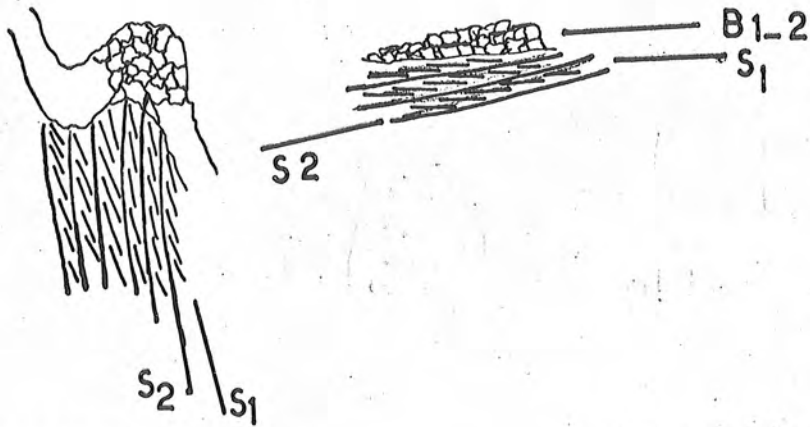


Fig 2I Echantillon de pli I - II grandeur réelle
la schistosité S2 est plan axial d'un pli de direction proche de BI



Section perpendiculaire à l'axe

section parallèle à l'axe

Fig 2I lame mince dans un pli I - II
S1 n'est pas replissé par S2

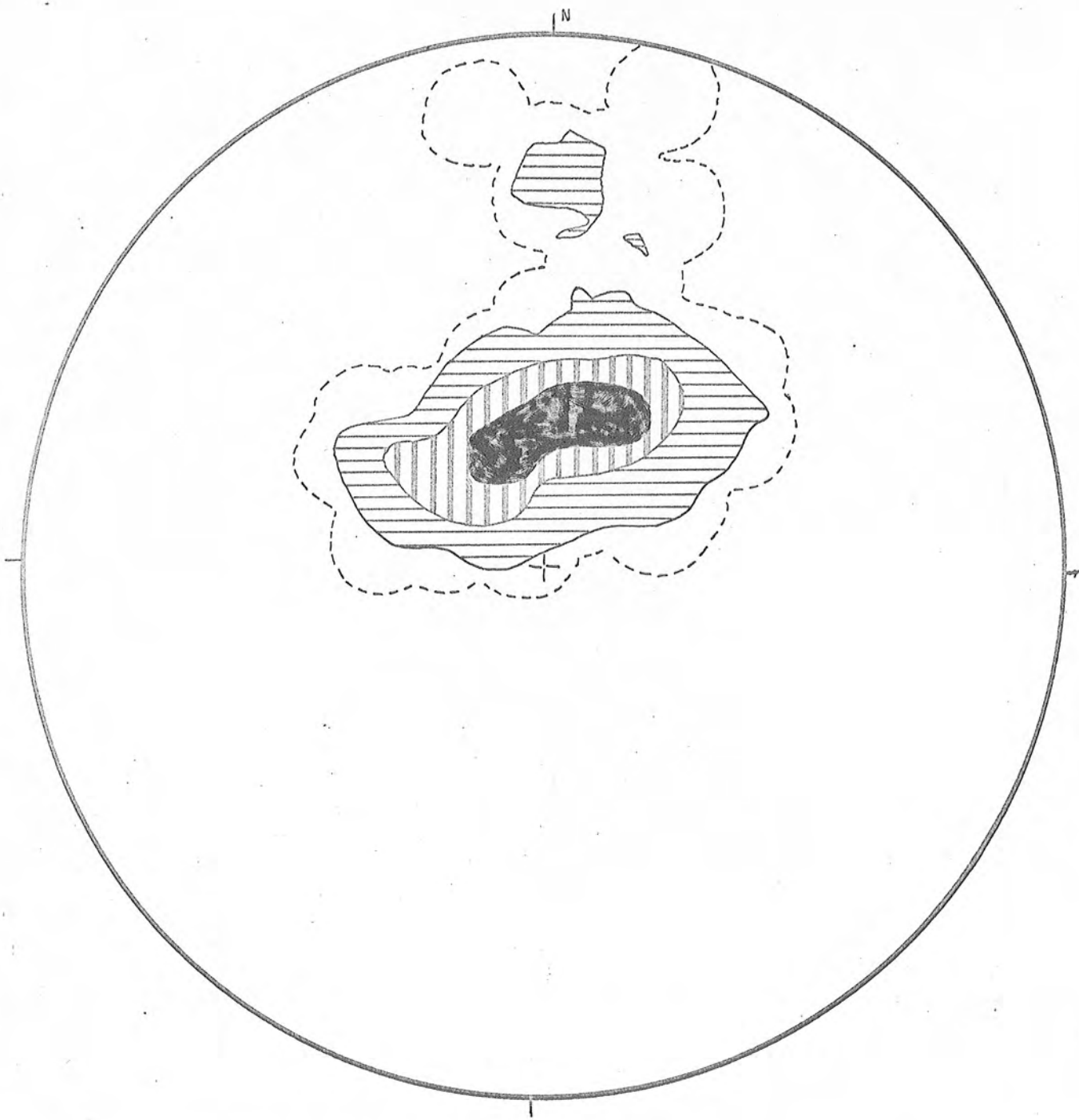


Fig. II affleurement situé à 750m au NW de Jujols.
 100 pôles de schistosité SI-2 (20%, 10%, 3%, 1%)
 projection de l'hémisphère supérieur

la schistosité est dans notre région, dans un des premiers stades de son évolution ; dans les derniers stades, les microlithons sont déformés par aplatissement et les plans de schistosité tournent progressivement vers la normale à la direction de σ_1 . Les variations de direction et de pendage de S2 (fig. II) pourraient correspondre à ce phénomène.

La recristallisation métamorphique dans cette schistosité est peu importante : on a quelquefois des phyllites qui se sont développées dans les plans de cisaillement.

II) DIRECTIONS

a) Etude de l'affleurement situé sur la route de Jujols à 2km de Olette :

Les directions et plongements des linéations, des schistosités, et de la stratification ont été systématiquement mesurés et reportés sur des diagrammes et sur une carte au 1/500 (1) (planche 1) . L'étude des différents diagrammes montre :

- schistosité (fig. I2) le diagramme présente un maximum net qui permet de définir un plan moyen de schistosité de direction N 146 et pendage 38° au N. La guirlande, bien que peu marquée, nous indique que cette schistosité a été replissée par un axe sub-horizontale dont la direction locale est N 126°.

- Linéation (Fig.I3) Les linéations, surtout des linéations d'intersection schistosité stratification, se répartissent assez inégalement dans un plan (N 155, 32° NE) très voisine du plan moyen de schistosité : Ces linéations sont donc contemporaines de la schistosité, on note quatre maxima qui sont, dans l'ordre d'importance :

(1) L'étude détaillée de cet affleurement a été entreprise pour mettre en évidence le pli anteschisteux trouvé par Mr Guitard.

- l pendant de 32° au N 068
- l' pendant de 27° au N 098
- l'' pendant de 22° au N 015
- l''' pendant de 0° au N 160 (marqué seulement par des axes de plis)

On note une dispersion régulière des linéations entre N 040 et N 100 tandis que l'' et l''' sont nettement distincts.

- Stratification (fig.14) Les pôles des plans de stratification se répartissent sur deux guirlandes d'importance inégale, donnant pour axe de replissement : la plus importante B1 (30° au 080), la seconde B2 (26° au 025). On a, d'autre part, deux maxima nets correspondant à deux plans moyens de stratification orientés N 150 pendage 30° au NE

N 060 pendage 62° au SE.

L'intersection de ces plans correspond à l'axe de replissement B1, on a donc deux générations de plis, les plus importantes correspondant à l'axe B1.

- Conclusions On résume les trois diagrammes précédents sur un diagramme (fig.15) où l'on porte : les plans moyens de schistosité, de stratification, les axes de replissement B1 et B2, les maxima de linéations et les axes de plis.

Les premières conclusions concernent les rapports des phases I et II :

- le plissement le plus important correspond à l'axe B1, sa direction et son style nous montrent que c'est un pli de la phase I.

- On voit sur le diagramme (fig. 15) et sur la carte que la schistosité de fracture n'est pas plan axial de ce pli mais qu'elle le recoupe.

Une deuxième série de conclusions est en rapport direct avec la géométrie des plis II.

- Les axes de plis coïncidant avec les maxima des linéations, on peut penser que les directions des linéations d'intersection S2/S0 sont des directions possibles d'axes de plis.

- Les linéations L2 ne sont pas réparties uniformément, dans le plan de schistosité : on a deux directions de L2 N 025 et N 160 distinctes de directions variant de façon continue de N 040 et N 100.

- Le plan moyen de schistosité S2 fait un angle faible avec le flanc long des plis I donc avec S1.

b) Interprétation : Un bloc diagramme (fig.16) construit d'après les données de la fig.15 illustrera cette interprétation.

Sur cet affleurement, Guitard a trouvé des plis couchés antéschisteux (antérieurs à sa schistosité S1 de sa phase précoce). On a bien ici des plis antéschisteux, mais ils sont antérieurs à la schistosité de fracture S2 et contemporains de la première phase. Il a interprété les variations d'orientation des linéations d'intersections comme étant dues à ces plis antéschisteux. Nous allons décrire les effets de la phase I sur les directions L2.

Après la phase I, les couches ont une direction et un pendage donnés. Comme nous l'avons vu, les flancs longs sont proches de l'horizontale, les flancs courts ont un pendage fort. Les axes des plis II n'ont donc pas une orientation constante mais des directions et des plongements en rapport direct avec ceux des couches après la phase I. Les plis affectant les flancs longs subhorizontaux ont une direction presque indépendante de la stratification ; par contre, la direction des axes des plis II est fortement influencée par la direction et le pendage fort des flancs courts, (dans les deux cas, les linéations L2 ne sont pas en général horizontales) si cela était, on devrait avoir deux maxima de linéations, à l'intersection du plan moyen de schistosité S2 avec le flanc long et le flanc court du pli I et des linéations dont l'orientation varierait entre celles des deux maxima soit entre N 080 et N 120. Or, nous avons vu sur le diagramme de linéations (fig.12) que celles-ci forment deux maxima nets orientés N 015 et N 160 et que l'on a une portion de guirlande entre N 040 et N 110. Bien qu'une partie des mesures semble correspondre à l'influence de la phase I, elle n'explique pas toutes les directions de linéations. }}}

En plusieurs endroits on observe que l'angle formé par S2 et S1 varie entre 0° et 90°. Quand cet angle est fort, S1 est replissée par S2 (par exemple dans le pli N 160 (fig.20) ; quand il est presque nul S1 n'est pas replissée par S2 (fig.21). Nous allons d'abord étudier l'influence de la variation de l'angle S1/S2 sur la direction de L2 au point de vue théorique (fig.17).

En général, il faut aussi tenir compte de l'angle S1 et S2 avec

l'horizontale ; puisque S1 est horizontale, nous n'aurons pas à le faire.

- Quand l'angle α formé par S1 et S2 est égal à l'angle α' formé par S1 et le plan de stratification S0, L2 a une direction bissectrice de l'angle des directions S2 et S0 (fig. I7a).

- Quand $\alpha > \alpha'$, L2 tend à se rapprocher de la direction de S2 (fig. I7b)

- Quand $\alpha < \alpha'$, L2 tend à se rapprocher de la direction de S0 (fig. I7c)

Plus α est petit, plus une légère variation de sa direction donne une variation importante de la direction de L2.

- Quand l'angle α est relativement fort il est plus grand que α' , L2 a alors les directions proches de N-S ; N 015, N 340.

- Quand l'angle α est faible, égal ou inférieur à α' , L2 varie entre la direction de la phase I : N 080 et une direction intermédiaire entre celles des phases I et II : N 040.

La variation de l'angle α n'a qu'une faible influence sur la direction des linéations d'intersection de S2 et d'un flanc court.

La direction des linéations d'intersection (qui sont aussi des directions possibles d'axes de plis comme nous l'avons vu) dépend donc, non seulement du style et des directions des plis I, mais aussi de l'angle SI/S2 dont la faible valeur a des conséquences que nous étudierons au chapitre suivant.

III) STYLE DES PLIS (fig. 18 19 20)

Les plis de la phase II ont tous le même style, un peu différent de celui des plis de la phase I. Leur amplitude est nettement moindre : entre 1/4 et 1/10 des plis I d'échelle comparable. Ce sont des plis cylindriques (du moins à une échelle réduite et loin des charnières des plis I), à symétrie monoclinique, simplement deversés et plus ouverts que les plis I.

Les bancs gréseux sont généralement plissés de façon concentrique, mais il arrive assez souvent qu'ils soient déformés en même temps que les schistes par la schistosité de fracture S2 (fig.19) Le plissement de type semblable serait donc plus généralisé, ce qui semblerait indiquer que la différence de compétence entre les bancs gréseux et schisteux était moins importante que lors de la première phase.

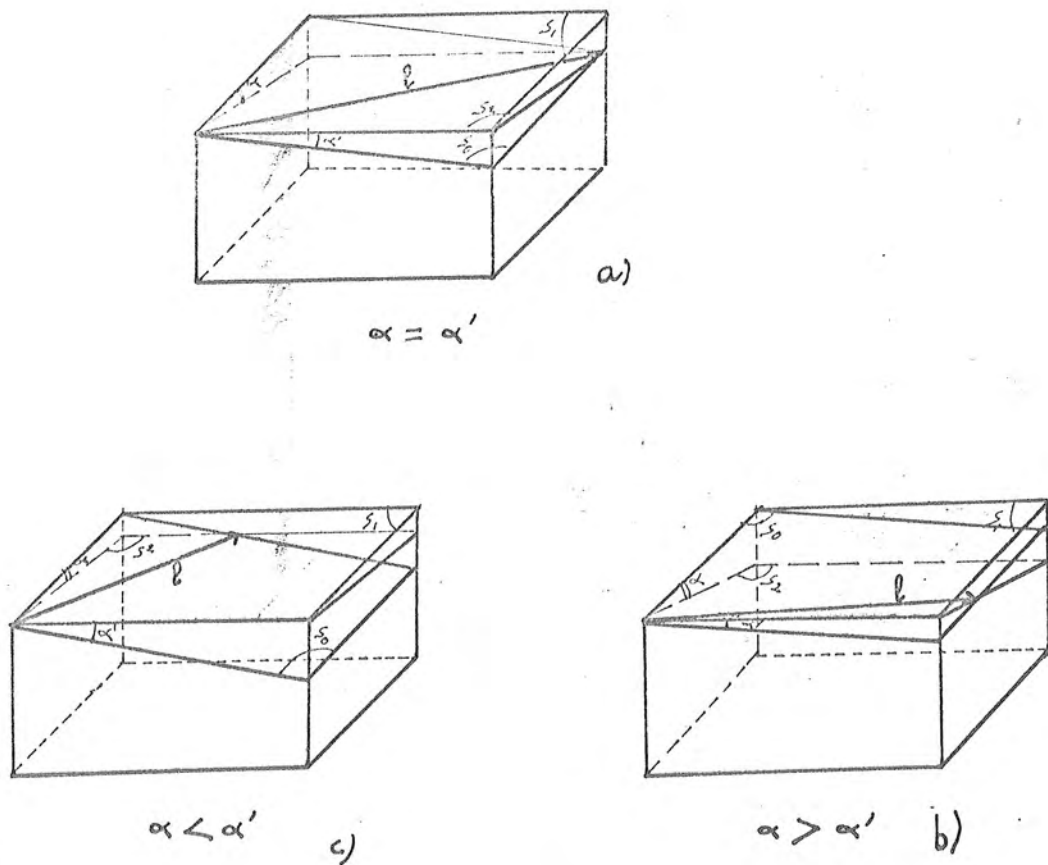


Fig. 17 : Influence des angles S_1/S_2 et S_1/S_0 sur la direction des linéations.

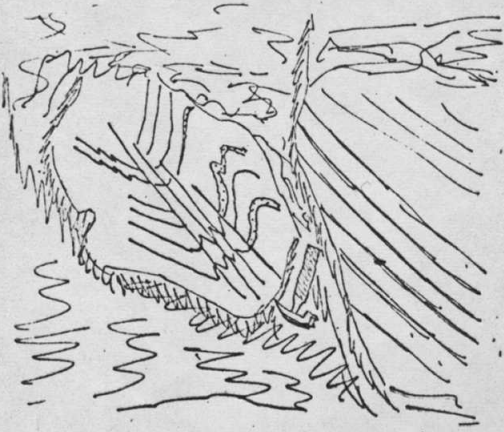


Fig. 18 pli II N 160
affleurement de la route
de jujols (planche I)

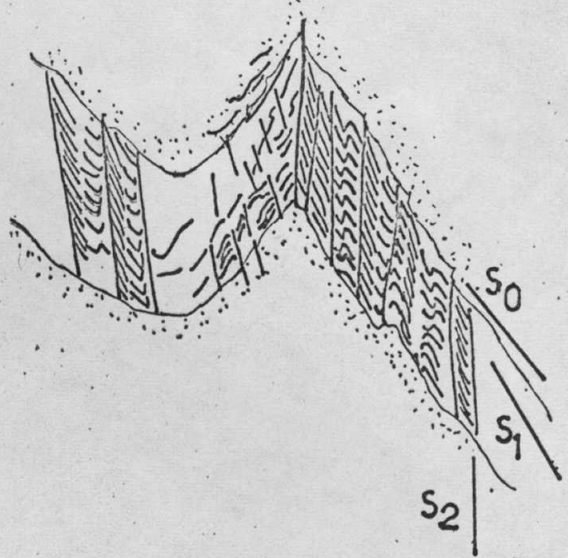


Fig. 20 pli II
lame mince section perpendi-
culaire à l'axe

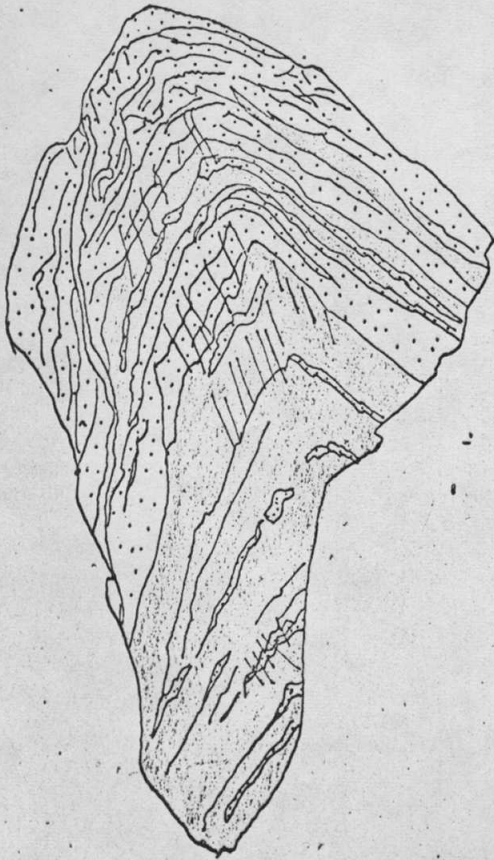


fig. 19 pli II N 160
affleurement de la route de
Jujols (plache I)
grandeur réelle.

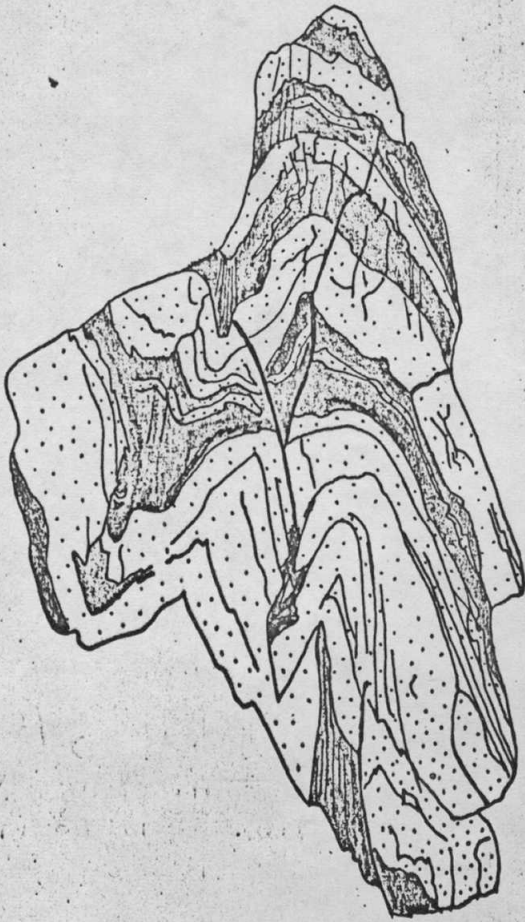
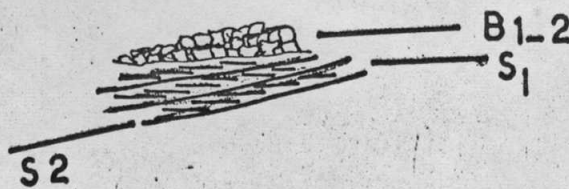


Fig 21 Echantillon de pli I - II grandeur réelle
 la schistosité S2 est plan axial d'un pli de direction proche de B1



Section perpendiculaire à l'axe



section parallèle à l'axe

Fig 21 lame mince dans un pli I - II
 S1 n'est pas replissé par S2

Mais, le style ne suffit pas à distinguer les plis I et les plis II de même direction qui ont donc un plan axial voisin. En effet, ces plis se présentent de la même façon macroscopiquement et microscopiquement (sur les sections perpendiculaires à l'axe) : plis plus ou moins ouverts, avec une schistosité de fracture dans le plan axial. La seule façon de distinguer les plis de la première phase est, microscopiquement, d'étudier une section parallèle à l'axe du pli où S2 est oblique sur la charnière (Fig. 5). Dans certains cas, où S2 est strictement plan axial de plis parallèles à R1, il est possible que le pli ait rejoué lors de la phase II ou que l'orientation de S2 ait été guidée par le pli I (Ramsay), (Fig. 21)

IV) MEGASTRUCTURES (Fig. 22)

Dans les schistes de la série de Jujols on n'a pas de grandes structures de cette phase. Dans les calcaires on ne voit pas de grands plis couchés, mais des plis d'amplitude moindre (environ cinq cents mètres) légèrement déversés vers l'Ouest. On a aussi une grande faille inverse N-S, signe d'un début de tectonique assante. La schistosité de fracture n'atteint pas toujours le viséen : le glissement de cette phase est donc moins souple que celui de la première phase. Ces plis sont postérieurs aux plis I puisqu'ils affectent une série à l'envers.

V) RELATIONS ENTRE LES PLIS ET LES CONTRAINTES

La variation d'orientation des axes B2 et le fait que les plis I peuvent rejouer lors de la deuxième phase posent des problèmes cinématiques. Il est évident que tous ces axes de plis ne correspondent pas à l'axe b de l'ellipsoïde des contraintes. Pour connaître sa direction exacte, il faudrait connaître celle de l'axe a qui est à l'intersection de S2 et du plan de répartition des linéations II insuffisamment visibles. Toutefois, l'axe cinématique b2 est proche de l'axe de replissement de S1 par S2 : B_{S2}^{S1} (S1 était plane et horizontale avant la phase II) donc proche de l'axe de replissement de la stratification par le pli II B_{S2}^{S0} dans les flancs longs des plis I. L'axe b2 (cor-

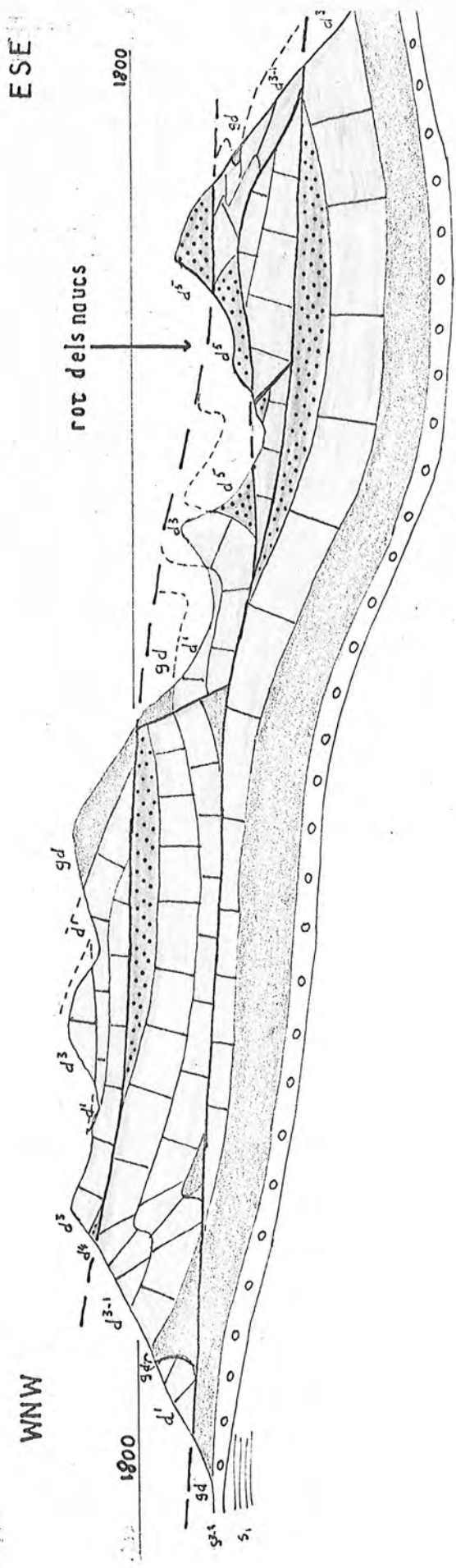


fig. 22 : coupe WNW-ESE à 800 m. au Nord de la ligne de crête.

respondant à σ_2 : pression intermédiaire) est donc approximativement N-S et le déversement de la phase II s'est fait de l'Est vers l'Ouest comme le montrent les mégastructures et l'étude d'un micropli (fig. 18). (Le flanc long de ce pli à l'Est est à l'envers après la première phase et se comporte donc comme un flanc normal pour la deuxième).

On peut donc maintenant orienter l'ellipsoïde des contraintes, lors de la phase II :

- l'axe de pression σ_1 est sub-vertical : nous avons vu qu'il n'était pas perpendiculaire à S2 mais à S1.

- l'axe de pression intermédiaire (que l'on considère comme sub-parallèle à l'axe cinématique b) est N-S.

- l'axe de pression minimum σ_3 est E-W.

C O N T A C T S A N O R M A U X

Dans notre région trois contacts anormaux (planche II, fig.9) séparent les quatre unités structurales suivantes :

- La plus basse : le flanc inverse de l'anticlinal à coeur de Cambro-Ordovicien.

- la seconde : une partie du flanc normal du pli précédent

- la troisième : l'anticlinal à coeur Gothlando-dévonien

- la plus haute : le flanc inverse d'un troisième anticlinal.

Ces contacts anormaux font un angle faible avec les flancs des grands plis couchés de la phase I, mais ils recourent leurs charnières. Le rejet des deux contacts supérieurs semble inférieur à 1 km, par contre celui du contact inférieur paraît nettement plus fort (de l'ordre de 3 à 4km). Le déplacement relatif des unités supérieures s'est effectué du Nord vers le Sud. Ce sont des accidents cisailants : on a la concavité de la base de l'unité supérieure et la troncature du sommet de l'unité inférieure. Ces contacts anormaux recourent indifféremment les structures des phases I et II, mais semblent guidés par les flancs des grands plis couchés. Ils sont donc postérieurs à la phase II mais sont antérieurs aux plis de la phase III. Ce sont des failles inverses très plates correspondant soit à un épisode tardif de la phase II, soit à une phase cassante peut-être produite par des pressions maxima horizontales de direction proche de N-S, épisode précoce de la phase III.

PHASE III

Les plis I et II ont été replissés par une phase postérieure, puisque les linéations et la schistosité ont des directions et des pendages très variables. Pour les phases I et II, nous avons étudié le plissement de la stratification, surface originellement plane et horizontale. Après ces deux phases, cette surface n'est ni plane, ni horizontale et la direction des axes des plis III est influencée par les directions et le pendage de la stratification. Ces plis ont une symétrie triclinique. (Toutefois étant donné le style de la phase I, les flancs longs des plis non affectés par la phase II, très proches de la schistosité, peuvent donner des plis cylindriques et donc des directions d'axe peu perturbées : c'est le cas du gothlando-dévonien du flanc Nord). Par contre, la schistosité de fracture est avant la phase III une surface plane sub-horizontale. On étudie donc très facilement le plissement de cette nouvelle surface, d'autant plus que sur le terrain cette schistosité est très visible alors que la stratification l'est souvent bien moins.

I DIRECTION

Pour déterminer la direction de la phase III on peut procéder de trois façons différentes :

- Direction des plis III

Le diagramme 23 (33 axes B3 mesurés surtout près d'Olette et de Nohèdes) montre les axes III très proches de l'horizontale : ils n'ont été que peu déformés par les phases postérieures et peu influencés par les phases antérieures. On a un maximum très net (N 110°).

- Direction des axes de replissement

Ces axes de replissement de la schistosité sont déduits des diagrammes (fig. II 12 24). La précision des directions qu'ils donnent est fonction du nombre de mesures et de la surface étudiée. Si l'axe donné par le diagramme 24 N 110 est précis, ceux donnés par les diagrammes II 12 le sont

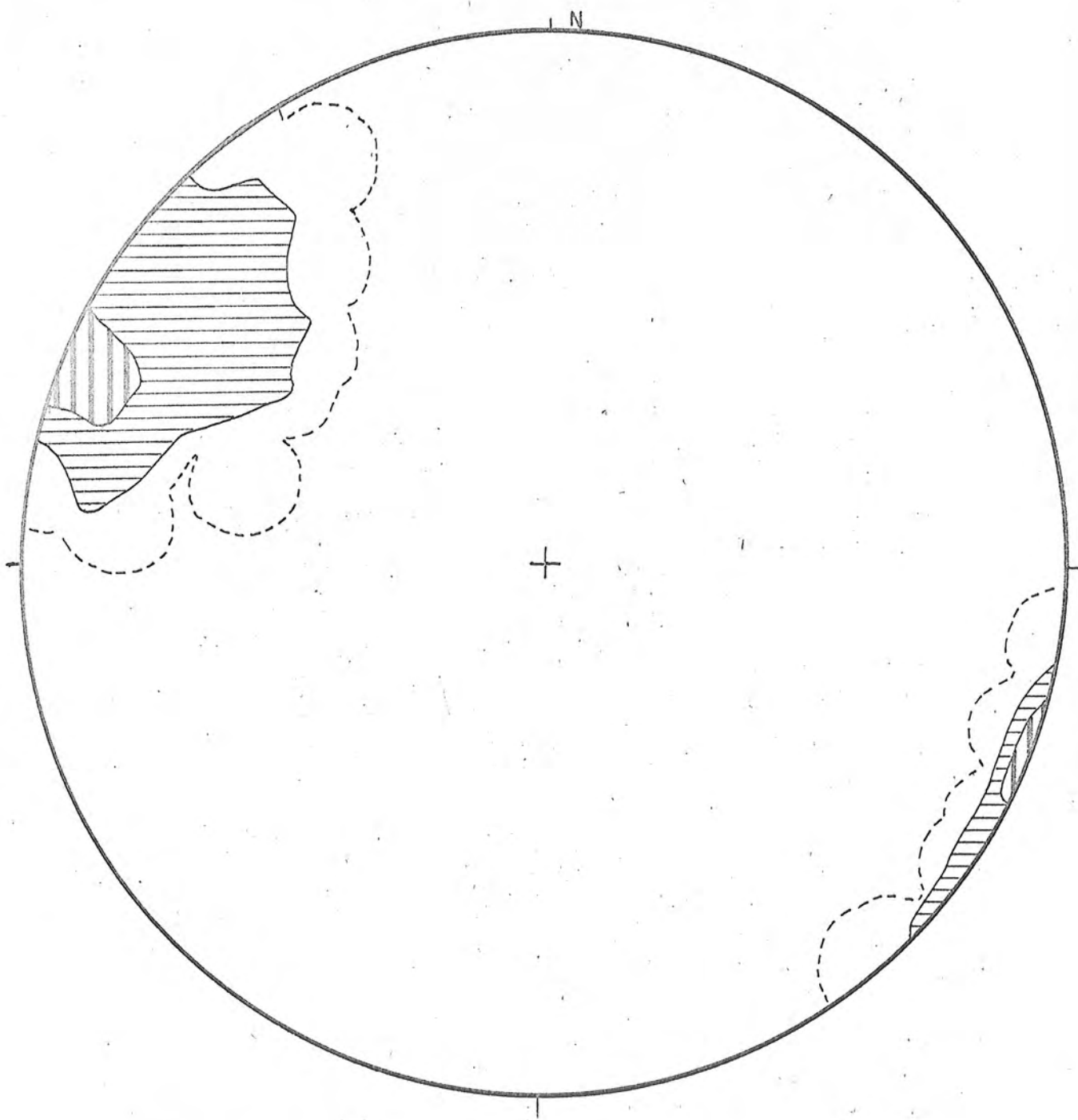


fig. 23 : environs d'Olette
33 axes B3 (20%, 10%, 3%)
projection de l'hémisphère supérieur

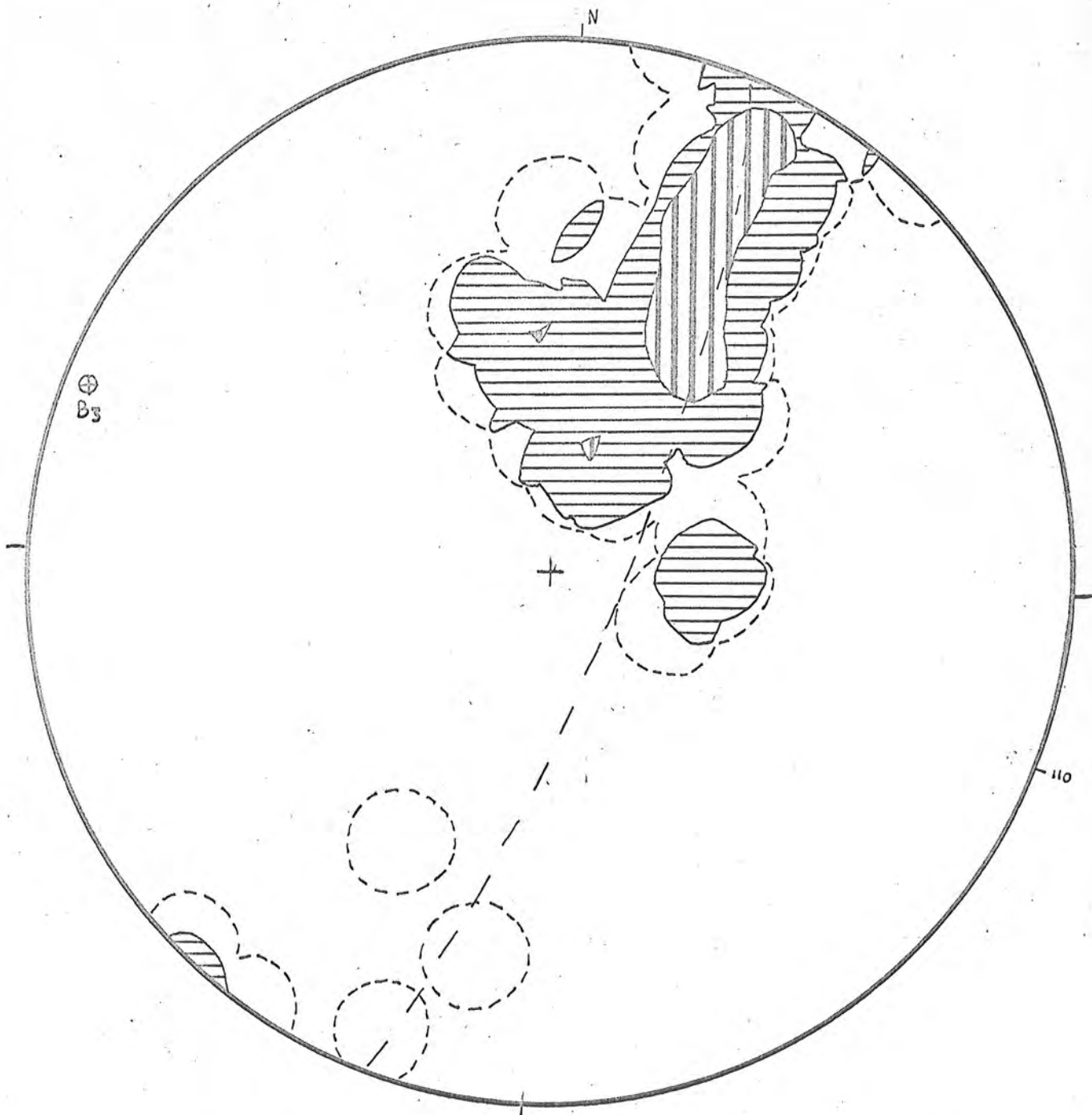


fig. 24 rive droite du ravin de Bourguère.
 56 pôles de S I-2 (10%, 3,5^{es})
 projection de l'hémisphère supérieur.

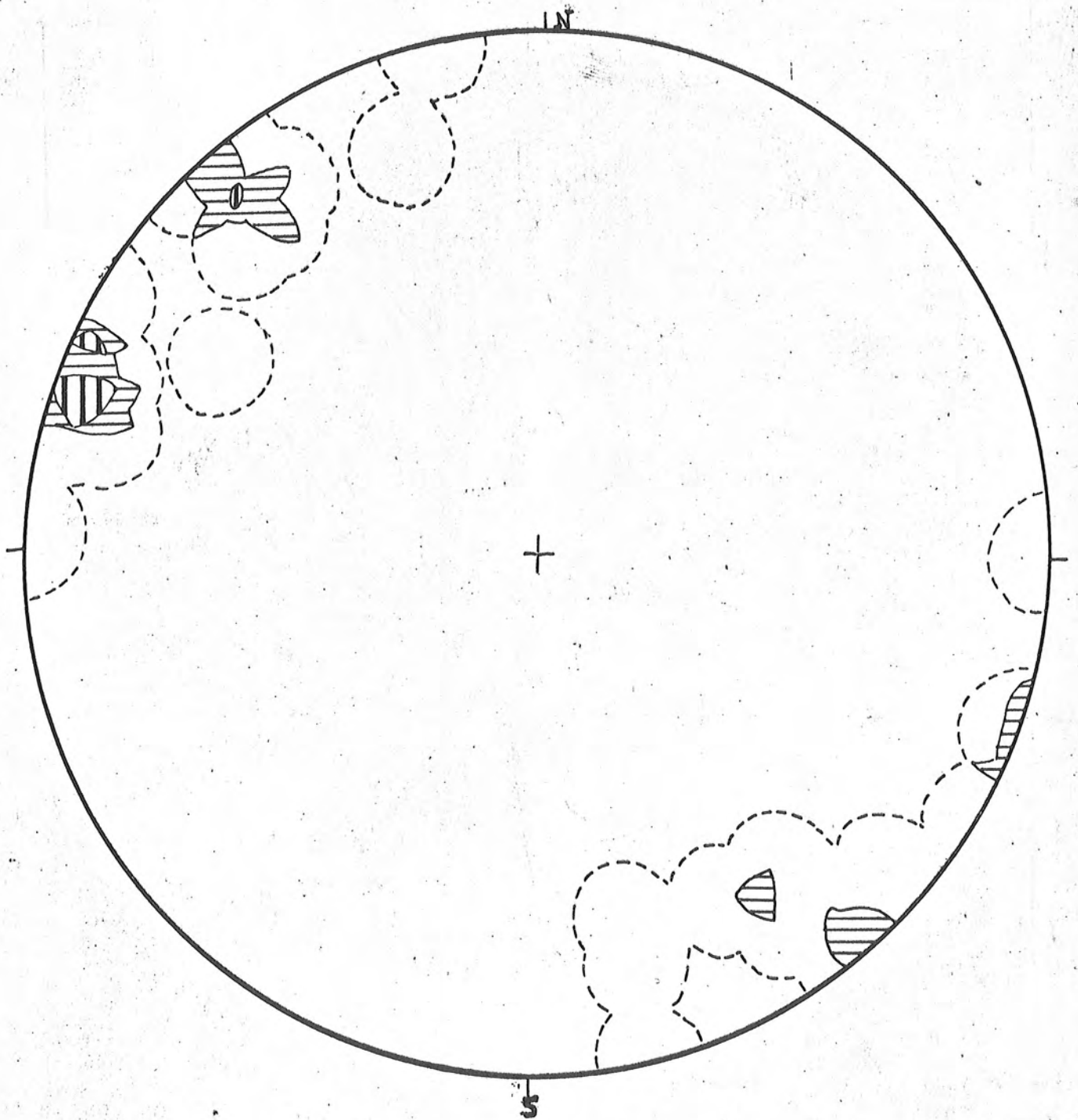


Fig. 25 26 13 corrugations de la schistosité (20%, 12%, 4%)
projection de l'hémisphère supérieur

moins (les guirlandes sont marquées par un petit nombre de points. L'axe donné par le diagramme 24 coïncide avec le maximum du diagramme 23, tandis que ceux donnés par II 12 sont situés dans la zone de dispersion).

- Direction des linéations de corrugation

Ces linéations correspondent à un microplissement (à l'échelle du millimètre) des surfaces de schistosité par la phase III. Le diagramme 25 (26 mesures de linéations) montre une dispersion plus grande que le diagramme 23, mais le maximum a sensiblement la même orientation. Ces linéations sont surtout intéressantes sur le terrain car elles donnent les directions des phases post-schisteuses même en l'absence de plis.

II STYLE DES PLIS

Les plis III diffèrent fondamentalement de ceux des phases précédentes surtout la morphologie et le mode de formation.

- Géométrie (fig. 26)

Elle diffère suivant que l'on se trouve sur les flancs ou au cœur des grandes structures. Dans le premier cas, on trouve des plis à symétrie monoclinique qui ont un flanc long et un flanc court. Ils ne sont en général déversés ; leur plan axial pend toujours très fort (entre 50° et 80°). Au cœur des anticlinaux, les plis sont orthorhombiques : les flancs sont symétriques par rapport au plan axial, généralement vertical. Il existe des plis conjugués (fig. 27) L'affleurement est situé sur le canal au NW d'Olette.

- Morphologie

La morphologie particulière de ces plis est due au fait que la roche est finement schistosée avant la phase III. Les plis sont des plis en chevrons (fig 29), les flancs sont plans et les charnières sont très sigées, le plan axial est marqué par une ligne de fracture très fine. Contrairement aux plis des phases I et II, les plis III ne s'amortissent pas rapidement. Dans le gathlando-dévonien calcaire où la schistosité S2 n'est pas très marquée, les plis de la phase III sont des plis semblables avec une schistosité de fracture naissante.

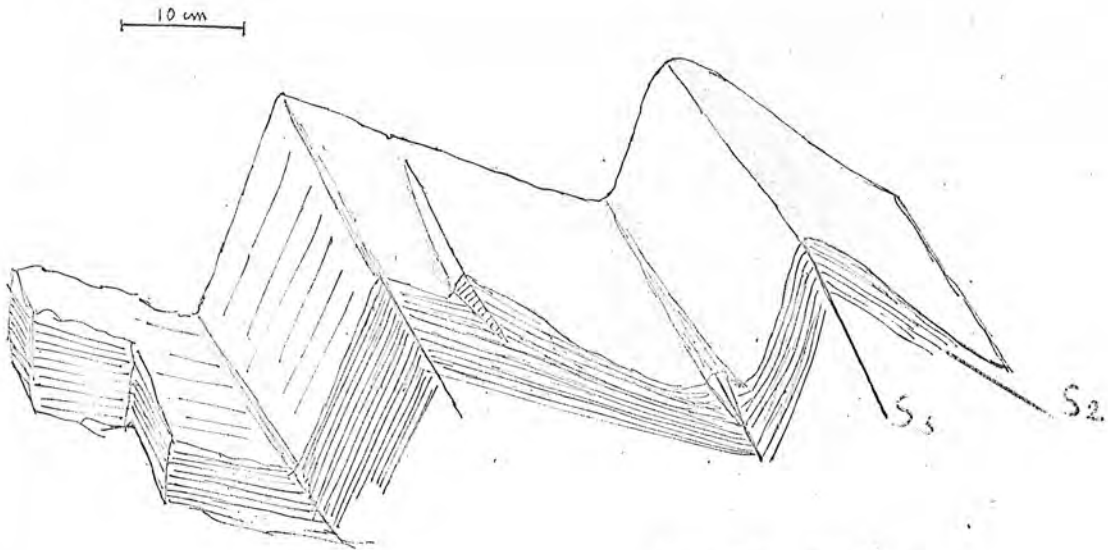


Fig. 26 pli III

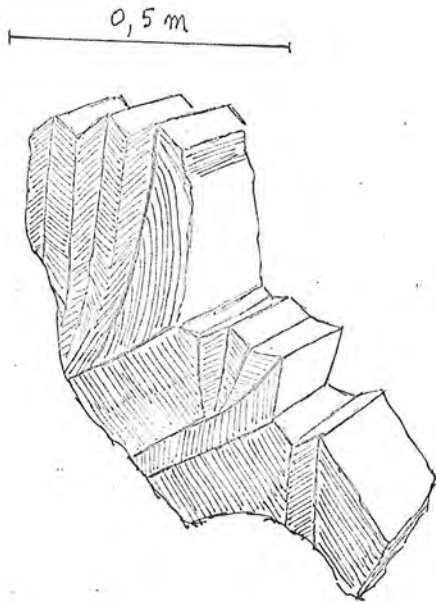


Fig. 27 plis III conjugués
canal au NW d'Olette

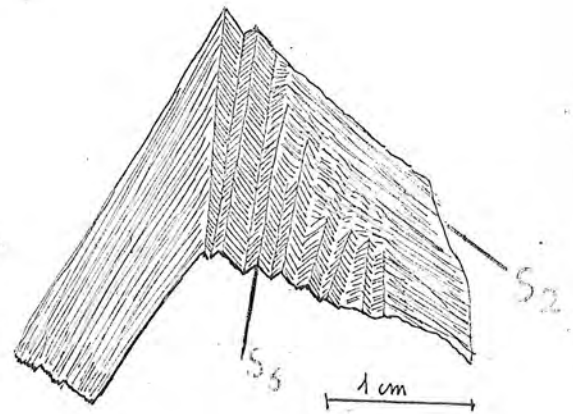


Fig. 28 pli III
pli en chevrons

- Mode de formation

Les plis en chevrons sont dus à des glissements le long des plans de discontinuité de la surface plissée qui est ici la schistosité S2 (et à un degré sûrement moindre la schistosité S1), leur plan axial étant oblique à ces plans de glissement. Au point de vue cinématique et morphologique, ces plis sont analogues aux "Kink-bands" que l'on observe dans les cristaux (calcite biotite) déformés. Les mouvements de glissement ont sûrement eu lieu sur le seul flanc à pendage très raide puisque l'autre est très proche de sa position originelle, mais on ne peut rien affirmer. Des modèles expérimentaux de tels plis ont été faits (Paterson et Weiss) et bien qu'ils ne représentent pas les conditions naturelles, ils aident beaucoup à comprendre la formation de ces plis. Pour de faibles pressions, les plans axiaux de ces plis en chevrons font un angle de 50° avec la direction de raccourcissement donc de pression maximum. En général, des plis en chevrons conjugués apparaissent quand la compression est parallèle à la schistosité antérieure.

Si l'on compare ces modèles avec ce qui se passe dans notre région, on peut faire des hypothèses sur les directions des pressions ayant donné les plis de la phase III. : la pression maximum était parallèle à la schistosité donc horizontale et orientée N 20 (si l'on admet que la pression intermédiaire est parallèle à l'axe des plis III).

III MEGASTRUCTURE

La phase III est, avec l'empilement des plis couchés de la phase I, responsable de l'allure synclinale du Dévonien de notre région. Dans les schistes les plis se manifestent par un plissement en grand de la schistosité et dans le dévonien par une flexure des bancs et des plis I. Ce sont des plis en chevrons parfois dissymétriques, d'amplitude faible (4 à 500m) dont les plans axiaux pendent assez fortement au nord sur le flanc nord et plus faiblement au Sud sur le flanc Sud. La grande structure est un synclinal coffré dont les flancs sont formés par de grands plis en chevrons dont les plans axiaux sont inclinés dans deux directions opposées, le coeur du synclinal n'étant pas déformé.

C O N C L U S I O N

Notre étude complète les travaux de Guitard qui dans les massifs du Canigou et de la Carança a montré l'existence de deux phases tectoniques importantes.

- Une phase précoce de direction NE - SW à ENE - WSW dans laquelle il distingue des plis synschisteux postérieurs au début du métamorphisme et des plis anteschisteux, c'est la phase paroxysmale qui a donné la grande nappe de style pennique du Canigou.

- des phases tardives dont les principales ont des directions NW - SE et E-W qui ont donné la structure en dôme du Canigou.

Nous admettons à la suite de cette étude que les structures du "synclinal de Villefranche" et des massifs du Canigou et de la Carança sont étroitement liées (fig.29) et que la phase précoce SI de Guitard correspond en réalité à deux phases bien individualisées : phase I (075) et phase II N-S.

La première phase (E-W) est la phase majeure de l'orogénèse hercynienne bien que cela n'apparaisse pas au premier abord. Elle donne de grands plis couchés de plusieurs km d'amplitude et le plissement à échelle plus réduite, est d'une grande intensité, notamment dans les schistes. Le plissement et le métamorphisme sont synchrones. La recristallisation des minéraux phylliteux a eu lieu dans le plan axial des plis I en donnant une schistosité de flux. Bien qu'il y ait disharmonie entre la série de Jujols et le Paléozoïque supérieur, tous les terrains sont métamorphiques et ont une schistosité. Les structures de la phase I résultent d'une tectonique tangentielle, souple, contemporaine du métamorphisme.

La phase II se distingue de la première par une tectonique moins souple à la fois dans les schistes où l'on a une schistosité de fracture et

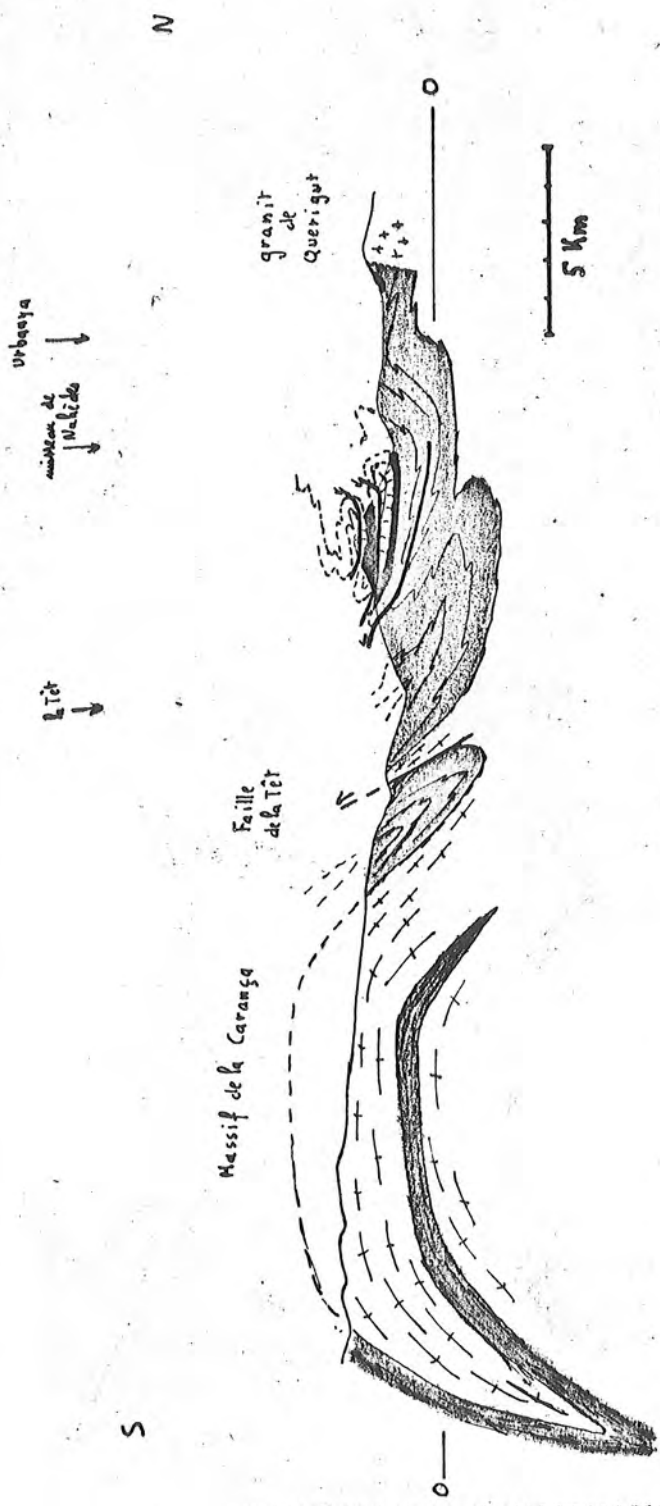


fig. 29 : coupe NS au 1/200 000 dans la zone axiale des Pyrénées Orientales.

dans les calcaires où l'on a un début de tectonique cassante. Le plissement est moins intense et d'amplitude bien moindre, le métamorphisme à peine marqué. Tout cela semble indiquer soit un changement de l'état Rhéologique des roches, soit une diminution de l'intensité des contraintes, soit plus sûrement les deux à la fois. Comme pour la première phase la tectonique est tangentielle : les deux schistosités faisant un angle faible les directions de pression maximum sont sensiblement les mêmes mais les directions de pression minimum et intermédiaire ont été interverties.

Les phases postérieures se caractérisent par un changement de la direction de pression maximum qui est maintenant horizontale et d'orientation proche de N-S et de la direction de pression minimum qui est verticale. La tectonique, d'abord cassante, se manifeste par des contacts anormaux, puis une tectonique plus souple donnant la grande structure synclinale (N 110).

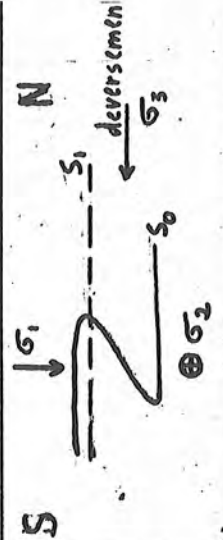

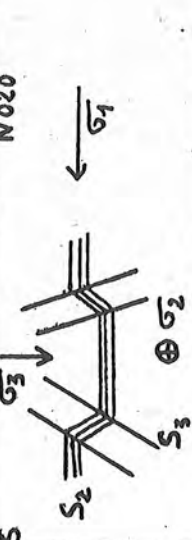
PHASE	DIRECTION	PLAN AXIAL	SCHISTOSITE	SYMETRIE	AXES TECTONIQUES	CHAMP DE FORCES	Coupe perpendiculaire à l'axe B
I	N 075	horizontal	de flux	monoclinique	a N-S b E-W c vertical	N-S E-W vertical	
II	N 000	horizontal à 30 E	de fracture "strain-slip" cleavage	monoclinique	a E-W b N-S c vertical	E-W N-S vertical	
III	N 110	de 50° S à 50° N	de fracture ou absente	monoclinique ou orthorhombique	a vertical b N 110 c N 110	vertical N 110 N 020	

Tableau rassemblant les caractéristiques des trois phases. On peut le comparer à un tableau semblable établi par Swart (1964) pour les Pyrénées Centrales.

BIBLIOGRAPHIE

- A. AUTRAN
G. GUITARD
E. RAGUIN Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes.
Edition provisoire réalisée à l'occasion du congrès AZOPRO (1963)
- F. CAVET Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales.
Bulletin de la carte géologique de France N° 254 (1957)
- DE SITTER L.U. Structural Géology
Mc Graw Hill (1956-1964)
- G. GUITARD 1- La structure du massif du Canigou.
B S G F série 6 paragraphe III, pages 907-924 (1953)
- 2- Linéation, schistosité et phase de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées Orientales, leur relation avec le métamorphisme et la granitisation.
Bulletin de la société géologique de France N°7 (1960).
- 3- Sur l'existence de plis "anteschisteux" dans le schiste que inférieur et les gneiss du massif Canigou - Carança (P.O.)
C.R. Sem. S.G.F. N°10 P. 297 (1962)
- 4- Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : Les gneiss stratoïdes du Canigou.
C.R. Ac Sc. 258 N° 18 p. 459 (1964).
- HILLS Elements of structural géology
Methuen Londres
- HOEPPENER Tektonik und Lagerstätten in Rheinischen Schiefergebirge
Géol. Rundschau vol. 44 (1955)
- Zur problem der bruchbildung, schieferung und faltung
Géol. Rundschau vol. 45 (1956)

- HARKER Metamorphism
 Methuen Londres
- PATE & Experimental folding in rocks
WEISS preliminary report in *Nature* vol 195 No 4846
(1962)
- PETITJOHN Atlas and glossary of primary sédimentary structures
POTTER Springer Verlag Berlin
- RAMSAY JG. Striptoseo folding at loch monar inverness-shire
 Quarterly journal vol. CXIII part. 3

The déformation of early linear structures in aréas of répea-
ted folding.
 Journal géology Vol. 68 (1960)
- RADGERS L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale
 livre à la mémoire du professeur Fallot tome I
(1960 - 1963)
- TURNER Structural analysis of métamorphie tectonites
WEISS Mc Graw hill (1963)
- WILSON The tectonic significance of small structures ans their impor-
 tance to the géologist in the field.
 bulletin de la société géologique de Belgique
 mémoire 84 (1961)
- ZWART Relations betwen folding and métamorphism in low central
 pyrénées and their chronogical succession.
 Géologie en Mijnbouw (1960)

The structural evolution of the paléozoic of the Fyrénées
 Géol. Rundschau (1964)

