P. VIALON

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR

INSTITUT DE GEOLOGIE

P. TRICART

LES SCHISTES LUSTRES DU HAUT-CRISTILLAN

Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France)

STRASBOURG

1973

Numéro d'ordre :

En respectueux hommage
et bien cordial souvenir
et dans l'attente d'une
collaboration fructueuse
P. Tricart.

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

Institut de Géologie

T H E S E

présentée à
l'Université Louis Pasteur de Strasbourg
pour obtenir le titre de

Docteur de 3ème Cycle

en

G E O L O G I E

par

Pierre TRICART

LES SCHISTES LUSTRES DU HAUT-CRISTILLAN

Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France).

soutenue le 7 Décembre 1973 devant la Commission d'Examen

MM.	G. MILLOT	Président
	A. MICHARD	Examinateurs
	M. LEMOINE	
	F. ELLENBERGER	

AVANT - PROPOS

Le présent travail a été effectué auprès de l'Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, dans le cadre de l'Equipe de Recherche associée au C.N.R.S. "Géologie Structurale et Analyse Tectonique", sous la direction du Professeur A. MICHARD

Son déroulement a été suivi constamment par M. M. LEMOINE, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris, qui m'en avait confié le sujet. Sur sa proposition, une aide matérielle m'a été fournie par le Service de la Carte Géologique.

M. F. ELLENBERGER, Professeur à l'Université de Paris-Sud, a bien voulu examiner mon travail et m'a conduit à corriger en plus d'un point mon manuscrit.

A ces Professeurs attentifs et exigeants, à Monsieur le Doyen MILLOT, Directeur de l'Institut de Géologie, aux Maîtres et aux amis que j'y ai trouvé, j'adresse ici mes remerciements. Je voudrais souligner en particulier l'aide que m'ont apportée mes camarades de l'équipe alpine strasbourgeoise, J.M. CARON et F. SCHUMACHER ; comme P. SALIOT à l'Ecole Normale Supérieure, ils ne m'ont jamais ménagé leur temps. Je souhaite également que MM. RUHLAND et JEANNETTE, qui m'ont appris l'analyse tectonique et microtectonique, retrouvent ici l'esprit de leur enseignement.

Je désire aussi exprimer ma gratitude à M. le Professeur SCHAER, mon Patron depuis un an à Neuchâtel, qui a tout fait pour me faciliter la tâche durant cette année de rédaction.

Je ne terminerai pas sans remercier vivement MM. HAMEL, GAINE et BALOUKA pour la confection des lames minces, M. GRUNER pour les travaux photographiques ainsi que tous ceux qui ont participé à la mise en forme de ce mémoire : Melle D. STURTZ pour la dactylographie, MM. HERBER et OPPERMANN pour le dessin, MM. HUGEL, FREYERMUTH et SCHUSTER pour les tirages et la reliure.

ulp

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG

Edition Janvier 1973

Président : Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : Professeur A.CHAUMONT
Professeur G.LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G.KIEHL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES - SCIENCES .

Doyens honoraires : A.KIRRMANN, P. LACROUTE, H.J. MARESQUELLE, J.H. VIVIEN, G. MILLOT.
Professeurs honoraires : P. DE BEAUCHAMP, L. BOISSELET, H. CARTAN, G. CERF, C. CHABAUTY, A. CHRETIEN J. DENY, Ch. EHRESMANN, M. FRECHET, Mlle S. GILLET, A. HEE, R. HOCART, A. KIRRMANN, G. LEMEE, P. L'HERITIER, A. LICHNEROWICZ, H.J. MARESQUELLE, L. NEEL, Ch. SADRON, F. TERROINE, H. VILLAT, H. WEISS, Et. WOLFF, J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs

H.FORESTIER	Chimie générale
J.ROTHE	Physique du Globe
P.LACROUTE	Astronomie
J.H.VIVIEN	Zool.et Embryologie expérimentales
S.GORODETZKY	Physique génér. et Physique nucl.
L.SACKMANN	Mécanique des Fluides
J.BYE	Chimie Physique
M.PEREY	Chimie nucléaire
S.GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie
P.JOLY	Biologie générale
H.BENOIT	Physicochimie macromoléculaire
P.CUER	Physique générale et Physique corp.
G.MILLOT	Géologie et Paléontologie
R.LECOLAZET	Physique du Globe
H.SAUCIER	Minéralogie
R.ROHMER	Chimie minérale
A.GAGNIEU	Botanique
F.STUTINSKY	Physiologie générale
B.WURTZ	Chimie biologique
J.BRENET	Electrochimie
J.P.EBEL	Chimie biologique
G.OURISSON	Chimie
A.COCHE	Physique nucléaire
R.CERF	Physique générale
J.FRENKEL	Mathématiques
A.DELUZARCHE	Chimie
R.ARMBRUSTER	Physique
A.ROCHE	Physique du Globe
LHIRTH	Microbiologie
A.FUCHS	Mécanique rationnelle
A.GALLMANN	Physique
P.MIALHE	Physiologie animale
D.MAGNAC	Physique
M.DAUNE	Biophysique
J.P.ADLOFF	Chimie nucléaire
D.BERNARD	Méthode mathémat. dela Physique
E.DANIEL	Physique expérimentale
P.CHEVALLIER	Physique
G.REEB	Topologie
J.WUCHER	Physique
M.BRINI	Chimie
H.DURANTON	Botanique
R.WEISS	Chimie
P.FEDERLIN	Chimie
J.P.SCHWING	Chimie
M.SIESKIN D	Physique
G.MONSONEGO	Physique théorique
C.WIPPLER	Physicochimie des Hts Polymères ind.
G.WEILL	Physique
A.CLAUSS	Chimie
E.FOLLENIUS	Zoologie
J.LUCAS	Géologie
J.J.THIEBOLD	Biologie animale
G.GLAESER	Mathématiques
J.H.WEIL D.FOATA	Chimie biologique Mathématiques
X.FERNIQUE	Mathématiques
F.GAUTIER	Physique
V.AVANISSIAN	Analyse supérieure
F.LACROUTE	Biologie végétale
J.P.EBERHART	Minéralogie
J.M.LEHN	Chimie
Cl.ROBERT	Physique
F.BECKER	Physique mathématique
Fr.SCHALLER	Biologie générale
Fr.GAULT	Chimie organique
M.GOUNOT	Botanique
J.DEHAND	Chimie minérale
C.GODBILLON	Mathématiques
J.ROUX	Botanique
R.VOLTZ	Physique théorique
A.MICHARD	Géologie
J.J.RIEHL	Chimie
R.GERARD	Mathématiques
M.DAIRE	Chimie phys. ind. et Sc. des Matériaux
G.DUNOYER de SEGONZAC	Géologie
J.P.JOUANOLOU	Mathématiques

Professeurs associés

A.BANDERET (E.A.H.P.) - H.HAKEN (Phys.) - L.LEITE-LOPEZ (Phys.) - M.HERRERA (Math.) - R. MILNE (Microbiologie).

... / .....

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement

Cl. DELLACHERIE	Mathématiques
M.GROSMANN	Physique
Ph.ROPARTZ	Psycho-Physiologie
Ph.RICHARD	Physiologie animale
G.SOLLADIE	Chimie Organique
P.BENVENISTE	Physiologie végétale
C.SCHOELLER	Mathématiques
J.FARAUT	Mathématiques
J.P.RAMIS	Mathématiques Générales
R.FEIDT	Mécanique des Fluides
D.VIAUD	Mathématiques
R.KIRSCH	Zoologie
J.SOMMER	Chimie Appliquée
A.HINSCHBERGER	Chimie Physique
J.BROSSAS	Chimie Macromoléculaire
M.LEROY	Chimie
C.PESKINE	Mathématiques

Maître de Conférences adjoint

J.SITTLER	Géologie

Maîtres de Conférences associés

P.FELLNER	Biochimie
St.RALLIS	Mathématiques
R.SMYTHE	Chimie

Professeurs et Maîtres de Conférences du C.U.H.R.

P.TAGLANG	Physique
J.P.DONNET	Chimie Physique
R.WEY	Chimie
G.SUTTER	Physique électronique
H.DANAN	Physique
J.STREITH	Chimie
J.MARTINET	Mathématiques
C.SCHIFFMANN	Mathématiques
J.FAURE	Chimie Physique
Chr.WINTER	Physique
Fr.SCHMITT	Physique
A.JAEGLE	Physique
A.KALT	Chimie Physique
R.LUTZ	Mathématiques

J.LAHAYE	MR	Physicochimie ato. - ioni.
B.SIFFERT	MR	Cristallo. et Minéralogie

Professeurs et Maîtres de Conférences des I.U.T.

Strasbourg

Ch.TANIELLIAN	Chimie
M.GROSS	Chimie

Mulhouse

G.PERNY	Physique Appliquée
R.MANQUENOUILLE	Mathémat. Appliquées
G.METZGER	Electronique
B.LAVILLE ST-MARTIN	Physique Appliquée
R.STEIN	Phys. Electronique

Directeurs et Maîtres de Recherche

P.BOUVEROT	DR	Physiol. respiratoire
P.DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire
A.KNIPPER	DR	Phys. nucl. et corpus.
A.KOVACS	DR	Physicochim. macromol.
J.MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.
P.A.MEYER	DR	Physique
J.MEYER	DR	Botanique
S.NIKITINE	DR	Physique
A.PETROVIC	DR	Médecine
P.REMPP	DR	Physicochim. macromol.
A.SKOULIOS	DR	Physicochim. macromol.
R.WEIL	DR	Minéralogie
F.BECK	MR	Physique nucléaire
J.F.BIELLMANN	MR	Chimie
M.BONHOMME	MR	Géologie
H.BRAUN	MR	Phys. corpuscul.
M.CHAMPAGNE	MR	Biophysique
J.P.COFFIN	MR	Phys. Nucléaire et corp.
A.CORET	MR	Physique
M.CROISSIAUX	MR	Physique Nucléaire
J.DOUBINGER	MR	Géologie
S. EL KOMOSS	MR	Physique
J.P. VON ELLER	MR	Géologie
E.FRANTA	MR	Physicochimie mol.
J.M.FRIEDT	MR	Physicochi. atom. et ioni.
A.FRIDMANN	MR	Physique Corpusculaire
J.B.GRUN	MR	Physique
G.KAUFFMANN	MR	Chimie
A.LLORET	MR	Physique Corpusculaire
C.MIALHE	MR	Physiologie
Th.MULLER	MR	Physique
G.MUNSCHY	MR	Physique
M.NAUCIEL BLOCH	MR	Physique des Solides
M.PATY	MR	Physique Corpusculaire
R.PFIRSCH	MR	Botanique
A.PORTE	MR	Physiologie
J.POUYET	MR	Biophysique
J.RINGEISEN	MR	Physique
F.SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucléaire
P.SIFFERT	MR	Phys. rayon et Electron. nucl.
Cl.SITTLER	MR	Géologie
M.SUFFERT	MR	Basses Energies
R.VAROQUI	MR	Physicoch. macromolécul.
A.VEILLARD	MR	Chimie
A.WAKSMAN	MR	Biochimie
G.WALTER	MR	Phys.rayon et Electron. nucl.
J.P.WENIGER	MR	Zoologie
J.WITZ	MR	Biologie Cellulaire
R.WOLFF	MR	Chimie
R.ZANA	MR	Physicoch. macromolécul.

LES SCHISTES LUSTRES DU HAUT-CRISTILLAN

Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France).

CHAPITRES : Pages

I - Introduction 3

II - La série ophiolitifère 7

III - La série triasico-liasique du Gondran 27

IV - Les formations calcaréo-schisteuses d'attribution problématique 35

V - Analyse des déformations superposées 50

VI - Quelques données sur les cristallisations métamorphiques .. 89

VII - Analyse de la synforme de Roche Noire 105

VIII - Analyse de la synforme du "Pic Marcel" 125

IX - Les plis transverses de la Pointe de Rasis 141

X - Conclusions structurales 157

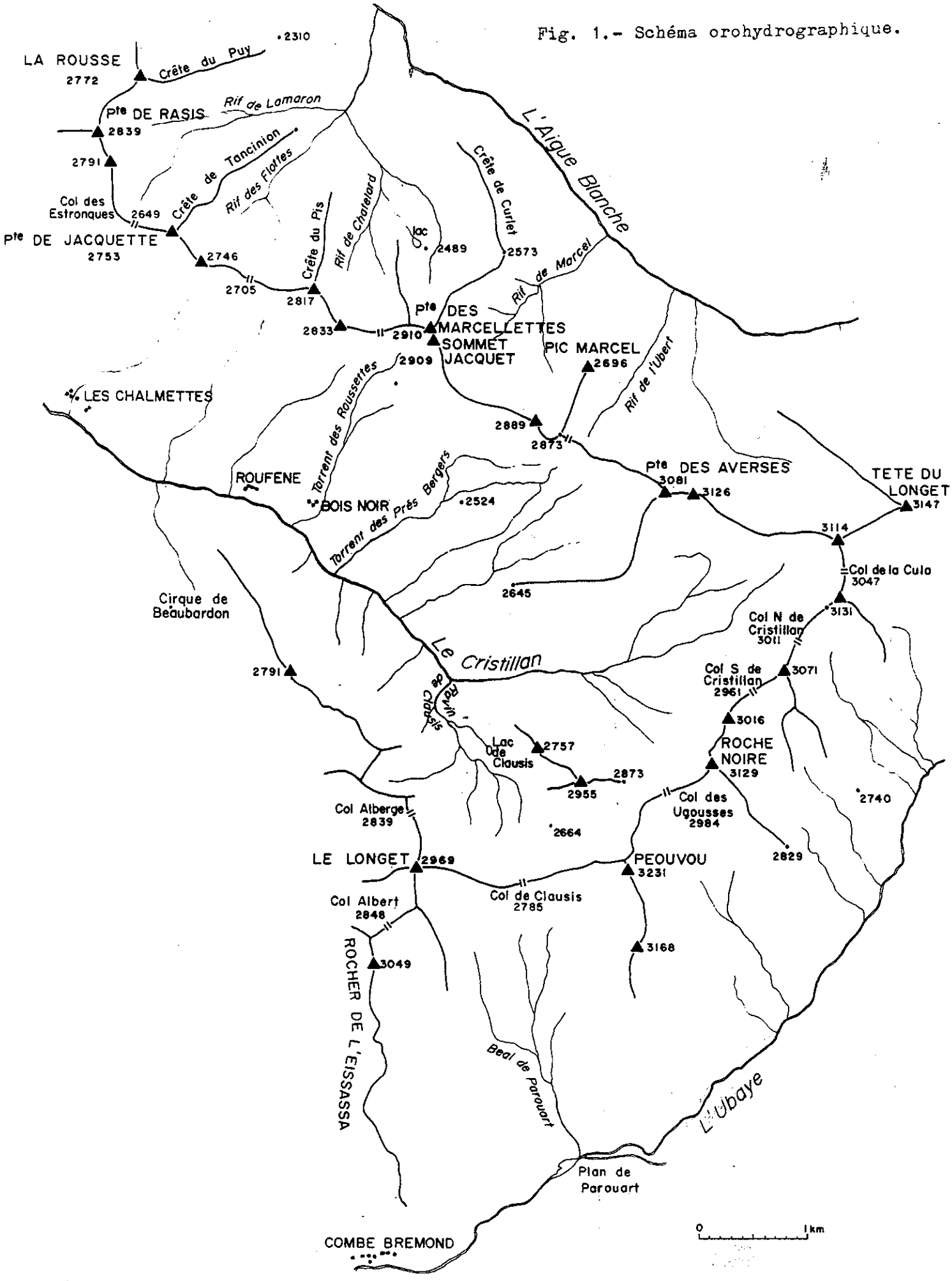
LISTE DES OUVRAGES CITES 176

TABLE DES FIGURES 183

TABLE DES PHOTOGRAPHIES 186

TABLE DES MATIERES 188

Fig. 1.- Schéma orohydrographique.



CHAPITRE I

I N T R O D U C T I O N

1. Le cadre géographique

Le domaine étudié appartient à la partie moyenne des Alpes cottiennes ; il se situe à mi-chemin entre le M. Viso et la ville de Guillestre.

Le secteur cartographié est axé sur la haute vallée du Cristillan. Il englobe les montagnes qui la séparent de la vallée de l'Aigue Blanche, au N, et de la vallée de l'Ubaye, au S (fig. 1). Il figure au centre de la feuille topographique Embrun (1:100 000 IGN). Toutes les altitudes données dans ce mémoire sont celles du fond topographique au 1:20 000.

Les vallées du Cristillan et de l'Aigue Blanche correspondent à la partie méridionale de la région du Queyras.

2. Le cadre géologique

Le secteur parcouru est principalement constitué de "Schistes lustrés" encore appelés "calcschistes piémontais". Il se situe en effet dans la zone interne des Alpes franco-italiennes, à la marge occidentale du domaine piémontais (fig. 2).

Les "Schistes lustrés" étudiés sont limités vers l'W par le corps principal de la zone briançonnaise (cartes géologiques 1:50 000 Guillestre et Embrun).

Les coupes classiques des vallées du Guil et du Cristillan montrent que cette zone est constituée par un empilement de nappes ployées en un anticlinal dont le flanc oriental se verticalise puis se renverse vers l'E sur les schistes lustrés. Ceux-ci présentent un débit général uniformément penté vers l'W. Ce déversement des structures vers l'E qui amène les unités brian-

çonnaises à chevaucher dans cette direction les unités piémontaises caractérise une phase tectonique tardive dite de *rétrocharriage* (DEBELMAS 1955 et 1959 ; DEBELMAS *et al.* 1964 et 1965 ; GIDON 1962 ; GOGUEL 1943 et 1950 ; LEMOINE 1961 ; MORET 1942).

Une dizaine de km plus à l'E, au Col du Longet, la zone briançonnaise (zone d'Acceglio) réapparaît en demi-fenêtre sous les calcschistes piémontais (DEBELMAS et LEMOINE 1957 ; LEBLANC 1962) (fig. 2). Cette disposition montre bien l'intervention d'une phase tectonique ancienne de *charriage* des unités piémontaises sur les unités briançonnaises avant le rétrocharriage de celles-ci sur celles-là.

3. Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan ; objet du présent travail

Les calcschistes forment un puissant empilement déversé vers l'E. Des ophiolites (Roche Noire et S du Pic Marcel) et des dolomies (Péouvou) y sont localement intercalées et en rompent la monotonie.

Des travaux récents (LEMOINE *et al.* 1970 ; LEMOINE 1971) ont permis d'y distinguer deux séries piémontaises très différentes, associées respectivement aux dolomies triasiques du Péouvou (série du Gondran) et aux ophiolites de Roche Noire et du Pic Marcel (série de Chabrière).

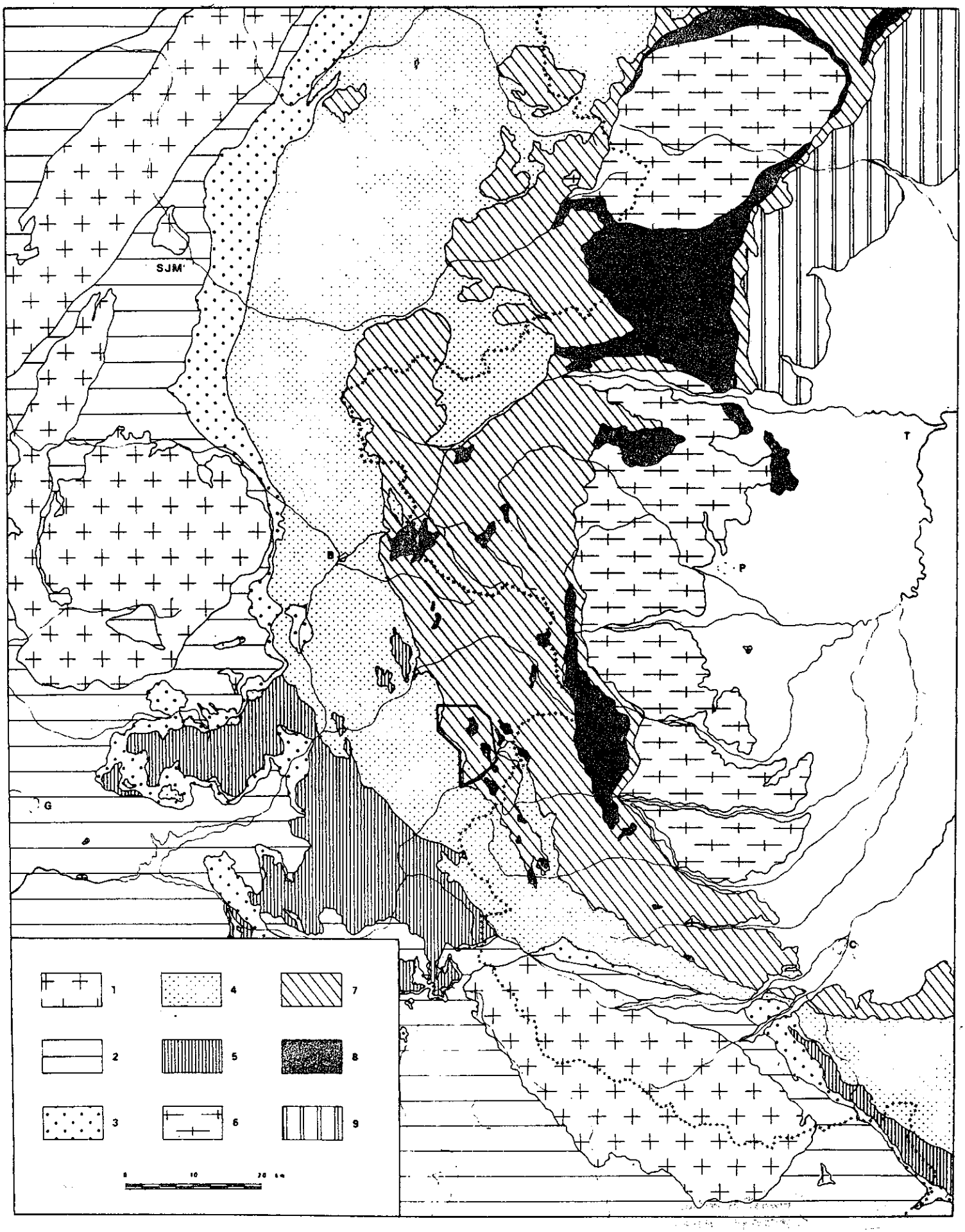
Bien que ces deux séries semblent totalement indépendantes, elles sont actuellement étroitement intriquées et le contact tectonique qui les sépare a, sur le terrain, l'apparence d'un contact stratigraphique.

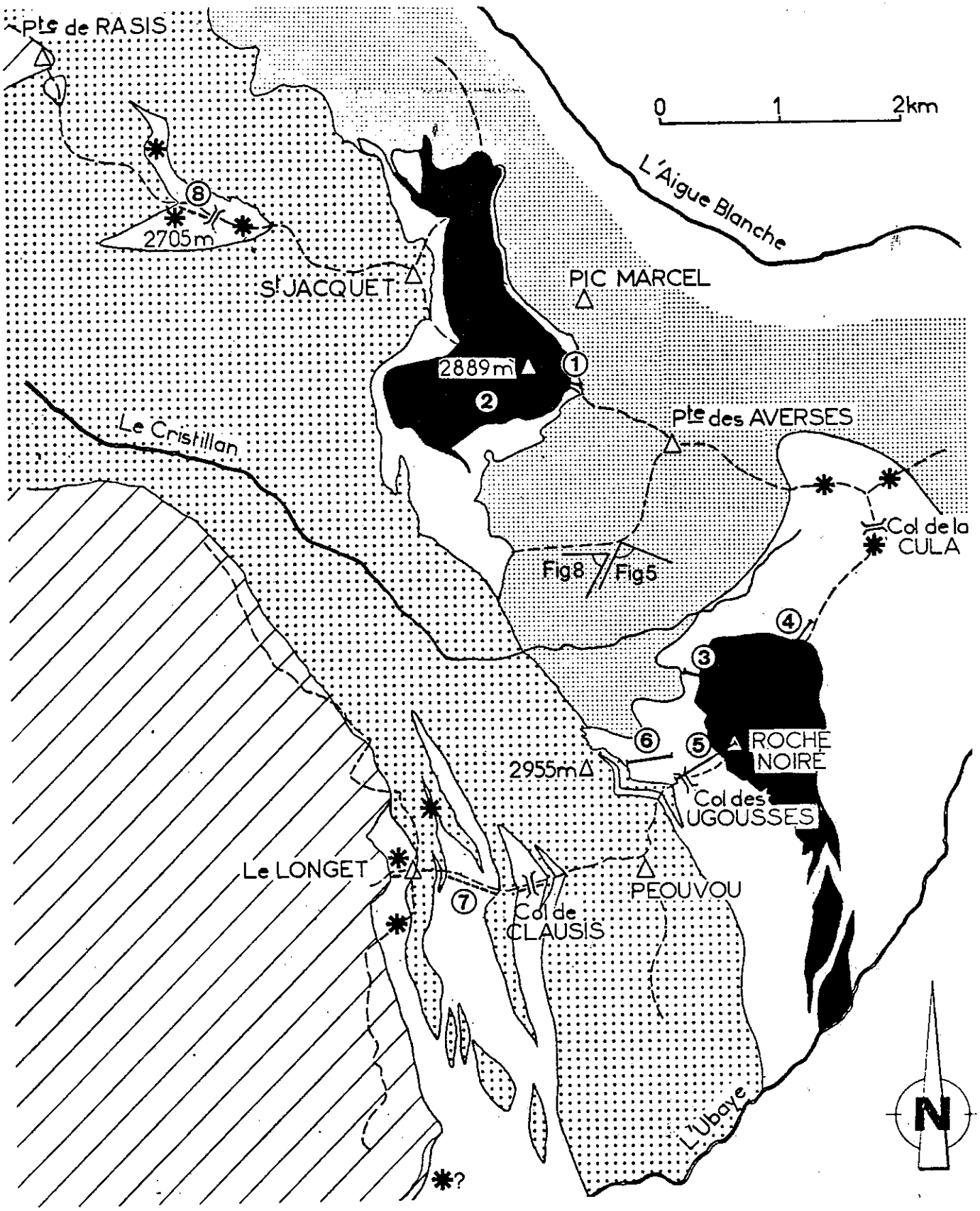
Cette intrication, bien visible en Haut-Cristillan, caractériserait une large portion de la marge externe du domaine piémontais entre l'Ubaye au S et la Durance au N (LEMOINE 1971).

Les problèmes stratigraphiques et structuraux qui en découlent justifiaient une étude des Schistes lustrés du Haut-Cristillan axée d'une part sur une délimitation précise des différents faciès impliquant avant tout leur *cartographie détaillée*, et d'autre part sur une *analyse systématique des déformations superposées à toutes les échelles.*

Fig. 2 - Localisation du secteur étudié (en traits forts)

1. massifs cristallins externes ; 2. couverture dauphinoise et ultradauphinoise ; 3. zone subbriançonnaise ; 4. zone briançonnaise s.l. ; 5. flysch à Helminthoïdes ; 6. massifs cristallins internes du Grand Paradis et de Dora-Maira ; 7. Schistes lustrés piémontais s.l. ; 8. principales masses d'ophiolites ; 9. domaine austro-alpin.


SJM
B
P
T
G
C
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0
10
20 km



Formations métasédimentaires post-ophiolitiques de la série de Chabrière

Ophiolites de la série de Chabrière

Brèches sédimentaires remaniant les ophiolites

① Coupes schématisées sur la fig. 9 (p. 23)

Série du Gondran

Calcschistes indifférenciés

Unités briançonnaises

Fig. 3 - Extension de la série de Chabrière et localisation des affleurements décrits au chapitre II.

CHAPITRE II

LA SERIE OPHIOLITIFERE

Résumé

La série ophiolitifère (fig. 9, p. 23) correspond à la série de Chabrière telle qu'elle est définie par LEMOINE, STEEN et VUAGNAT (1970) prolongée vers le haut par la formation gréso-pélitique de Roche Noire, définie ici. Des brèches sédimentaires remaniant les roches vertes, peuvent apparaître à différents niveaux de cette série, en particulier vers son sommet. Enfin une brèche énigmatique, à éléments ophiolitiques et granitoïdes est associée à la semelle d'une coulée de laves sous-marine. Ces observations renforcent la similitude qui existe entre les séries ophiolitifères du Haut-Cristillan, de Corse et de Ligurie (fig. 10, p. 25).

1. Les massifs ophiolitiques et leur cortège sédimentaire propre

En Haut-Cristillan les ophiolites constituent essentiellement deux massifs kilométriques : celui de Roche Noire, au S, et celui dit du Pic Marcel (sommets 2889 m et 2873 m) au N (fig. 3). Ces massifs sont principalement constitués de serpentinites mais on peut y reconnaître également des gabbros et des méta-volcanites variées dont la succession apparaît particulièrement bien à la bordure E du massif septentrional (§ 2). Il est possible de montrer, à la suite de M. LEMOINE (1954b; LEMOINE *et al.* 1970 ; LEMOINE 1971), que certaines formations méta-sédimentaires sont associées de manière régulière à ces ophiolites. Elles affleurent principalement autour des massifs de roches vertes (§ 3). Des faisceaux de lithologie identique, qui s'observent loin de toute ophiolite, pourraient correspondre à des formations de la même série, isolées tectoniquement (§ 4).

2. Les ophiolites du Pic Marcel

Le massif, essentiellement serpentineux, constitue les sommets 2889 m et 2873 m de la crête principale, et se prolonge au N vers la cote

2573 m ; le Pic Marcel, repère commode, est lui-même constitué de calcschistes.

Les meilleurs affleurements dans des roches vertes variées (localisés en 1, fig. 3), s'observent près des sommets 2889 m et 2873 m ainsi qu'au petit col (Rif de l'Ubert) adjacent, c'est-à-dire sur la crête séparant les vallées du Cristillan et de l'Aigue Blanche. Une description préliminaire en a été donnée précédemment (CABY, MICHARD et TRICART 1971).

A. La succession observée

Elle peut se représenter schématiquement sur une coupe (fig. 4) ; on l'examinera d'W en E et de haut en bas vu le pendage général des formations vers l'W.

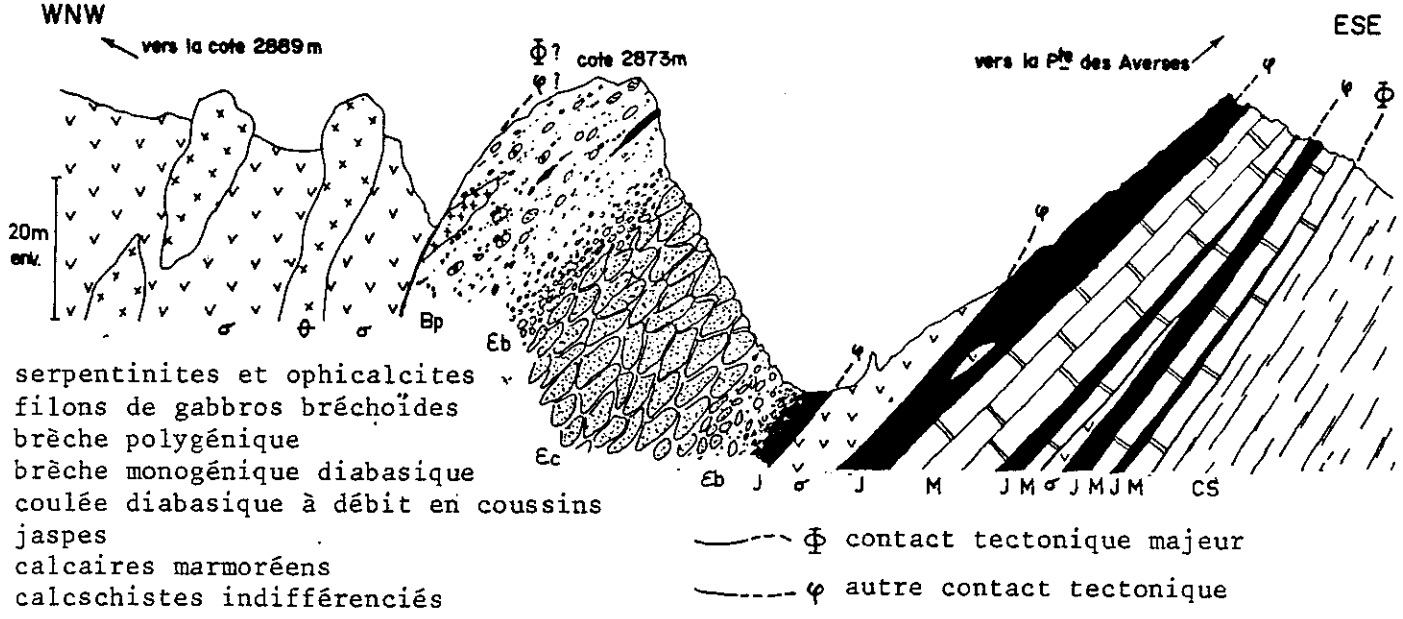


Fig. 4 - Bordure orientale des ophiolites du Pic Marcel au niveau de la crête principale (coupe 1 localisée fig. 3, p. 6 et schématisée fig. 9, p. 23).

a. Les filons de gabbros dans les serpentinites

Des lames ou des lentilles gabbroïques plus ou moins discontinues sont incluses dans les serpentinites près de la bordure orientale du massif ophiolitique. Leur épaisseur va de 0,5 à 4 m tandis qu'en longueur on peut suivre certains alignements de lentilles sur plus de 400 m. Selon toute vraisemblance il s'agit d'anciens filons boudinés. Une intrusion plus massive

(100 x 200 m), probablement tronquée à sa base est visible en face N du sommet 2889 m.

Pétrographiquement ces roches sont remarquables par leur hétérogénéité. Ce sont essentiellement des métagabbros de type euphotide à cristaux pluricentimétriques de diallage et à texture bréchique.

b. La brèche polygénique à éléments acides

La brèche polygénique du Pic Marcel (sommet 2873 m) est une formation très particulière d'un type jusqu'ici inconnu dans les roches vertes piémontaises.

Elle n'affleure que sur 200 m de long, avec une épaisseur maximum de 20 m ; une grande surface listrique (contact primaire tectonisé ?) la sépare des serpentinites, vers l'W. Vers l'E au contraire, on observe un passage progressif à une assise de diabases à débit en coussins (fig. 4).

Sur les surfaces érodées banales son hétérogénéité apparaît par la mise en relief de nodules centimétriques clairs, dégagés partiellement d'une sorte de micaschiste vert très compact. Des diaclases ouvertes offrent de véritables coupes naturelles ; la roche y apparaît constituée d'une matrice grossièrement rubanée, où sont dispersés des éléments de taille et de nature diverses.

Les éléments ont des contours toujours émoussés, voire très arrondis, avec des limites généralement nettes et tranchées. Parfois ils présentent une apparence de désagrégation et leurs fragments se dispersent au sein de la matrice. On observe tous les intermédiaires entre le grain millimétrique et le bloc de 20 cm et l'on ne distingue aucun classement au sein de chaque "lit",toujours hétérométrique. La plupart des éléments ont à l'oeil nu l'aspect d'une roche grenue acide* de texture plus ou moins fine et orientée. Des éléments de roches vertes se mêlent aux précédents en quantité variable vers le N de l'affleurement : on reconnaît des gabbros* à leurs grands cristaux de diallage et des fragments de coussins de lave à leur structure variolitique zonée.

La matrice, abondante par rapport à la proportion d'éléments, est grossièrement rubanée, avec alternance de bandes centimétriques irrégulières, de teinte plus ou moins claire. Le rubanement se déforme au voisinage des éléments figurés, à la manière d'une foliation autour d'objets antétectoniques et les plus gros éléments semblent se coucher dans son plan ; il est très rare que deux éléments soient en contact direct.

*voir les descriptions pétrographiques au chapitre VI.

c. Laves en coussins, brèches de coussins et hyaloclastites

La nature originelle des roches vertes qui affleurent sous la brèche polygénique est bien reconnaissable malgré le métamorphisme. Il s'agit d'une *succession volcanogène de nature basaltique, mise en place sous l'eau* et où l'on peut reconnaître plusieurs faciès classiques dans les Alpes (VUAGNAT et PUSZTASZERI 1965a, 1965b ; VUAGNAT 1967 ; PUSZTASZERI 1969 ; STEEN 1972).

La partie principale de cette succession est constituée par une coulée de diabases à débit en coussins, épaisse de 20 à 50 m. Les coussins ou "pillow lavas", quoique métamorphiques et déformés (voir fig. 19, p. 53) semblent indiquer une polarité inverse (observations faites lors d'une tournée commune avec MM. BERTRAND, LEMOINE et VUAGNAT).

Les diabases en coussins passent vers le haut et vers le bas (fig. 4) à une brèche uniquement constituée de fragments de coussins de lave directement empilés les uns sur les autres c'est-à-dire à une brèche volcanogène monogénique. Les brèches de ce type souvent associées aux diabases en coussins dans les Alpes se seraient formées par éclatement des coussins de lave immédiatement après leur formation (VUAGNAT 1966).

La brèche d'éclatement supérieure est en continuité avec la brèche polygénique décrite au § précédent (fig. 4). Vers le bas, celle-ci s'appauvrit progressivement en éléments acides grenus et gabbroïques et s'enrichit en fragments diabasiques, variolitiques ou non ; parallèlement la part de la matrice diminue ; il y a ainsi passage progressif à une brèche uniquement constituée de débris de coussins.

La brèche d'éclatement inférieure passe vers le bas à un mince niveau de hyaloclastites ; celles-ci constituent une agglomération de minuscules fragments vitreux provenant du trempage de la périphérie des coussins de lave au contact de l'eau (VUAGNAT 1965a). Elles passent vers le bas à des jaspes (probablement d'anciennes radiolarites).

d. Rapports des ophiolites et des terrains sédimentaires

L'ensemble volcanogène et les jaspes qui probablement les surmontaient initialement chevauchent vers l'E une pile d'écailles de jaspes et de marbres (fig. 4). Le contact tectonique jalonné d'ophicalcites schisteuses passe par le petit col situé à l'E du sommet 2873 m. Il n'a probablement qu'une importance secondaire car l'association stratigraphique des jaspes

et des marbres aux coulées volcaniques sous-marines piémontaises est connue (LEMOINE *et al.* 1970) et parce qu'un peu de jaspes est solidaire de l'ensemble volcanogène. L'ensemble chevauche vers l'E les calcschistes de la Pointe des Averses (fig. 4).

B. Problèmes chronologiques et pétrologiques

Les ophiolites du Pic Marcel se rapportent à *deux ensembles*, d'origines différentes, qui sont séparés par un contact tectonique dont la signification - cisaillement majeur ou simple surface de disharmonie - reste à préciser. D'une part d'*anciennes péridotites serpentinisées à intrusions gabbroïques* qui constituent des roches de profondeur. D'autre part un *ensemble essentiellement volcanique* mis en place en surface. Ce dernier montre une succession stratigraphique qui comprendrait de la formation la plus ancienne à la plus récente :

- une brèche polygénique à fragments de roches acides, de gabbros et de diabases en coussins ;
- une brèche volcanogène monogénique ;
- une coulée de diabases à débit en coussins ;
- une brèche volcanogène monogénique ;
- des hyaloclastites et des jaspes.

Une succession comparable (brèche polygénique - brèche volcanogène monogénique - diabases en coussins) est visible un peu plus à l'W, au pied de la face SW du sommet 2889 m (coupe localisée en 2 fig. 3, p. 6).

La brèche polygénique dont la signification reste énigmatique doit être interprétée en fonction de son association aux roches volcaniques.

> Son passage progressif à une brèche d'éclatement de coussins ne s'expliquerait pas dans le cas d'une brèche uniquement magmatique ou tectonique ; par ses caractères, la brèche polygénique diffère d'une brèche sédimentaire aérienne ou sous-marine classique (en particulier, par la désagrégation in-situ des éléments, qui par ailleurs "flottent" sans se toucher au sein d'une matrice rubanée).
>
> Il pourrait s'agir d'une ancienne brèche sédimentaire sous-marine formée à l'époque des émissions volcaniques peut-être à la suite d'une tectonique de failles précoces et de séismes comme ceci est envisagé à Chabrière (STEEN 1972). Ce matériel détritique aurait ensuite été poussé par une coulée

diabasique et en partie entraîné à sa base*. Un tel remaniement rapide et sous de fortes pressions pourrait expliquer la position stratigraphique de la brèche et son aspect particulier qui rappelle celui d'une coulée boueuse à blocs. Des éléments "altérés" lors du premier stade se seraient désagrégés in-situ lors de ce remaniement.

Ceci suppose qu'il y ait eu plusieurs coulées sous-marines ce qui est le cas à Chabrière (STEEN 1972), et que le fond marin ait comporté des gabbros et des "roches acides" comme cela est envisagé pour les ophiolites des unités ligures de l'Apennin septentrional (ELTER P. 1972).

L'origine des fragments acides de la brèche polygénique peut être envisagée de deux façons :

- il peut s'agir de *vieilles roches continentales* (hercyniennes ?) comme celles qui sont associées aux roches vertes des Gets (BERTRAND J. 1970) et de l'Apennin (LABESSE 1962 ; TERRANOVA 1964 ; ELTER 1972) ;

- il peut s'agir aussi de *termes co-magmatiques* des gabbros et des diabases ayant subi une différenciation particulière comme cela est admis dans d'autres complexes ophiolitiques (LAPIERRE et ROCCI 1967).

Des données géochimiques et radiochronologiques seront nécessaires pour discuter ces hypothèses.

La présence d'une brèche remaniant des gabbros à la base d'une coulée volcanique permet de préciser la chronologie de ces différentes roches vertes qui sont habituellement associées (VUAGNAT 1963). Il semble y avoir eu successivement :

- existence ou mise en place des roches ultrabasiques ;
- mise en place des filons de gabbros dans les roches ultrabasiques ;
- mise en place des roches volcaniques (basaltes).

3. La série ophiolitifère à Roche Noire

Dans l'étude du massif de Roche Noire, on s'attardera moins sur l'étude des ophiolites, relativement moins variées qu'au Pic Marcel, que sur celle des *formations sédimentaires associées*, au contraire sensiblement mieux développées que dans le massif précédent. La disposition des assises déjà reconnues par M. LEMOINE (1971) et décrites ci-après est représentée sur la figure 5.

*Cette hypothèse est suggérée par P. ELTER (renseignement oral) pour expliquer la genèse de brèches identiques dans les unités ligures de l'Apennin.

A. Les ophiolites

Elles constituent le sommet de Roche Noire (3129 m) et affleurent vers le S jusqu'à l'Ubaye où elles passent, au S de ce torrent, au massif ophiolitique de la Gavia (STEEN 1972).

Il s'agit essentiellement de serpentinites (600 m visibles) qui passent, vers la périphérie du massif, à des ophicalcites (0-30 m)*.

Les serpentinites montrent souvent des alternances de zones à fantômes de pyroxènes plus ou moins volumineux et abondants ; on peut les interpréter comme des restes du rubannement primitif des anciennes péridotites dont les serpentinites dérivent.

Les serpentinites emballent quelques filons de gabbros généralement pluri-centimétriques dont certains sont rodingitisés (voir VUAGNAT 1967).

A la partie W du massif, au contact des termes méta-sédimentaires qui le ceinturent, les serpentinites et les ophicalcites emballent de petites masses de diabases compactes, à débit en coussins ou à brèches d'éclatement de coussins.

B. Le contact avec les méta-sédiments

Les ophiolites reposent sur un niveau assez continu de marbres clairs ployé en berceau ; cette disposition en *synforme* bien visible en face NW du massif (fig. 5) avait déjà été notée par M. LEMOINE (1971).

Les marbres ou calcaires marmoréens (5-15 m) apparaissent finement cristallisés, blancs, gris ou verts en cassure ; en patine ils sont toujours clairs et montrent des zones siliceuses blondes ; ils présentent un débit en gros bancs métriques séparés par des interlits silico-phylliteux verts.

Des jaspes (0-2 m) s'intercalent localement entre les ophiolites et les marbres ; ces roches rouges, vertes ou bleues, généralement rubanées correspondent très vraisemblablement à des méta-radiolarites.

*Les ophicalcites sont des roches d'aspect varié formées au contact sédimentaire ou tectonique des anciennes ultrabasites et de sédiments carbonatés ; elles se caractérisent par un mélange plus ou moins intime de calcite et de serpentine éventuellement chloritisée ; elles peuvent contenir d'abondants silicates calciques (STEEN 1972, p. 160-165).

Fig. 5 - Panorama des massifs du Péouvou et de Roche Noire en rive gauche du Cristillan (localisé fig. 3, p. 6). Mêmes symboles que la carte géologique.

C. La succession des termes méta-sédimentaires à l'W de Roche Noire

Elle peut être étudiée suivant une coupe le long de la crête principale entre les vallées du Cristillan et de l'Ubaye complétée par une autre coupe faite immédiatement au N.

a. De Roche Noire vers le Col des Ugousses, on observe d'E en W et de bas en haut la succession suivante (fig. 6).

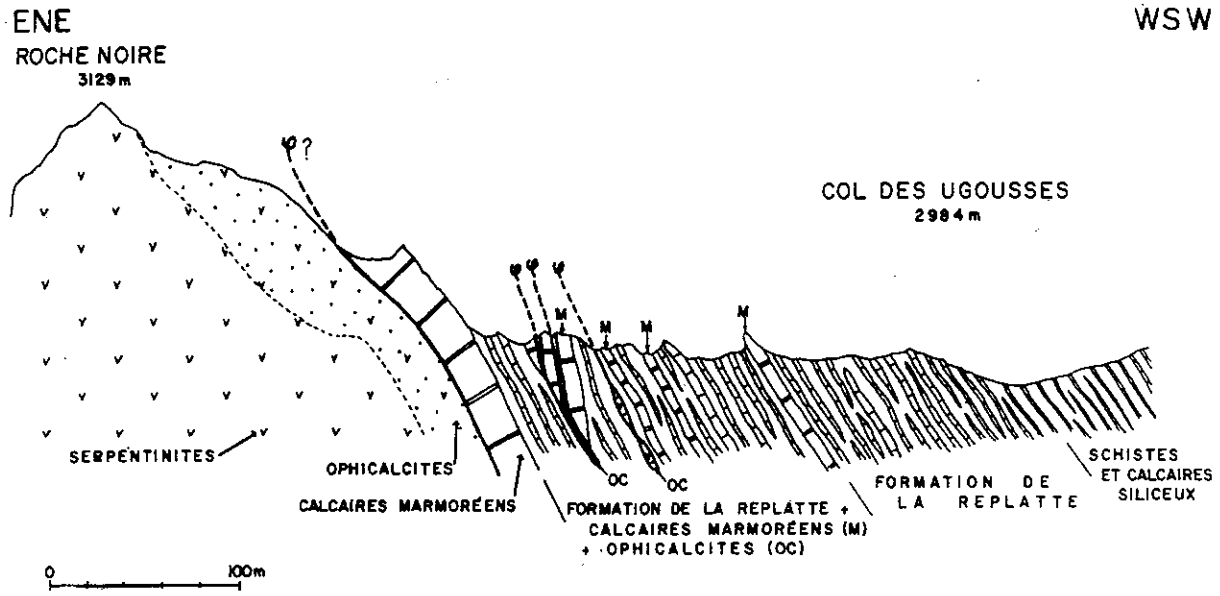


Fig. 6 - Coupe de Roche Noire au Col des Ugousses (coupe 5 localisée fig. 3, p. 6 et schématisée fig. 9, p. 23).

Les serpentinites de Roche Noire passent vers l'W à des ophicalcites (30 m) sur lesquelles est plaqué un banc massif (5 m) de calcaires marmoréens. Dans le détail, le marbre passe progressivement* à une ophicalcite litée qui passe elle-même à une ophicalcite graveleuse à structure équante.

Plus à l'W, sur une cinquantaine de mètres, des bancs de calcaires marmoréens (0,5 à 2 m) et des lames d'ophicalcites (quelques décimètres) s'intercalent dans une alternance de schistes noirs et de calcaires "à trame rousse" (voir plus loin).

Les calcaires marmoréens à patine blanche ou grise, toujours claire, apparaissent en cassure finement cristallisés, blancs gris ou verts. Ils montrent des zones siliceuses à patine blonde et de minces interlits silico-phylliteux verts.

*Ce qui n'exclut pas la possibilité que ce contact soit tectonique, voir § II 3Da p. 17.

Vers l'W par disparition des bancs de calcaires marmoréens et des lames d'ophicalcites on passe à une alternance de schistes noirs et de calcaires siliceux sombres, toujours bien distincts (80 m environ).

Les schistes sont noirs, parfois verts, brillants et fissiles ; ils ne sont ni calcaires, ni siliceux.

Les calcaires en bancs (40 cm en moyenne) montrent sur leur tranche et en patine un aspect particulier : un fin réseau siliceux à patine brun roux, mis en relief par la dissolution préférentielle de la calcite, emprisonne dans ses mailles des îlots millimétriques de calcite.

Vers le coeur du banc, le réseau s'ouvre et passe à des mouchetures isolées de silice. Vers les épontes, au contraire, il s'épaissit et passe à un cortex siliceux compact parfois épais de plusieurs millimètres. Cette croûte siliceuse donne aux faces des bancs leur teinte verte ou mordorée et leur aspect luisant et craquelé.

Ces bancs calcaires à "trame siliceuse rousse" interstratifiés dans des schistes noirs caractérisent la formation de la Replatte définie à la Replatte du Gondran (Haute Durance) et affleurant de façon très caractéristique à Chabrière (Haute Ubaye) (LEMOINE *et al.* 1970).

Plus à l'W, les bancs de calcaires à trame rousse changent d'aspect : ils deviennent plus siliceux et leur épaisseur diminue (1 à 15 cm au Col des Ugousses) tandis que la trame rousse devient plus ténue et mieux répartie dans l'épaisseur des bancs. Ces calcaires siliceux bruns restent interstratifiés dans des schistes noirs à verts, purs et brillants. Il s'y interstratifie quelques passées métriques de calcschistes et surtout de petits niveaux de quartzites phylliteux lités verts identiques à un faciès fréquent des méta-radiolarites. *Cette formation qui affleure de façon caractéristique sur une trentaine de mètres à l'W du col des Ugousses ne constitue en fait qu'un terme de passage comme cela est visible dans la coupe suivante.*

b. Coupe complémentaire

Elle est faite immédiatement au NW de la précédente et traverse en partie les formations décrites dans cette dernière. On observe d'E en W et de bas en haut la succession suivante (fig. 7).

Des calcaires marmoréens et un peu d'ophicalcites intercalés dans la formation de la Replatte (point 2873 m).

La formation de la Replatte (50 m) très caractéristique.

Des calcaires siliceux bruns en plaquettes dans des schistes noirs (10-15 m) identiques à ceux du col des Ugousses qui constituent un terme de passage progressif entre la formation précédente et la suivante.

Une formation gréso-pélitique (20-30 m) sombre et tendre montrant une alternance : - de schistes non calcaires, souvent siliceux, noirs à parfois verts, fissiles et brillants ; - de grès (quartzites) en plaquettes centimétriques isolées, d'une teinte brun capucin caractéristique et aux faces légèrement micacées et scintillantes. Cette formation a livré en éboulis un bloc de grès micacé blanc-verdâtre ; elle se caractérise également par sa grande richesse en lentilles de quartz blanc d'exudation. Nous l'appellerons "*formation de Roche Noire*".

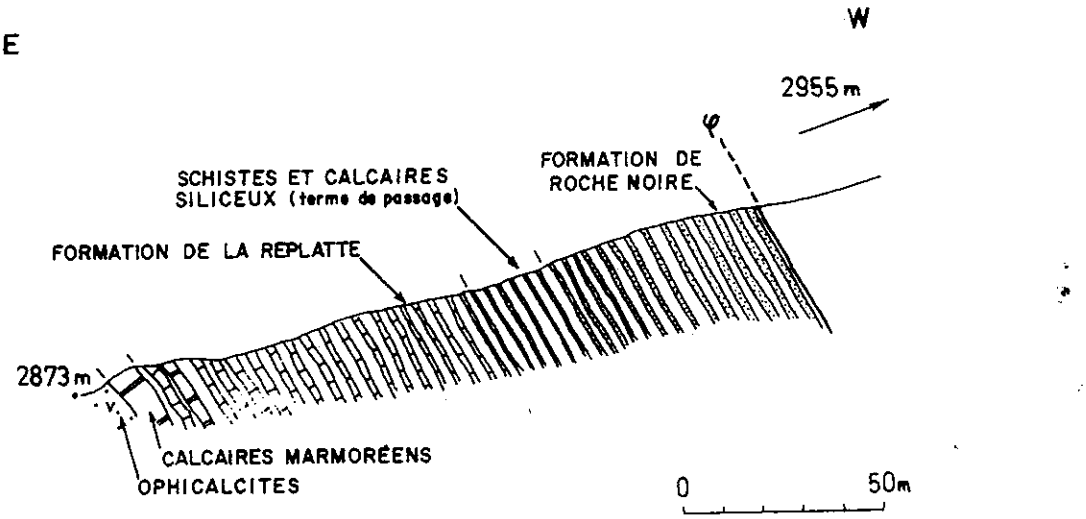


Fig. 7 - Coupe par les points 2873 et 2955 m (coupe 6 localisée fig. 3, p. 6 et schématisée fig. 9, p. 23).

D. Conclusion : la série post-ophiolitique

a. Comparaison avec la série de Chabrière

La succession observée à l'W de Roche Noire, des serpentinites aux schistes noirs et aux calcaires à trame rousse, diffère peu de celle qui caractérise la série de Chabrière (gabbros, diabases en coussins et bréchiques, jaspes, calcaires marmoréens, formation de la Replatte ; voir LEMOINE *et al.* 1970).

> A l'W de Roche Noire, les calcaires marmoréens surmontent directement les ophicalcites et les serpentinites. Les diabases et les jaspes, qui ne constituent que quelques lentilles très tectonisées entre les deux ensembles précédents, ont pu disparaître des coupes étudiées, par étirement ou boudinage, lors des différents plissements. Ceci est surtout à envisager pour les diabases, roches très compétentes, prises entre deux grandes masses, celle des serpentinites et celle des calcschistes, au comportement tectonique très différent. Il est en effet probable que les jaspes n'aient constitué qu'un dépôt très discontinu et lenticulaire comme cela semble être le cas dans l'Apennin ligure (ELTER P., communication orale). Il ne faut pas non plus exclure la possibilité d'un contact localement primaire entre les calcaires marmoréens et les ophicalcites, hypothèse qui est envisagée pour l'Apennin ligure (ELTER P. 1972, p. 32).
>
> Les intercalations de calcaires marmoréens et d'ophicalcites dans les schistes noirs et les calcaires à trame rousse sont particuliers à la coupe de Roche Noire au Col des Ugousses. Les lames d'ophicalcites semblent matérialiser des contacts tectoniques cisaillants que j'interpréterais comme d'importance secondaire. L'épaisseur des bancs de calcaires marmoréens diminue progressivement d'E en W : ceux-ci pourraient représenter des récurrences (stratigraphiques) du faciès sous-jacent (voir l'interprétation générale de la coupe donnée plus loin) au sein des schistes noirs et des calcaires à trame rousse. Les cisaillements et les nombreux plis isoclinaux visibles auraient notablement épaissi cette zone à intercalations.

Les différences entre la succession visible à l'W de Roche Noire et la série de Chabrière ne semblent donc pas significatives d'un point de vue stratigraphique ; d'autre part les schistes noirs et les calcaires à trame rousse paraissent actuellement caractéristiques de la formation de la Replatte, qui est elle-même caractéristique de la série de Chabrière. *Il semble donc légitime d'interpréter, comme l'a fait M. LEMOINE (1971), la succession visible à l'W de Roche Noire comme la série de Chabrière qui y serait à l'endroit avec sa base à l'E.*

b. Prolongement de la série de Chabrière vers le haut

La formation de la Replatte qui est en position normale au sein de la série de Chabrière, elle-même également à l'endroit, passe stratigraphiquement vers le haut à la formation gréso-pélitique de Roche Noire.

Le passage se fait par une modification progressive des bancs qui restent par ailleurs interstratifiés dans des schistes noirs. Il en résulte un passage très progressif, surtout continu, qui semble bien stratigraphique ; si ce passage avait été le fait d'une alternance même répétée de deux types de bancs distincts, il aurait été plus délicat de conclure. Un terme de transition entre ces deux formations affleure au Col des Ugousses ; il n'a pas été possible de le cartographier systématiquement.

4. Les autres coupes dans la série ophiolitifère

Quelques coupes supplémentaires permettent de se faire une meilleure idée des termes les plus récents de la série sédimentaire associée aux ophiolites et notamment de la formation de Roche Noire définie ci-dessus.

A. Les brèches à éléments de roches vertes du col 2705 m

Une formation gréso-pélitique contenant des brèches qui remanient les ophiolites constitue une portion de la crête principale entre l'Aigue Blanche et le Cristillan ; elle affleure entre les sommets 2746 m et 2817 m et en particulier au col 2705 m (affleurements localisés en 8 fig. 3, p. 6).

Ce sont essentiellement des schistes noirs et fissiles à reflets dorés ou verts qui emballent des grès plus ou moins manganésifères en bancs centimétriques à décimétriques de teinte brun-violacé et de très nombreuses lentilles de quartz. Quelques passées de plaquettes plus calcaires s'y interstratifient : ils rappellent les calcaires de la formation de la Replatte en ce qu'ils présentent un début de trame siliceuse et des enduits vert sombre.

La formation, épaisse d'environ 100 à 150 m contient de nombreux bancs de brèche : sur les 300 m de crête où affleurent les schistes noirs on compte une trentaine de bancs d'épaisseur métrique (50 cm à 5 m), irrégulièrement groupés ; mais les redoublements tectoniques sont probablement nombreux. Les éléments sont essentiellement prasinitiques, de grain varié, variolitiques ou compacts, de 10 cm en moyenne à parfois 1 m.

On remarque quelques blocs métriques de brèches monogéniques de pillow lava et de rares fragments centimétriques de serpentinites (?). Certains bancs contiennent en outre quelques éléments de 10 à 20 cm de calcaires gris à zones siliceuses blondes ou de calcaires clairs homogènes. Ces éléments anguleux et non classés sont cimentés par des schistes gris qui sont parfois siliceux et verts ou calcaires et roux.

Au voisinage immédiat des bancs de brèches, les schistes noirs et les grès bruns sont remplacés par des calcschistes gris où s'individualisent des passées métriques de calcaires ankéritiques et siliceux, zonés, roux, et de jaspes lités verts et schisteux. Ces calcschistes contiennent localement de nombreux éléments calcaires pluricentimétriques très aplatis.

Exception faite des brèches qu'elle contient, la formation décrite plus haut présente une identité absolue de faciès avec la formation de Roche Noire. Elle pourrait donc appartenir à la série de Chabrière et serait alors ici séparée tectoniquement de la formation de la Replatte. *La série de Chabrière pourrait donc, vers le haut, remanier de façon importante les ophiolites.*

B. Du col de Clausis au Longet

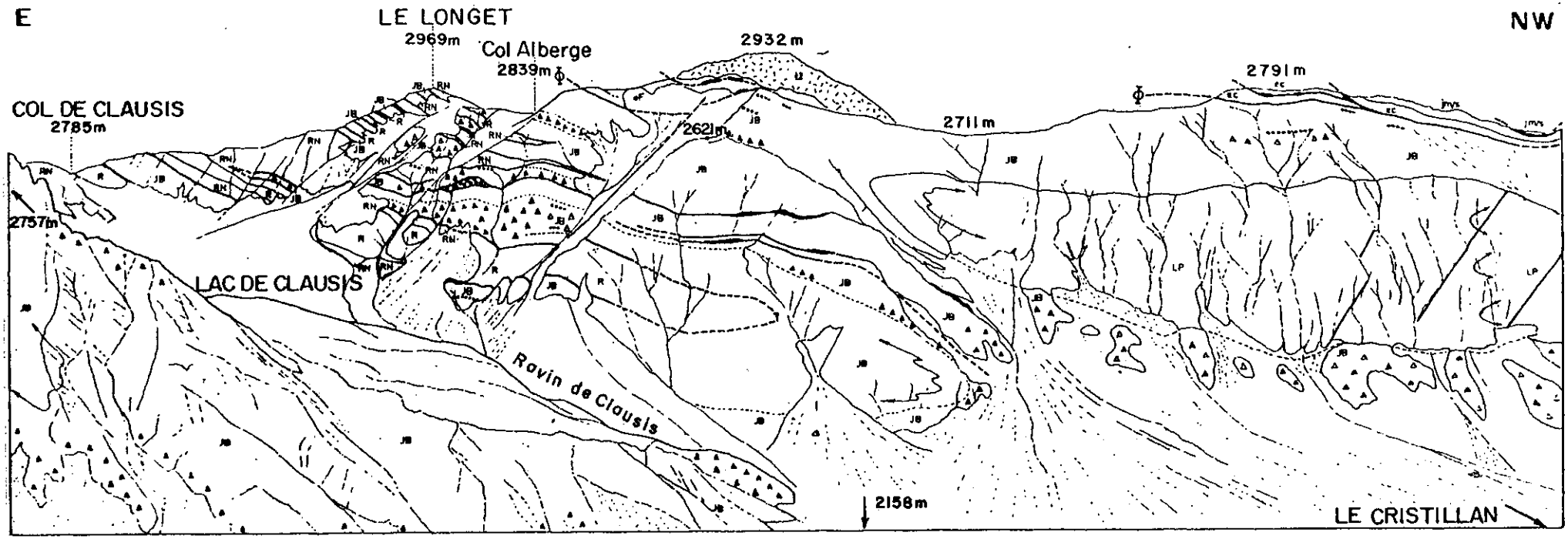
Du col de Clausis (2785 m) au Longet (2968 m), la crête principale entre le Cristillan et l'Ubaye montre un empilement d'écailles tectoniques dont plusieurs semblent appartenir à la série de Chabrière (fig. 8, affleurements localisés en 7 fig. 3, p. 6) : on y reconnaît en effet les schistes noirs et les calcaires à trame rousse caractéristique de la formation de la Replatte.

On y observe également plusieurs passées d'une formation tendre et sombre encombrée de lentilles de quartz et essentiellement constituée par une alternance :

- de schistes brillants noirs à verts ou dorés, purs ou siliceux ;
- de grès en plaquettes centimétriques passant à de petits bancs (5 à 20 cm) de teinte brun "capucin" à reflets évoquant des oxydes de manganèse ; leur tranche montre parfois des zones brun clair et brun foncé.

C'est là exactement le faciès de la formation de Roche Noire.

Au sommet du Longet cette dernière emballe des brèches à éléments ophiolitiques identiques à celles du col 2705 m en rive droite du Cristillan.



Série de Chabrière

- RN formation de Roche Noire
- R formation de la Replatte
- brèches sédimentaires à éléments ophiolitiques

Série du Gondran

- JB formation détritique rousse
- LP Lias "prépiémontais"
- △△△ brèches quartzo-micacées
- ▲▲▲ brèches calcaréo-dolomitiques

Série briançonnaise de la Pointe de Rasis

- eF flysch noir
- ec calcschistes planctoniques
- Jm/s Dogger/Malm
- t_2 Trias moyen

- limite lithologique
- contact tectonique entre unités piémontaises et briançonnaises
- contact anormal
- gypses et cargneules
- charnière majeure

Fig. 8 - Panorama du Massif du Longet en rive gauche du Cristillan (localisé fig. 3, p. 6)

L'intérêt de ces affleurements est qu'on y observe tous les intermédiaires entre les deux formations ; on y reconnaît en particulier le faciès décrit au col des Ugousses (voir § 3.C.a, p. 15). Les bancs de calcaires à trame rousse passent en effet progressivement aux bancs gréseux de la façon suivante :

- l'épaisseur passe de 10 cm en moyenne pour les calcaires à trame rousse à 0,1 à 1 cm pour les plaquettes gréseuses ;

- les épontes des calcaires à trame rousse présentent un enduit silicophylliteux assez épais, verdâtre sombre, luisant et souvent craquelé ; les épontes des plaquettes gréseuses sont brunes à dorées, scintillantes, et jamais craquelées ; elles sont constituées par une mince couche de micas et adhèrent à la plaquette ; un stade intermédiaire est constitué par des épontes où l'enduit phylliteux est brun, d'épaisseur moyenne et craquelé ;

- la tranche des calcaires à trame rousse est brun sombre, parfois zonée mais présente surtout une trame siliceuse de type "sandwich", plus dense vers les épontes qu'au milieu de chaque banc ; lorsque les bancs diminuent d'épaisseur, la zonation visible par l'alternance de niveaux à patine brun sombre et brun clair, s'accentue ; la trame rousse devient plus punctiforme que réticulaire et intéresse alors l'ensemble du banc ; les pointements de silice deviennent de plus en plus fins puis disparaissent.

Les observations faites entre le col de Clausis et le Longet confirment : - que la formation de la Replatte pourrait passer stratigraphiquement à la formation de Roche Noire ; - que la formation de Roche Noire pourrait contenir localement des brèches à éléments ophiolitiques.

C. Les autres affleurements de brèches à éléments ophiolitiques

Des brèches sédimentaires remaniant les ophiolites, identiques à celles du col 2705 m, sont également visibles (affleurements localisés sur la fig. 3, p. 6) :

- au col Albert, dans la formation de Roche Noire ;

- en rive gauche du ravin de Clausis, en lentille tectonique ;

- à l'W du sommet 3114 m, près de la tête du Longet (3147 m), dans la formation de la Replatte ;

- près du col de la Cula (3047 m) dans une alternance de calcaires marmoréens et de formation de la Replatte.

Bien que ces brèches soient de beaucoup plus abondantes dans la formation de Roche Noire, elles semblent pouvoir se développer localement à différents niveaux de la série de Chabrière : elles ne constituent donc pas un repère lithostratigraphique précis. A Chabrière même des brèches presque

identiques sont interstratifiées dans la formation de la Replatte (LEMOINE *et al.* 1970) et, localement, dans les calcaires marmoréens (observation personnelle).

5. Conclusion : la série ophiolitifère

A. Rappel de la série

En comparant les différentes successions décrites précédemment, il est possible de reconstituer une série ophiolitifère qui comprendrait de bas en haut (fig. 9) :

- des serpentinites (plus de 400 m visibles) qui contiennent (vers le haut ?) des filons de gabbros ; l'ensemble est limité vers le haut par un contact tectonique dont l'importance reste à préciser ;

- une brèche polygénique (10 m visibles) à éléments acides (d'origine inconnue) et ophiolitiques qui n'apparaît que très localement ;

- une brèche monogénique (5-15 m) à fragments de coussins de lave ;

- une coulée de lave sous-marine (diabase) (20-50 m) à débit en coussins ;

- une brèche monogénique (5 m) à fragments de coussins de lave qui s'enrichit en hyaloclastites vers le haut ;

- des jaspes (0-20 m) qui sont probablement des radiolarites ; ils pourraient s'être déposés de façon discontinue ;

- des calcaires marmoréens (5-15 m) nettement plus continus que ces jaspes ;

- des schistes noirs et des calcaires à trame rousse (formation de la Replatte) (50-100 m ?) pouvant contenir localement des brèches à éléments ophiolitiques ;

- des schistes noirs et des calcaires gréseux bruns en plaquettes ; c'est la formation qui affleure au col des Ugousses (20 m ?) ; elle constitue un terme de passage qui ne peut être distingué que dans certains cas favorables ;

- des schistes noirs et des grès bruns en plaquettes ou en bancs (formation de Roche Noire) (100 m - 150 m ?) contenant localement d'abondantes brèches à éléments ophiolitiques.

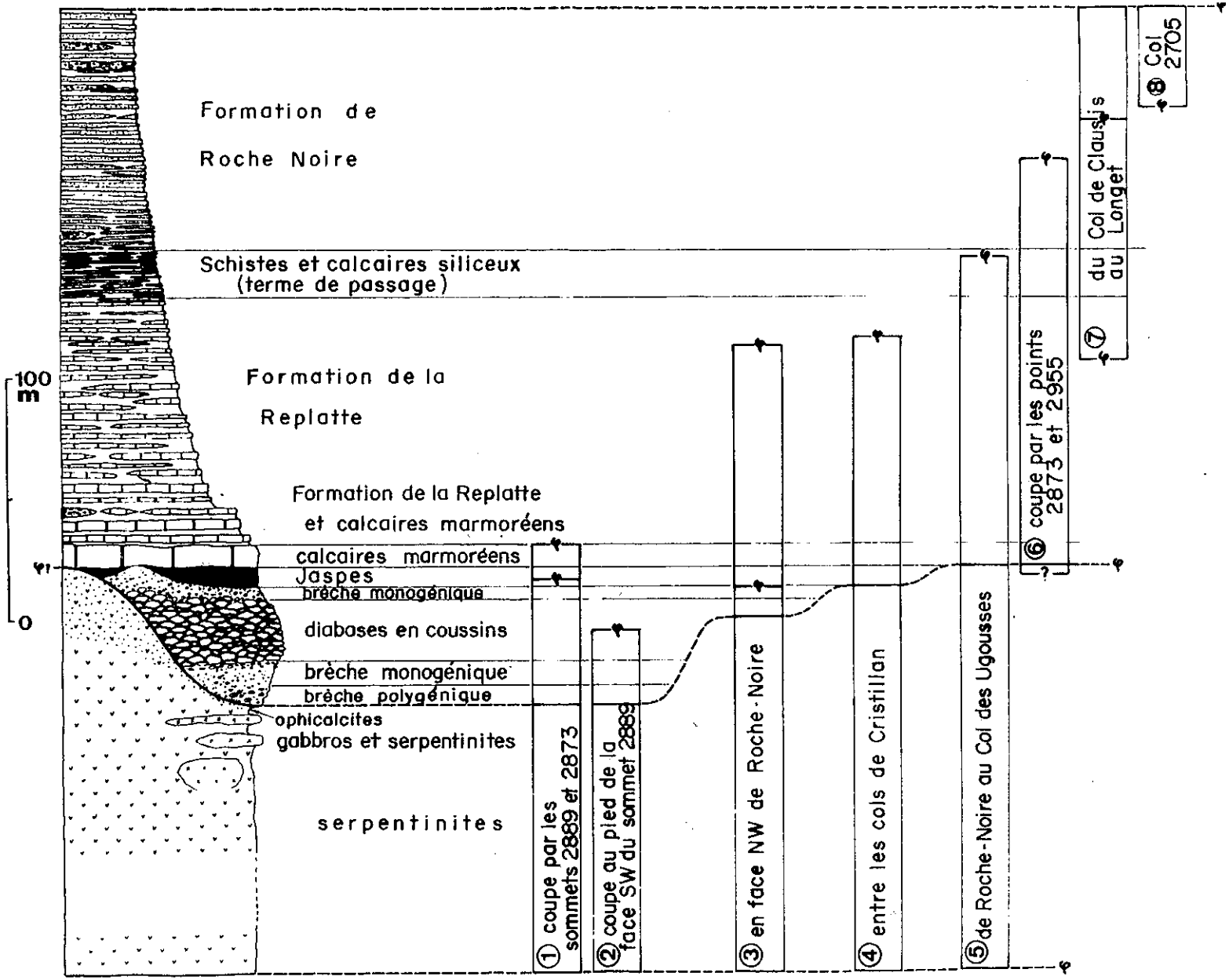


Fig. 9 - Reconstitution schématique de la série de Chabrière en Haut-Cristillan (coupes localisées fig. 3, p. 6).

B. Comparaison avec la série de Chabrière

Cette succession est très voisine de celle que l'on observe dans le massif de Chabrière (LEMOINE *et al.* 1970). Elle n'en diffère que par les points suivants :

- localement une brèche d'origine énigmatique, remaniant des gabbros, des diabases et des roches acides apparaît à la base d'une coulée diabasique sous-marine ;

- la formation de la Replatte semble surmontée stratigraphiquement par une formation gréso-pélitique peu ou pas calcaire : la formation de Roche Noire.

En conclusion la série ophiolitifère du Cristillan semble correspondre à la série de Chabrière qui se prolongerait vers le haut par la formation grésopélitique de Roche Noire.

C. Autres comparaisons

Le fait que la formation de la Replatte semble passer stratigraphiquement vers le haut à une formation grésopélitique accentue la ressemblance qui existe entre la série de Chabrière et d'autres séries ophiolitifères (fig. 10) :

- de certaines unités ligures de l'Apennin septentrional comme celle du Bracco (DECANDIA et ELTER 1972) ; *la formation de Roche Noire ressemble en effet beaucoup aux schistes du Val Lavagna* (tournée de comparaison avec P. ELTER) qui peuvent d'ailleurs contenir des brèches remaniant les ophiolites :

- des schistes lustrés corses (AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al.* 1972) ; une formation grésopélitique très semblable à celle de Roche Noire y surmonte en effet la formation d'Erbajolo qui est identique à la formation de la Replatte.

On peut noter la similitude de faciès saisissante qui existe entre la formation de Roche Noire et les schistes noirs du Gondran (LEMOINE 1954c, 1971) qui ont été comparés au complexe de base du flysch à Helminthoïdes (CABY *et al.* 1963).

Série de Chabrière en Haut-Cristillan	Série de l'Inzecca (Corse)*	Série ophiolitifère de l'Apennin ligure**	Série ophiolitifère du Val Grana***
Formation de Roche Noire	Quartzites et Schistes	Schistes du Val Lavagua (Crétacé moyen-supérieur)	Couches du Cialme
Schistes et calcaires siliceux (terme de passage)	Calcaires quartzites et schistes (terme de passage)		
Formation de la Replatte	Formation d'Erbajolo	Argiles à Palombini (Crétacé inférieur)	Formation de la Replatte
Calcaires marmoréens	(Calcaires marmoréens clairs en intercalations minces)	Calcaires à Calpionelles (Berriasien-Valanginien)	Calcaires marmoréens
Jaspes	Jaspes	Jaspes (Malm)	Diabases massives et méta-gabbros
Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins	Ophiolites avec diabases en coussins	

* d'après AMAUDRIC DU CHAFFAUT, CARON, DELCEY et LEMOINE (1972)

** d'après DECANDIA et ELTER (1972)

*** d'après SCHUMACHER 1972, MICHARD et SCHUMACHER 1973

Fig. 10 - Tableau de comparaison

Enfin la formation de Roche Noire évoque également, mais de manière moins nette, les couches du Cialme (MICHARD 1967) du Haut Val Grana ; une série ophiolitifère rappelant celle de Chabrière avec en particulier une formation ressemblant beaucoup à la formation de la Replatte y a été récemment mise en évidence (SCHUMACHER 1972, MICHARD et SCHUMACHER 1973).

D. Paléogéographie

Les termes sédimentaires de la série de Chabrière, qui débute toujours par des ophiolites, pourraient s'être déposés directement sur une croûte océanique selon une hypothèse déjà proposée pour les sédiments post-ophiolitiques des unités ligures de l'Apennin (DECANDIA et ELTER 1972, ELTER 1972) mais encore nullement démontrée (LEMOINE 1972).

Le domaine de dépôt de la série de Chabrière pourrait être commun aux Alpes piémontaises, à la Corse et à l'Apennin septentrional (AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al.* 1973).

L'abondance et la variété des brèches indique probablement un relief sous-marin escarpé et changeant, pendant et jusqu'à bien après les épanchements basaltiques.

CHAPITRE III

LA SERIE TRIASICO-LIASIQUE DU GONDRAN

Résumé

La série triasico-liasique est tout à fait identique à la série du Gondran telle que l'a définie LEMOINE (1971) ; en particulier, il ne semble pas que l'on observe de terme, plus ancien ou plus récent, en continuité avec la succession décrite. Une coupe détaillée (fig. 12, p. 32) permet de préciser la lithostratigraphie du "Lias".

1. Les formations calcaréo-schisteuses associées au Trias dolomitique

Faisant pendant aux sommets ophiolitiques, les sommets dolomitiques rompent la monotonie des longues crêtes de calcschistes uniformément déversés vers l'E. On les rencontre dans le sud du secteur étudié. Là, une dalle dolomitique redressée constitue le sommet du Péouvou (3231 m) et, juste au nord, l'armature du massif du lac de Clausis (cotes 2955 et 2757).

Il s'agit des dolomies triasiques du type habituel dans ce domaine (LEMOINE 1971). On a surtout prêté attention aux termes calcaires et calcaréo-schisteux qui leur sont liés. Dans les faciès de "schistes lustrés" qui entourent ces dolomies, on reconnaît en effet divers termes jurassiques de la "série du Gondran" (LEMOINE 1971). Leur étude est particulièrement favorable sur le flanc est de la dalle dolomitique (§ 2), où la série est généralement renversée mais continue. Des observations sur le flanc ouest (§ 3) précisent la stratigraphie du Lias.

2. La série triasico-liasique à l'E de la dalle du Péouvou

C'est là que l'on peut observer la continuité stratigraphique entre dolomies triasiques et calcschistes liasiques, notamment le long des coupes suivantes :

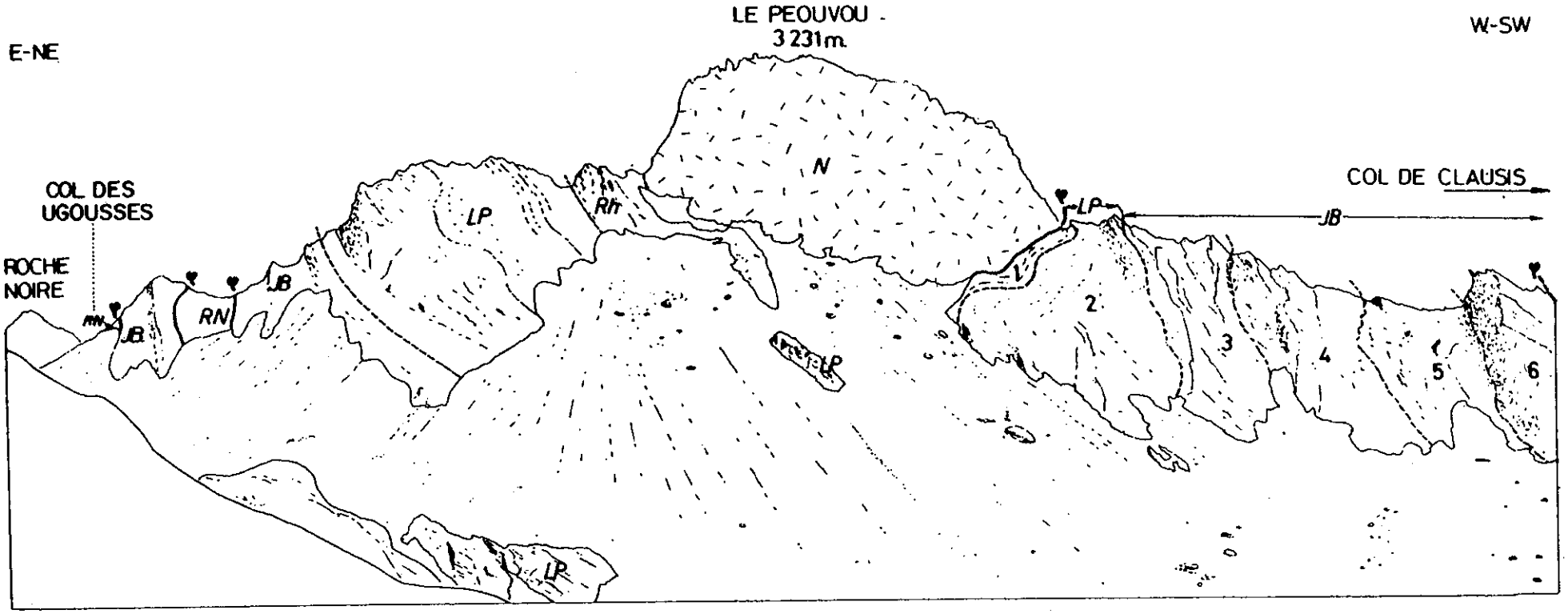


Fig 11 - Panorama de la face Nord du Péouvou depuis la cote 2664.

Les numéros 1 à 6 renvoient au texte (§ 3, p. 31 à 33) et à la fig. 12, p. 32.

Série du Gondran : JB, formation détritique rousse
LP, Lias "prépiémontais"
Rh, Rhétien
N, Norien

Série de Chabrière : RN, formation de Roche Noire

Contact anormal

- coupe par la crête principale du Péouvou (3231 m) vers le col des Ugoussés (2984 m), fig. 5, p. 12 et 11, p. 28 ; voir aussi LEMOINE 1955, p. 277 et 1971, p. 190 ;

- coupe par le ravin qui sépare le Péouvou du massif du lac de Clausis, du point 2664 m vers le point 2873 m ;

- coupe suivant la crête E-W du massif du Lac de Clausis, par le sommet 2955 m et le point 2873 m (fig. 5, p. 12) ;

- coupe par la face NE du massif du lac de Clausis, du sommet 2757 m vers le point 2873 m (fig. 5, p. 12).

La série sera décrite dans l'ordre stratigraphique, alors qu'elle appara t sur le terrain en série renversée.

a. Les dolomies triasiques

Elles forment une dalle dont l'épaisseur est maximum (800 m) au Péouvou, où elle est pourtant incomplète puisque limitée à l'W par un contact tectonique à cargneules.

C'est un empilement régulier de bancs de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur à patine et cassure grises plus ou moins claires. A l'W (base stratigraphique), le litage s'estompe et l'ensemble devient plus massif ; à l'E, les intercalations de bancs dolomitiques à patine jaune assurent un passage progressif au terme suivant. De nombreuses structures sédimentaires (laminations algaires fentes de dessication, brèches intraformationnelles) indiquent un milieu de dépôt probablement intertidal Il contient localement des coquilles qui n'ont pas été dégagées.

Ce faciès caractérise le Norien ou Hauptdolomit du Trias alpin (J. MEGARD et D. BERNOULLI, renseignement oral). Il est particulièrement comparable au Norien des unités piémontaises externes (Vals Grana, Maira ; MICHARD 1967, p. 167).

b. Le Rhétien (+ Hettangien ?)

Aux dolomies succède une formation contrastée (10 à 20 m) constituée par une alternance décimétrique à métrique :

- de niveaux schisteux brillants, de couleur noire ou bariolée, avec parfois des reflets rouilles ;

- de calcaires siliceux à patine grise, massifs, à lumachelles ou à polypiers branchus ;

- de calcaires spathiques noirs à fragments dolomitiques isolés ;

- de calcaires siliceux et dolomitiques rubanés montrant, en patine, des zones pluri-millimétriques alternativement blanches et noires (essentiellement vers le haut stratigraphique de la formation) ;

- de dolomies en bancs massifs à patine jaune et cassure "crème", qui par leur abondance croissante vers la base stratigraphique de la formation assurent un passage progressif au Norien.

Cette formation a le faciès caractéristique et bien reconnaissable du Rhétien (+ Hettangien ?) (LEMOINE 1954, p. 274 et 227, 1971, p. 188 et 190 ; MICHARD 1967, p. 207). Son contact stratigraphique avec le Norien et la présence de polypiers confirment cette attribution.

c. Le Lias "prépiémontais" *

C'est un ensemble calcaire lité (100 à 130 m) en relief par rapport au Rhétien auquel il succède continuement.

Il est fait d'un empilement très régulier de plaquettes pluri-millimétriques et de bancs massifs pluri-centimétriques à pluri-décimétriques. Ce sont des calcaires peu phylliteux, à patine grise à rousse, mais contenant une proportion variable de silice et d'ankérite.

Localement (différence d'exposition aux agents atmosphériques ou différence de débit tectonique ?), les calcaires en plaquettes passent à des calcaires non débités présentant des zones siliceuses de quelques millimètres d'épaisseur, à patine blonde, mises en relief par l'érosion.

* Terme créé par F. ELLENBERGER (1958, p. 238-240) pour qualifier un faciès particulier du Lias moyen et supérieur (post-sinémurien) de Vanoise interne (série à affinités briançonnaises de la Grande Motte). Nous l'utiliserons au sens de M. LEMOINE (1971) pour désigner, au sein de la série du Gondran, le faciès d'un Lias (du reste plus ancien : Sinémurien s.l.) essentiellement calcaire et plaqueté ; ce Lias y est limité vers le bas par les couches du Rhétien-Hettangien, au faciès très différent, et vers le haut par les premiers niveaux à brèches qui définissent le passage à la formation détritique rousse.

Cette formation ressemble point par point au Lias en plaquettes ou Lias "prépiémontais" défini par M. LEMOINE (1971, p. 188) au Gondran, au S du Montgenèvre. Ce Lias "prépiémontais" a été daté du Sinémurien *s.l.* à l'Alpet, au N du Montgenèvre (découverte d'Arnioceras dans sa partie supérieure, LEMOINE 1971).

d. La formation détritique rousse (100 à 150 m)

C'est un empilement :

- de calcschistes et de calcaires souvent siliceux (gréseux ?) et ankéritiques à patine rousse ;
- de schistes et de calcschistes gris luisants.

Cette formation se caractérise par sa richesse en brèches à éléments calcaires et dolomitiques. Les brèches peuvent passer à des microbrèches ou à de véritables grès dolomitiques.

Ces couches sont tout à fait comparables par leur faciès et leur position à la formation détritique rousse définie par M. LEMOINE (1971, p. 188) au Gondran. Malheureusement non datée, cette formation est probablement d'âge Lias moyen, peut-être Lias supérieur et Dogger, selon l'auteur cité.

On remarquera que le passage d'un terme à l'autre, de faciès pourtant très différent, se fait de façon progressive et continue. Le passage du Norien au Rhétien se fait par une zone à intercalations de bancs de dolomies à patine jaune ; le passage du Rhétien (+ Hettangien ?) à l'ensemble calcaire lité se fait grâce à des calcaires rubanés qui passent progressivement à des calcaires plaquetés ; le passage de l'ensemble calcaire lité à la formation détritique est lui aussi très continu (voir coupe suivante).

3. Le Lias à l'W de la dalle triasique : lithostratigraphie détaillée

Des termes comparables à ceux que l'on vient de décrire affleurent sur la crête principale entre le Cristillan et l'Ubaye, du Péouvou (3231 m) vers le col de Clausis (2785 m). Les différentes formations, cette fois en série normale, reposent sur la dalle dolomitique du Péouvou. La coupe (fig. 11) permet de préciser la stratigraphie de la série liasique, exception faite des termes les plus bas, apparemment biseautés par des mouvements disharmoniques entre dolomies et calcschistes. Les niveaux sont décrits d'E en W et de bas en haut (les numéros sont ceux des figures 11 et 12).

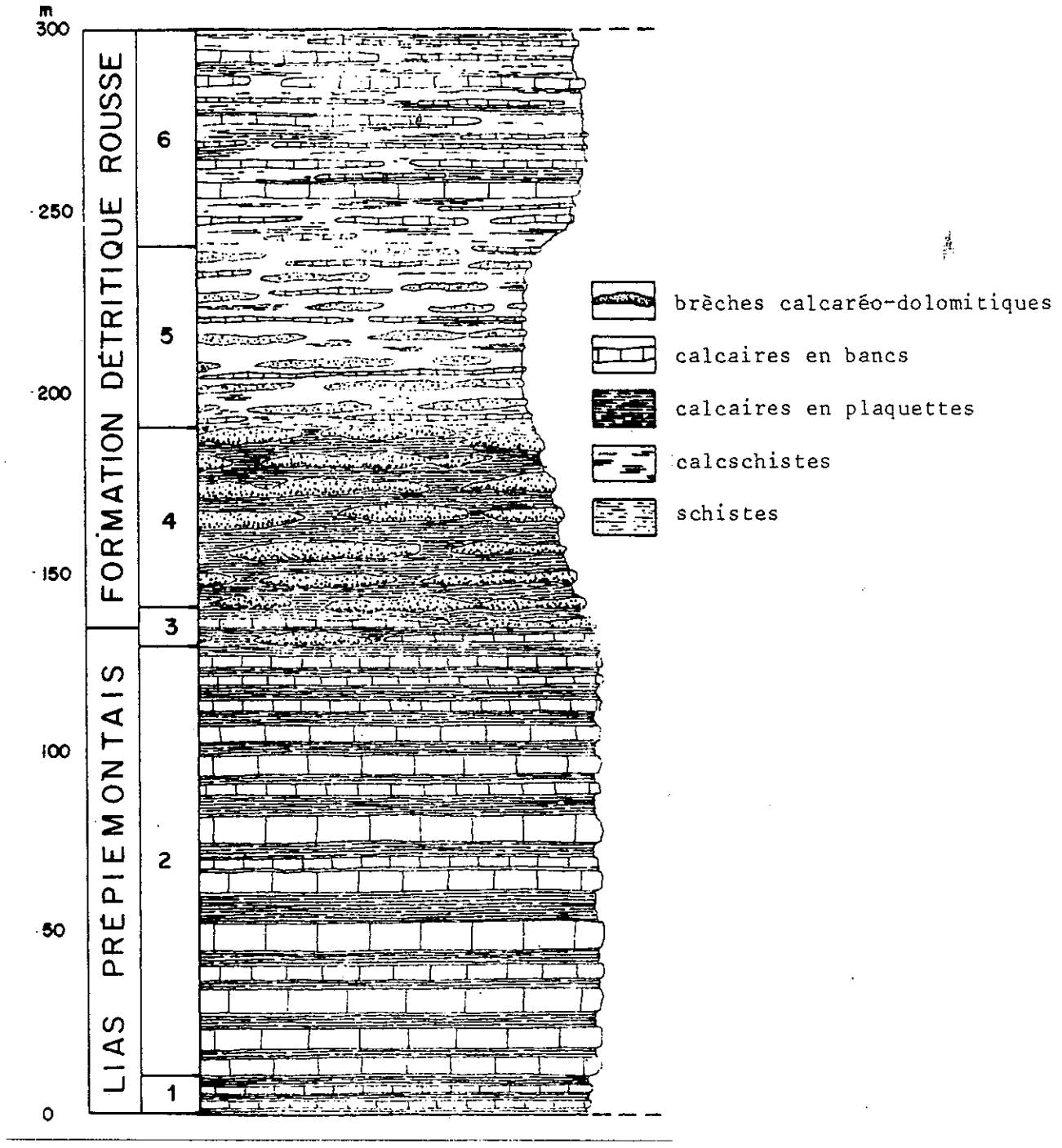


Fig. 12 - Lithostratigraphie du Lias de la série du Gondran à l'W du Péouvou ; les chiffres renvoient au texte et à la figure 11, p.28.

(1) Calcaires en plaquettes (10-20 m). Des calcaires ankéritiques à patine rousse se débitent en plaquettes centimétriques extrêmement régulières. Ces plaquettes s'empilent sans interlits phylliteux. A une dizaine de mètres du contact avec les dolomies du Péouvou, apparaissent quelques bancs de calcaires zonés (10-20 cm) à patine grise et beige et à cassure gris sombre mouchetée de blanc.

(2) Calcaires en plaquettes et calcaires compacts en bancs (120 m). On observe des bancs (70-100 cm) de calcaires compacts parfois zonés, à patine claire gris à beige, et à cassure gris sombre. Ils s'interstratifient dans des calcaires en plaquettes ("piles d'assiettes") identiques aux précédents. On remarque quelques interlits calcschisteux gris luisant à roux mais la formation reste particulièrement pauvre en niveaux phylliteux.

Cette formation a exactement le faciès du Lias "prépiémontais" du Gondran.

(3) Zone de passage (10 m) à la formation suivante. Le fond de la formation reste constitué de calcaires en plaquettes à patine rousse ; l'épaisseur des bancs calcaires compacts diminue (1 à 5 cm) ; quelques petits bancs de brèches calcaréo-dolomitiques à patine jaune-roux apparaissent.

(4) Calcaires en plaquettes et brèches calcaréodolomitiques (60 m). On observe une alternance :

- de bancs de brèches (30 cm), à patine jaune, à éléments calcaires et dolomitiques granoclassés (environ deux bancs par mètre) ;

- de calcaires ankéritiques en plaquettes (0,1-3 cm) à patine rousse contenant de nombreux nodules ferrugineux.

C'est là un des faciès de la formation détritique rousse du Gondran.

(5) Calcschistes et microbrèches calcaréo-dolomitiques (50 m). Les bancs de brèches calcaréodolomitiques sont moins épais (10 cm au plus), moins nombreux et à matériel plus fin (éléments inférieurs au millimètre) que ceux de la formation précédente. Ils s'interstratifient dans un ensemble plus tendre fait d'une alternance confuse :

- de calcschistes en plaquettes épaisses de quelques millimètres, à patine grise et lustrée, rarement rousse ;

- de schistes gris brillants ;

- de quelques calcaires à patine beige clair et à cassure gris moyen en bancs d'épaisseur variable (1 à 30 cm).

Ce faciès est également visible dans la formation détritique rousse du Gondran.

(6) Calcschistes et calcaires (60 m). Cette formation, sans brèches, est essentiellement constituée de calcaires et de calcschistes à débit confus en plaquettes et en petits bancs. Ils sont beige-gris clair, lustrés en patine, mouchetés blanc et gris en cassure. Quelques passées plus siliceuses (gréseuses ?) montrent une patine plus rousse ainsi que des lentilles de quartz. La teinte d'ensemble de la formation est grise.

La signification de ces couches calcaréo-calcschisteuses est ambiguë. Il peut s'agir d'un équivalent du sommet de la série du Gondran, qui serait localement privé de brèches. Il peut aussi s'agir d'un terme nouveau et plus récent. Cette seule coupe ne permet pas de trancher; quoi qu'il en soit, ces couches sont surmontées à l'W par des schistes où l'on peut reconnaître la formation de Roche Noire, faciès du Col des Ugousses ; j'interprèterais le contact entre ces deux séries différentes, série du Gondran et série de Chabrière,relativement tranché, comme un contact anormal.

4. Conclusion : la série du Gondran en Haut-Cristillan

Les coupes étudiées, notamment à l'E de la dalle du Péouvou, montrent donc la continuité stratigraphique entre quatre formations lithologiquement bien caractérisées. Deux d'entre elles n'ont livré aucun fossile. Néanmoins, les caractéristiques des faciès et surtout leur enchaînement séquentiel ne laisse aucun doute : en série renversée à l'est du Péouvou, en série normale à l'ouest, on a affaire à une *série d'âge triasique et liasique* au moins pour l'essentiel (l'âge des termes les plus jeunes est douteux), *étroitement comparable à la série du Gondran* qui, elle, est plus largement datée. Comme l'a déjà proposé M. LEMOINE (1971), on en reconnaît la succession typique :

- des dolomies noriennes :
- des schistes, des dolomies et des calcaires du Rhétien (+ Hettangien ?) ;
- un ensemble calcaire lité, le Lias "prépiémontais" ;
- un ensemble bréchique ; la formation détritique rousse.

En ce qui concerne celle-ci (fig. 12) on remarque que :

- à la base du Lias "prépiémontais" (formation 2) s'individualiserait une formation (1) *sans gros bancs calcaires* ; celle-ci serait également visible dans la coupe du Péouvou vers le col des Ugousses où elle passerait progressivement au Rhétien (+ Hettangien ?) ;

- la formation détritique rousse (4 et 5) montrerait de bas en haut un *enrichissement* en matériel argileux et un *appauvrissement* en matériel détritique (bancs de brèches plus rares, moins épais et de grain plus fin) ;

- une formation calcschisteuse (6) apparemment *sans brèches* surmonte les formations détritiques ; il peut s'agir d'un *équivalent* localement non bréchique du sommet de la série du Gondran telle qu'elle est définie actuellement (LEMOINE 1971) ; il peut aussi s'agir d'un *terme nouveau* et plus récent ; cette seule coupe ne permet pas de trancher.

En Haut-Cristillan comme au Gondran, la série triasico-liasique est limitée vers le haut par des *contacts tectoniques*, relativement nets sur le terrain, qui la séparent des termes supérieurs de la série de Chabrière. En particulier entre Péouvou et Roche Noire, la série du Gondran à l'envers repose sur la série de Chabrière à l'endroit par un tel contact, qui ne peut donc pas être stratigraphique (LEMOINE 1971).

C'est aussi la tectonique qui expliquerait la position de certains faisceaux calcaréo-calcschisteux où l'on peut reconnaître des faciès de la série du Gondran qui se trouvent séparés de la masse principale du Péouvou et "mêlés" à des faciès de la série de Chabrière. Ces éléments, d'attribution malgré tout douteuse, sont étudiés au chapitre suivant.

CHAPITRE IV

LES FORMATIONS CALCAREO-SCHISTEUSES D'ATTRIBUTION PROBLEMATIQUE

Résumé

Plusieurs faisceaux calcaires ou bréchiques, isolés tectoniquement, paraissent pouvoir être rattachés au "Lias" de la série du Gondran : soit qu'ils le prolongent stratigraphiquement vers le haut, soit qu'ils en représentent des équivalents latéraux de faciès variable. Par contre, l'importante masse des "calcschistes indifférenciés" pourrait constituer un ou plusieurs ensembles indépendants des séries du Gondran et de Chabrière.

1. Deux groupes de "Schistes lustrés" d'attribution douteuse

A la marge occidentale du domaine étudié, à l'écart des massifs dolomitiques comme des massifs ophiolitiques, on observe l'association d'épais faisceaux calcaires plus ou moins plaquetés avec des formations à brèches carbonatées, quartzeuses ou micacées. Ces formations évoquent plus ou moins certains termes de la série du Gondran sans qu'il y ait identité : leur attribution sera donc discutée ici (§ 2 à 4), en dehors de la description des coupes typiques de ladite série (chapitre précédent).

Situées principalement en rive gauche de l'Aigue Blanche, d'autres couches, d'attribution encore plus douteuse, seront également étudiées dans le présent chapitre. Ces couches, privées de séquence lithologique remarquable, présentent des faciès monotones ; elles seront décrites provisoirement sous le nom de "calcschistes indifférenciés" (§ 5).

2. Les calcaires et les brèches quartzo-micacées de la crête du Pis

La coupe de la crête du Pis (fig. 13, localisation fig. 1, p. 2) fait voir un empilement de "Schistes lustrés" de faciès divers. Certains peuvent être attribués à tel ou tel niveaux des séries du Gondran ou de Chabrière et paraissent, de toutes manières, isolés par des contacts tectoniques (niveaux 2, 7, peut-être 8). D'autres présentent, au moins en partie, des faciès nouveaux. C'est le cas des "calcschistes indifférenciés" du bas de la coupe (niveau 1) qui seront étudiés plus loin (§ 5, p. 46). C'est aussi le cas des calcaires et des brèches quartzo-micacées du milieu de la coupe (niveaux 5 et 6), qui paraissent être en série stratigraphique continue (transitions ménagées) avec une série à brèches calcaréo-dolomitiques plus banale (niveau 4).

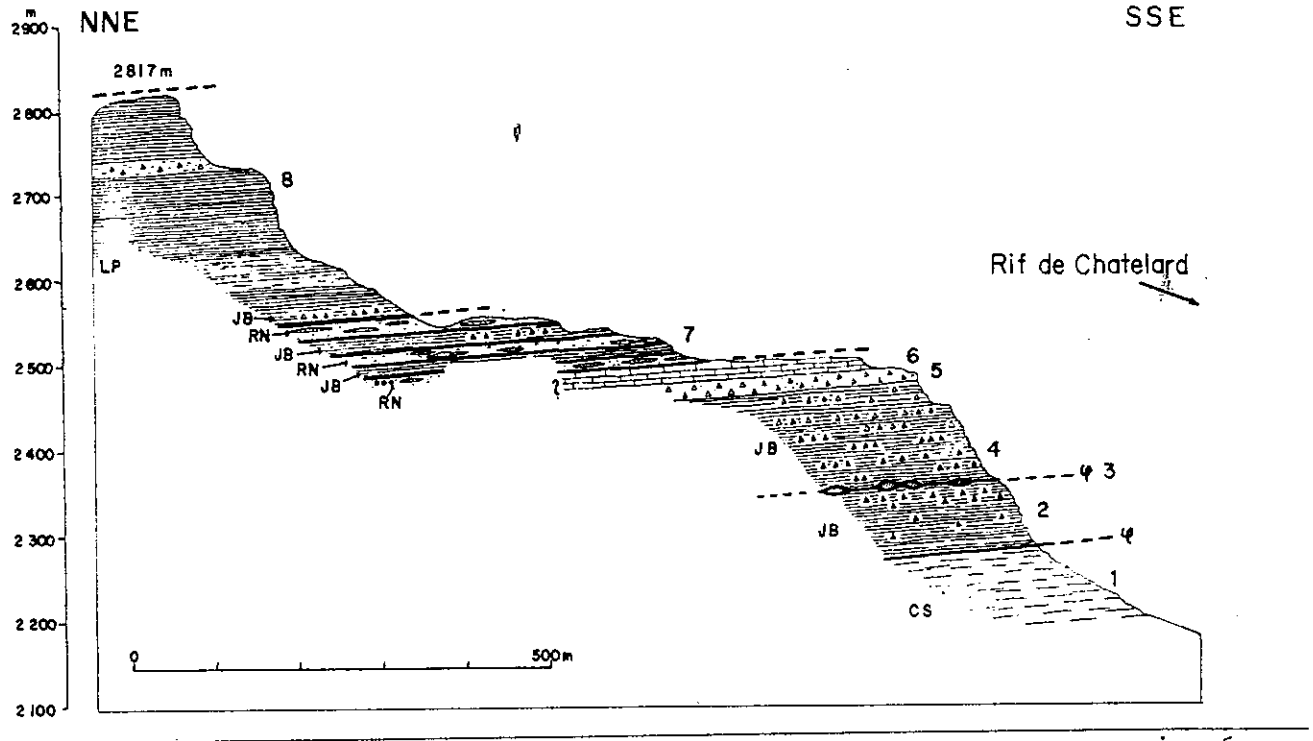


Fig. 13 - Coupe de la crête du Pis (mêmes symboles que la carte géologique ; les numéros renvoient au texte ci-dessous et ci-contre).

Lithostratigraphie (fig. 13) :

1. Calcschistes indifférenciés (voir § IV 5 A, p. 46)

2. Formation détritique (80 m). Des calcschistes et des calcaires siliceux et ankéritiques, à débit en plaquettes, contiennent des bancs de brèches à éléments calcaréo-dolomitiques ; la taille des éléments augmente du bas (microbrèches) vers le haut de la formation. Bien que l'on observe quelques passées de schistes noirs et verts, c'est là le faciès de la formation détritique rousse (partie inférieure) de la série du Gondran, visible au Péouvou, qui serait ici à l'endroit.

3. Contact tectonique à gypses, cargneules et dolomies noires.

4. Formation détritique (120 m). Elle est essentiellement constituée de calcschistes et de calcaires à débit en plaquettes régulières à patine variable (grise et lustrée à rousse et rugueuse) ; surtout vers le haut, ils peuvent passer latéralement à des calcaires zonés en petits bancs (5-10 cm) à patine gris clair ou gris moyen.

Les deux tiers inférieurs contiennent des brèches calcaréo-dolomitiques : la formation a alors exactement le même faciès que la formation (2) sous-jacente et elle suggère la même comparaison.

Le tiers supérieur montre un enrichissement en brèches quartzo-micacées et un appauvrissement en brèches calcaréo-dolomitiques. Tout à fait au sommet, les bancs de brèches -toutes quartzo-micacées- s'épaississent et se multiplient assurant ainsi un passage apparemment stratigraphique à la formation suivante.

5. Brèches et microbrèches quartzo-micacées (10-20 m). Les brèches, très quartzeuses et vertes, sont finement rubanées : elles peuvent évoquer les jaspes supra-ophiolitiques. Localement elles s'appauvrissent en quartz et passent à des schistes fissiles dorés ; ailleurs elles sont remplacées latéralement par des calcaires zonés à patine brune et grise assez sombre.

6. Dalle calcaire (10-20 m). Les calcaires, à patine grise, blonde ou brune, sont zonés ; ils forment des bancs décimétriques, séparés par de minces interlits phylliteux verts à gris ; le débit en bancs peut passer latéralement à un débit en plaquettes ("piles d'assiettes"). Les interlits verts passent latéralement à des brèches quartzo-micacées. Une alternance de bancs calcaires et de bancs de brèches ménage un passage très progressif depuis la formation (5) sous-jacente.

7. Alternance plurimétrique de deux termes apparemment distincts :

- calcschistes et calcaires à débit en plaquettes contenant des brèches quartzo-micacées et calcaréo-dolomitiques ;

- formation ressemblant beaucoup à la formation de Roche Noire ; elle contient des niveaux ayant l'aspect des brèches à éléments ophiolitiques (il n'a pas été possible d'observer les varioles caractéristiques des fragments de coussins) et des niveaux de "jaspes" verts.

Il s'agit probablement de l'alternance tectonique des termes supérieurs des séries du Gondran et de Chabrière comme c'est le cas en rive gauche du Cristillan, entre le col de Clausis et le Longet (voir la fig. 8, p. 20). Cependant ceci n'est pas démontré et il ne faut pas exclure qu'il s'agisse d'une seule formation, éventuellement en continuité stratigraphique avec les calcaires (6) sous-jacents.

8. Deux épais faisceaux calcaires (40 cm chacun) enserrent une formation détritique schisteuse (10-20 m).

Les faisceaux calcaires sont constitués par une alternance de bancs compacts et de plaquettes régulières ("pile d'assiettes") : ils sont semblables au Lias "prépiémontais" de la série du Gondran tel qu'il est visible au Péouvou.

La formation détritique qui semble associée stratigraphiquement aux faisceaux calcaires montre un aspect original ; on y observe en effet :

- des brèches quartzo-micacées vertes, parfois calcaires ;
- des schistes et calcschistes noirs brillants, à lentilles de quartz ;
- des schistes siliceux verts (aspect de jaspes) ;
- des calcaires siliceux et ankéritiques à patine ocre-brun et à débit en plaquettes ;
- des calcaires en bancs décimétriques à patine grise et tachetée.

La séquence lithostratigraphique à calcaires et brèches quartzo-micacées (niveaux 4-5-6) mérite une discussion particulière. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées (fig. 14).

Coupe de la crête du Pis fig. 13

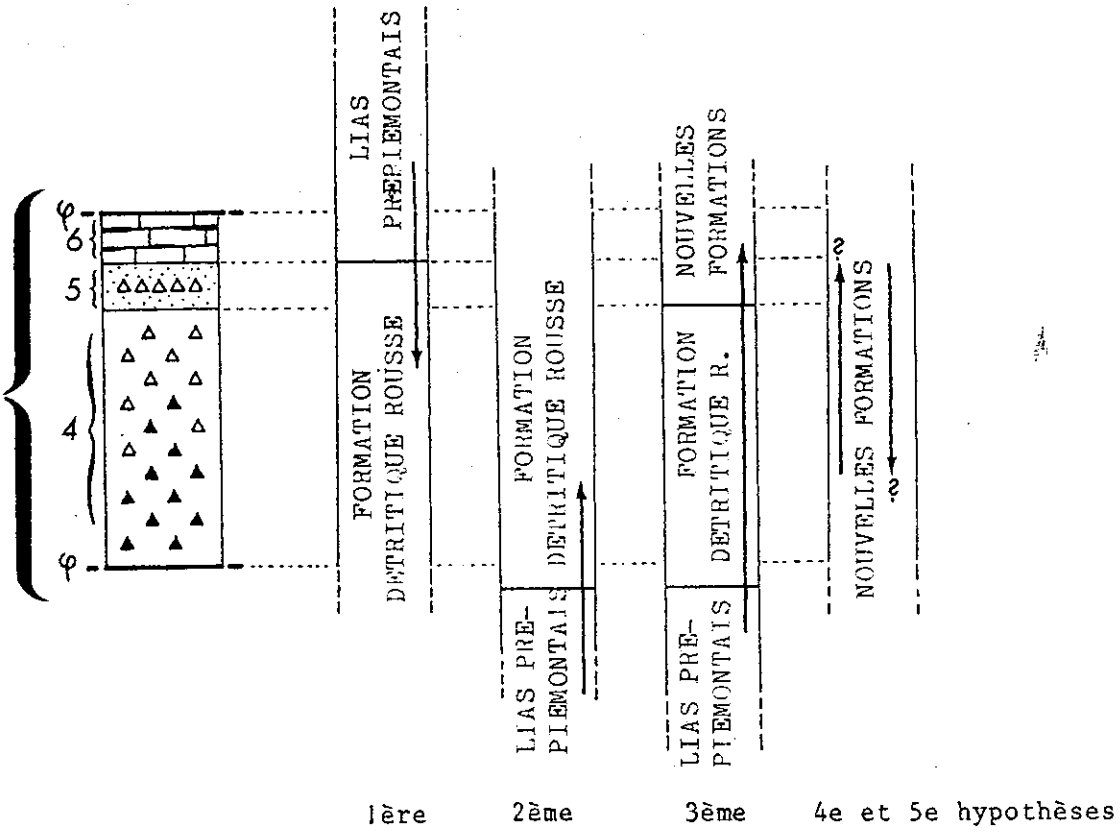


Fig. 14 - Interprétation des couches calcaréo-détritiques de la crête du Pis.

Première hypothèse :

Il pourrait s'agir d'une portion du Lias de la série du Gondran qui serait ici *à l'envers* (fig. 14, 1ère hypothèse). Les calcaires (6) représenteraient le sommet du Lias "prépiémontais" ; les formations bréchiques (4) et (5) correspondraient à la formation détritique rousse qui montrerait, stratigraphiquement et de bas en haut, le passage de brèches quartzo-micacées à des brèches calcaréo-dolomitiques.

Objections :

- De nombreuses coupes dans la série du Gondran, en Queyras et en haute Durance, montrent que la formation détritique rousse contient toujours à la base des brèches calcaréo-dolomitiques ; vers le haut celles-ci passent progressivement à des brèches plus quartzo-micacées (LEMOINE 1971, p. 193), ce qui est sédimentologiquement cohérent (remaniement du Trias puis du socle siliceux).

- Pour des raisons structurales (§ X 1 B, p. 163) il serait séduisant de prolonger géométriquement ces couches par le Lias décrit à l'W du Péouvou (§ III 3, p. 31 à 33) qui, lui, est à l'endroit.

Deuxième et troisième hypothèses :

Les formations (4), (5) et (6) pourraient constituer une succession stratigraphique appartenant à la série du Gondran mais cette fois *à l'endroit*.

La formation (4) représenterait alors la formation détritique rousse - elle en a exactement le faciès - qui *s'enrichirait en quartz et micas détritiques vers le haut* (comme cela est fréquent et logique). La grosse assise de brèches quartzo-micacées (5), si particu ière, et la dalle de calcaires zonés à interlits verts (6) *surmonteraient stratigraphiquement* la formation précédente, avec deux significations possible (fig. 14, 2e et 3e hypothèses) :

> Elles pourraient représenter un *équivalent latéral* du sommet de la formation détritique rousse telle qu'elle est définie au Péouvou (§ III 4, p. 34) ou au Gondran (LEMOINE 1971, p. 188) ; ceci supposerait une importante variation latérale de faciès ;
>
> Ellespourraient surmonter la formation détritique rousse et donc *prolonger la série du Gondran vers le haut* ; ceci est plus vraisemblable, car dans ce cas, c'est le contact tectonique limitant la série vers le haut stratigraphique qui changerait de niveau d'une coupe à l'autre.

Autres hypothèses :

Les formations (4), (5) et (6) pourraient enfin n'avoir *aucun rapport* avec la série du Gondran et appartenir à une autre série ; elles pourraient figurer ici à l'endroit ou à l'envers (fig. 14, 4e et 5e hypothèses). Si les données sont actuellement insuffisantes pour discuter cette hypothèse, une comparaison peut néanmoins se faire avec les "séries intermédiaires" des Vals Grana et Marmora (SCHUMACHER 1972 ; MICHARD et SCHUMACHER 1973). Cependant elle ne permet pas de préciser la stratigraphie des couches calcaréo-bréchiques de la Crête du Pis, car les mêmes ambiguités se présentent dans ces vallées piémontaises.

3. Une coupe complémentaire : la crête de Tancinion

A peu de distance au NW de la crête du Pis, celle de Tancinion (localisation fig. 1, p. 2) offre une succession comparable (fig. 15). Son intérêt réside dans la dimension qu'elle confère aux observations précédentes (continuité des unités quartzo-micacées) ainsi que dans la présence d'une écaille de Carnien.

a. Le Carnien

C'est son seul affleurement pour tout le secteur étudié.

L'affleurement principal identifié comme Carnien (niveau 2, fig. 15) se présente comme une écaille de 70 m de long sur 25 m d'épaisseur. On observe une alternance :

- de schistes noirs fossilifères à empreintes végétales et à lumachelles de Bivalves ;

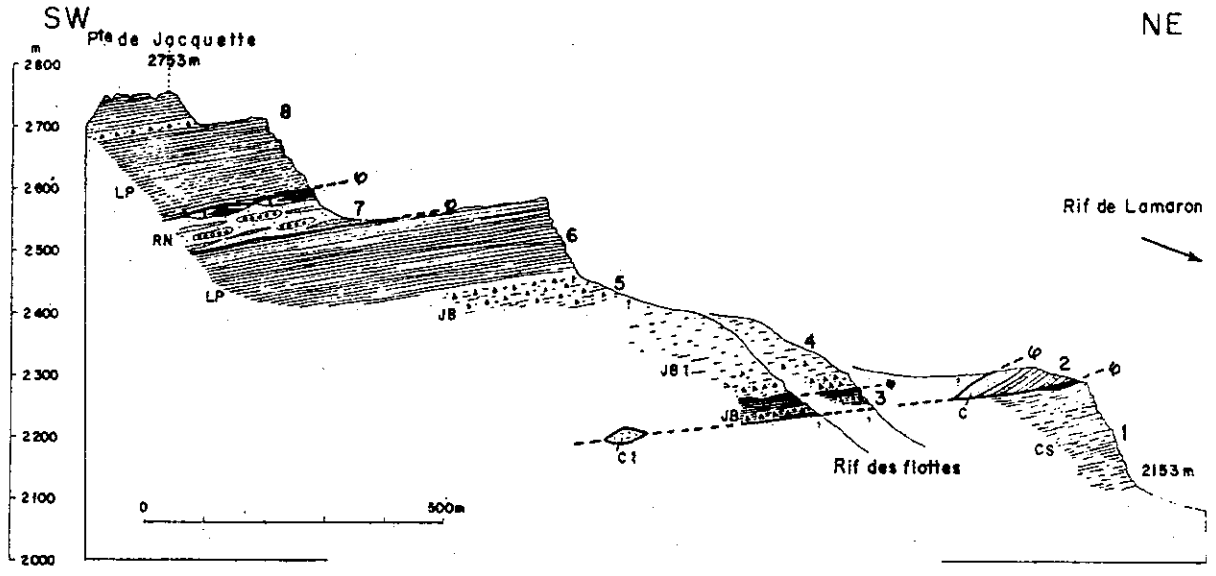
- de grès feldspathiques gris à verts plus ou moins grossiers ou phylliteux ;

- de dolomies massives ou laminées à patine et cassure très variables (gris-clair, jaune-orange ou noires).

Vers le haut, elle passe à des dolomies litées, à structure massive, bréchique ou laminée.

Il s'agit là du faciès typique du Carnien (J. MEGARD-GALLI, renseignement oral ; MEGARD-GALLI et CARON 1972).

Par sa position, cette écaille pourrait provenir de la série du Gondran. En effet, elle se place dans un contact anormal à gypses et cargneules que l'on peut suivre jusque dans le haut torrent des Roussettes en rive droite du Cristillan ; là, ce contact contient des écailles de Norien, de Rhétien et de Lias "prépiémontais" de la série du Gondran ; ce contact semble avoir la même signification que le contact qui limite les dolomies du Péouvou à l'W c'est-à-dire le Norien de la série du Gondran vers sa base stratigraphique (voir § III 2 ε, p. 29 et § X I B b, p. 163). Le rattachement de l'écaille carnienne de la crête de Tancinion à la série du Gondran est d'autant plus vraisemblable que la présence de Carnien d'un faciès analogue à la base d'une série piémontaise triasico-liasique (?) (série du Gran Roc près de Sestriere) a récemment été montrée (MEGARD-GALLI et CARON 1972).



cargneules et gypses — brèches à éléments ophiolitiques

brèches quartzo-micacées — brèches calcaréo-dolomitiques

Fig. 15 - Coupe de la crête de Tancinion (mêmes symboles que la carte géologique ; les numéros renvoient au texte ci-contre).

b. Les écailles de "Schistes lustrés" à brèches et calcaires

Au-dessus des calcschistes indifférenciés (voir § 5, p. 46) et du contact anormal où est coincée l'écaille de Carnien (niveaux 1 et 2, fig. 15), on retrouve, pour l'essentiel, les couches décrites à la crête du Pis (les numéros sont ceux de la fig. 15) :

3. Formation détritique (20 m). C'est une alternance de calcschistes et de calcaires en plaquettes ou en petits bancs et de brèches calcaréo-dolomitiques. C'est le faciès de la formation détritique rousse (partie inférieure) de la série du Gondran du Péouvou.

4. Contact tectonique à cargneules.

5. Formation schisteuse à niveaux quartzitiques (50 m). Ce sont essentiellement des schistes noirs à lentilles de quartz d'exsudation ; ils contiennent des calcaires siliceux en petits bancs, des calcschistes à patine verte ou noire et de nombreux petits niveaux de quartzites verts lités. Vers le bas, on observe plusieurs bancs (1-5 m) de quartzites micacés verts qui sont probablement des microbrèches siliceuses bien recristallisées ; à proximité affleurent des schistes dorés et des schistes siliceux rouges. Dans toute la formation on remarque des faisceaux métriques de calcaires et de calcschistes ankéritiques en plaquettes.

6. Formation détritique (30 m) identique à la formation (3) de cette même coupe.

7. Epais faisceau calcaire (80 m) constitué par une alternance de calcaires plus ou moins siliceux, à débit alternativement en plaquettes et en bancs. On reconnaît là, le faciès du Lias "prépiémontais" de la série du Gondran (Péouvou). Le faisceau calcaire prolonge ici le niveau (8) de la Crête du Pis (fig. 13, p. 36).

8. Formation grésopélitique à brèches remaniant des ophiolites (80 m) : c'est la formation de Roche Noire qui serait ici isolée tectoniquement du reste de la série de Chabrière (voir § II 4 A, p. 18-19). A son sommet, des quartzites verts et des calcaires zonés clairs, de type marmoréen, constituent un niveau quasi continu (0 à 5-10 m).

9. Deux faisceaux calcaires enserrant une formation détritique schisteuse. L'ensemble est absolument identique à l'ensemble (8) de la coupe de la crête du Pis (fig. 13, p. 36).

Les faisceaux 7 et 9 (comme le faisceau 8 de la crête du Pis) ont des faciès presque identiques à celui du Lias "prépiémontais" de la série du Gondran ; la seule différence vient de la présence d'un mince niveau médian schisteux et bréchique. Ces faisceaux semblent isolés tectoniquement, aussi leur interprétation (Lias "prépiémontais" de faciès particulier ? Formation plus récente de la série du Gondran ? Formation appartenant à une autre série ?) est difficile.

Quant à la formation détritique (5) si riche en quartz et en micas, on ne peut en trouver de bon équivalent dans la série du Gondran du Péouvou. Elle rappelle, par contre, le sommet de la formation détritique (4) de la crête du Pis (fig. 13) et ses brèches quartzo-micacées. Elle est malheureusement isolée par rapport aux autres formations.

4. Les calcaires et les formations détritiques de la crête du Puy

La crête du Puy et la crête, située juste au S, qui joint le Col des Estronques à la Pointe de Rasis (localisation fig. 1, p. 2) permettent d'observer la prolongation et la variation, vers le nord, des formations reconnues précédemment (fig. 16, niveaux 1 à 5). De plus, les deux coupes font apparaître des unités plus élevées (fig. 16, niveaux 6 à 11), avec des faciès particuliers, dont l'interprétation stratigraphique pose de nouveaux problèmes. Il s'agit notamment des brèches du Col des Estronques (6), des calcaires de la Roche des Clots (7) et du "flysch" de la Rousse (9).

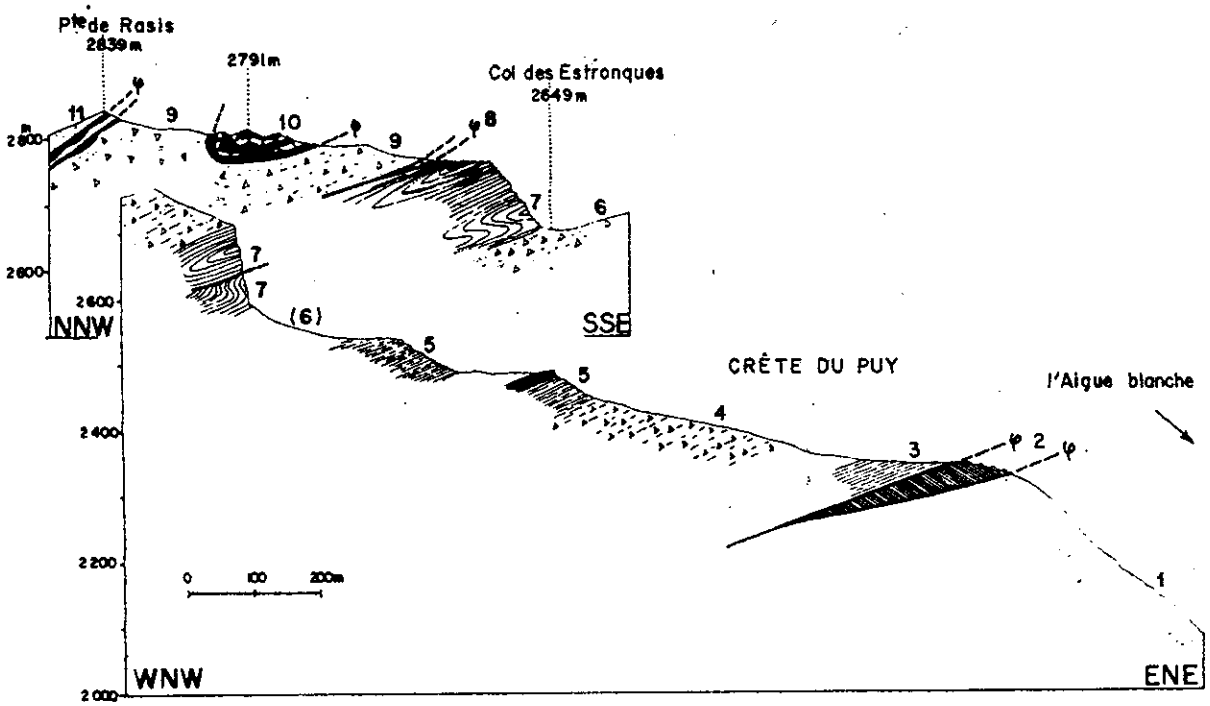


Fig. 16 - Coupe de la crête du Puy et coupe complémentaire au S (mêmes figurés que la figure 15, p. 40 ; les numéros renvoient au texte ci-contre).

Au-dessus des "calcschistes indifférenciés" (niveau 1, fig. 16) et du contact anormal gypsifère (2), on rencontre les formations suivantes :

3. Calcaires à débit en plaquettes ("piles d'assiettes") (10 m visibles).

4. Formation détritique (100 m) à schistes et calcschistes fissiles, calcaires en plaquettes et calcaires siliceux zonés en bancs. On observe des bancs de brèches granoclassées dont les éléments sont essentiellement calcaires et dolomitiques à la base de la formation et sont uniquement quartzeux et quartzo-micacés au sommet.

5. Calcaires en plaquettes et calcaires zonés en bancs avec des niveaux quartzeux verts (50 m).

6. Formation détritique du col des Estronques (30-50 m) riche en schistes noirs ; elle contient des bancs de brèches calcaréo-dolomitiques et surtout quartzo-micacées.

7. Calcaires siliceux et ankéritiques de la Roche des Clots (100 m au moins). C'est un empilement très régulier de bancs compacts (jusqu'à 50 cm) et de bancs (20 cm en moyenne) qui se délitent en plaquettes (3 à 5 mm) aux faces planes et satinées. En patine, les calcaires sont gris ou blancs, toujours clairs et tachetés de noir ; leur cassure est gris sombre. Vers le haut, apparaissent des interlits siliceux et phylliteux verts (1 mm à 10 cm). Les calcaires de la Roche des Clots semblent en contact stratigraphique avec la formation (6) précédente.

8. Contact anormal contenant une écaille (0-5 m) de formation de la Replatte.

9. Formation détritique sombre et très schisteuse ou "flysch" de la Rousse (50-100 m ?). On y observe :

- des schistes noirs, très abondants ;

- des calcschistes gris et luisants à roux et rugueux ; ils constituent de petits niveaux irréguliers, isolés dans les schistes ;

- des calcaires en bancs (10-20 cm) isolés ; leurs faces présentent des enduits siliceux et phylliteux, dorés et craquelés, qui rappellent les enduits des calcaires à trame rousse de la formation de la Replatte ;

- des grès plus ou moins calcaires en bancs (5-20 cm) bruns qui évoquent ceux de la formation de Roche Noire ; ils présentent des granoclassements et des figures de base de bancs ;

- des brèches en bancs pluridécimétriques à éléments essentiellement quartzo-micacés mais aussi calcaréo-dolomitiques ; de nombreux bancs montrent le passage d'une brèche quartzo-micacée verte (base du banc) à un grès brun granoclassé (sommet du banc).

10. Différents faciès de la série de Chabrière ; ils constituent une petite synforme au sein de la formation précédente ; on y observe une alternance, sans ordre, de jaspes verts lités en bancs (jusqu'à 1 m), de calcaires marmoréens, de calcaires à trame rousse et d'un peu de schistes noirs.

11. "Flysch noir" lutétien de l'unité briançonnaise (renversée) de la pointe de Rasis (voir Guillestre 1/50 000 géologique). Il surmonte la formation précédente par l'intermédiaire d'un contact tectonique à cargneules.

Comment caractériser les formations nouvelles de ces coupes ? En ce qui concerne les formations détritiques, on peut distinguer 3 faciès.

La formation (4) évoque beaucoup la formation détritique rousse de la série du Gondran. Son contact avec la formation calcaire (5) n'est pas interprétable.

La formation détritique de la Rousse (9) qui prend parfois l'aspect d'un flysch, ne ressemble pas beaucoup à la formation détritique rousse de la série du Gondran. Elle s'en distingue par l'abondance du matériel quartzo-phylliteux qui est remanié, par ses gros bancs de grès granoclassés bruns et par ses schistes noirs très développés.

La formation détritique du col des Estronques (6) présente un faciès intermédiaire entre les deux précédents. Elle contient moins de grès et plus de brèches calcaréodolomitiques que le "flysch" de la Rousse (9) ; par contre, elle contient plus de schistes noirs et plus de brèches quartzo-micacées que la formation (4).

Quant aux calcaires de la Roche des Clots (7) qui semblent en continuité avec les brèches du Col des Estronques (6), ils évoquent le Lias "prépiémontais" par leur alternance de bancs massifs et de plaquettes en "piles d'assiettes". Ils s'en différencient néanmoins par :

- leurs interlits silico-phylliteux verts qui ont localement plusieurs centimètres d'épaisseur ;

- la disparition fréquente du débit en plaquettes au profit du débit en bancs massifs.

Par ces deux derniers caractères, les calcaires de la Roche des Clots ressemblent beaucoup à la dalle calcaire (6) de la crête du Pis (fig. 13, p. 36).

Deux interprétations stratigraphiques au moins peuvent dès lors être proposées.

Première hypothèse

Les formations bréchiques correspondraient toutes à la formation détritique rousse répétée trois fois tectoniquement. Les calcaires de la Roche des Clots, qui sont associés à la formation détritique du Col des Estronques, représenteraient le Lias "prépiémontais", tectoniquement séparé de son substratum triasique.

La formation détritique rousse montrerait alors un important changement latéral de faciès, avec, d'E en W, un enrichissement en schistes, en grès, et en brèches quartzo-micacées et un appauvrissement en calcaires, calcschistes et brèches carbonatées. Cette variation apparaît en effet relativement progressive quand on passe d'une unité tectonique à l'autre en se rapprochant du Briançonnais ; ceci est d'ailleurs vrai pour l'ensemble du secteur étudié. Le Lias "prépiémontais" présenterait une variation de faciès plus discrète (apparition vers l'W d'interlits siliceux et phylliteux verts).

Deuxième hypothèse

La formation bréchique du Col des Estronques et le "flysch" de la Rousse seraient équivalents ; ils seraient, de plus, stratigraphiquement associés aux calcaires de la Roche des Clots. L'ensemble -calcaires puis formation bréchique- surmonterait stratigraphiquement la formation détritique rousse au sein d'une série du Gondran prolongée vers le haut.

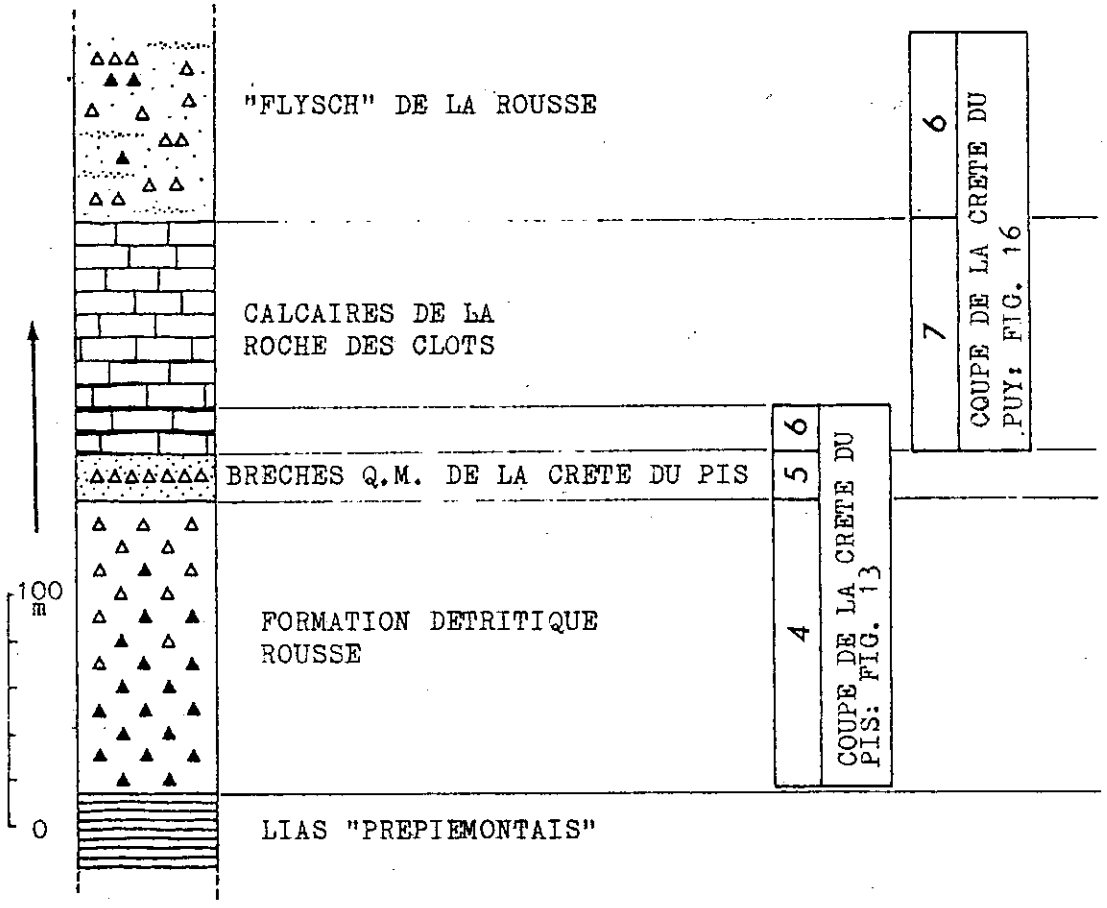


Fig. 17 - Hypothèses sur la position stratigraphique des calcaires de la Roche des Clots et du "flysch" de la Rousse.

Cette hypothèse, qui rend compte des différences observées entre les formations susceptibles d'être comparées, est fondée sur l'assemblage de coupes partielles (fig. 17) :

- à la crête du Pis, la dalle calcaire (6 fig. 13, p. 36), à interlits verts, surmonterait stratigraphiquement la formation détritique rousse ;

- près de la Pointe de Rasis, les calcaires de la Roche des Clots (à l'envers) seraient surmontés stratigraphiquement par la formation bréchique du Col des Estronques, équivalente du "flysch" de la Rousse (fig. 16, p. 42) ;

- la base stratigraphique des calcaires de la roche des Clots, montrant des interlits verts, correspondrait à la dalle calcaire (6) de la crête du Pis (fig. 13, p. 36).

5. Les calcschistes indifférenciés

Ils constituent la moitié inférieure des versants en rive gauche de l'Aigue Blanche (crête de Curlet, Pic Marcel 2696 m), ainsi que la Pointe des Averses (3081 m) (localisation fig. 1, p. 2).

A. Les calcschistes de la crête de Curlet : un ensemble sans affinités précises

C'est une formation calcaire plus ou moins phylliteuse ou siliceuse, à débit en feuillets ou en bancs, très monotone et sans niveaux-repères. Son épaisseur apparente dépasse 500 m.

> Les feuillets millimétriques, irréguliers, correspondent à des niveaux plus calcschisteux ; en cassure, ils apparaissent mouchetés, blancs et noirs; en patine, leurs faces sont gris clair et luisantes et leur tranche beige à gris foncé. Les bancs, pluricentimétriques, également irréguliers, correspondent à des niveaux plus calcaires ; leur cassure et la patine de leurs faces sont identiques à celles des feuillets ; leur tranche montre, en patine une zonation plus ou moins discrète, beige à brune (probablement des microbrèches calcaires, dolomitiques et quartzeuses très fines). On observe un passage continu des calcschistes en feuillets aux calcaires en bancs et aucune impression d'alternance ou de rythmicité ne se dégage de cet ensemble, particulièrement monotone.

B. Les calcschistes de la Pointe des Averses : certaines affinités avec la formation de la Replatte

Ils montrent localement (sommets 3081 m et 3126 m) des alternances de calcschistes fissiles noirs et de calcaires siliceux en bancs métriques,

à patine sombre et tachetée ; ce faciès rappelle un peu celui de la formation de la Replatte, sans sa trame rousse caractéristique. La limite entre les calcschistes et la formation de la Replatte qui affleure plus à l'E, au sommet 3114 m, est particulièrement difficile à cartographier de façon précise. De même la limite avec les calcschistes indifférenciés de la crête de Curlet est impossible à préciser.

6. Conclusions lithostratigraphiques : 2, 3 ou 4 séries de "Schistes lustrés" ?

Il semble, au terme des trois chapitres qui précèdent, que les divers faciès de "Schistes lustrés" (sensu lato) inventoriés en Haut-Cristillan puissent êtrerangés en *quatre groupes :*

- les "Schistes lustrés" ayant normalement une base ophiolitique; c'est la série de Chabrière ;

- les "Schistes lustrés" ayant normalement une base dolomitique; c'est la série du Gondran (s.s.) ;

- les "Schistes lustrés" à brèches surtout quartzo-micacées dont le soubassement et même la polarité stratigraphique sont discutables ;

- les "Schistes lustrés indifférenciés", à stratigraphie interne et soubassement inconnus.

Les deux premières séries semblent constituer deux ensembles indépendants.

A. Les séries de Chabrière et du Gondran

Les "Schistes lustrés" de la série de Chabrière affleurent principalement autour des grandes masses d'ophiolites où l'ordre de leur succession stratigraphique -jaspes, marbres, formation de la Replatte, formation de Roche Noire (nouvellement définie : voir chap. II)- est encore souvent conservé. L'âge probable de ces formations sédimentaires va du Malm au Crétacé moyen-supérieur (?). Ces formations apparaissent également isolées tectoniquement sur toute l'étendue du secteur étudié. Leur identification est alors subordonnée à la reconnaissance de leurs faciès, qui sont, heureusement, suffisamment typés.

Les Schistes lustrés de la série du Gondran ne sont identifiables sans ambiguïté qu'à proximité des masses dolomitiques, lorsqu'ils sont encore en contact stratigraphique avec le Trias ou lorsque leur position structurale

vis à vis du Trias est claire. Les niveaux calcaréo-schisteux sont d'âge liasique pour l'essentiel mais le haut n'en est pas daté.

Les autres Schistes lustrés pourraient constituer aussi des séries stratigraphiques indépendantes ou, au contraire, être envisagés comme des diverticulations des ensembles précédents.

Le problème ne mérite guère d'être discuté en ce qui concerne les "calcschistes indifférenciés", car, à l'échelle de la présente étude, les données disponibles sont trop réduites. Cette grande masse monotone qui ne présente que quelques variations latérales de faciès, correspond probablement à plusieurs formations qu'il n'a pas été possible de différencier de façon systématique.

Le problème peut au contraire être posée pour les faciès à brèches quartzo-micacées.

B. Les Schistes lustrés à brèches quartzo-micacées

Entre les massifs de dolomies triasiques et les unités briançonnaises, affleurent des formations bréchiques ("flysch de la Rousse", brèches du Col des Estronques), qui sont associées à des faisceaux calcaires (calcaires de la Roche des Clots). Ils pourraient appartenir à la série du Gondran suivant *deux hypothèses différentes.*

Tout d'abord *les formations bréchiques et les faisceaux calcaires pourraient correspondre respectivement à la formation détritique rousse et au Lias "prépiémontais". Ces formations seraient séparées de leur substratum triasique et répétées tectoniquement. On observerait une variation latérale de faciès :* importante pour la formation détritique rousse, qui, d'E en W, deviendrait plus schisto-gréseuse et moins calcaire, s'enrichirait en brèches quartzo-micacées et, corrélativement, s'appauvrirait en brèches calcaréo-dolomitiques ; moins visible pour le Lias "prépiémontais", qui, vers l'W, contiendrait des interlits siliceux et phylliteux verts.

Suivant une autre hypothèse, *certaines formations bréchiques et les faisceaux calcaires associés pourraient représenter les niveaux supérieurs d'une série du Gondran prolongée, et seraient décollés de leur substratum liasique.* La série stratigraphique aurait pu alors comporter primitivement de bas en haut :

- le Trias essentiellement dolomitique ;
- le Lias "prépiémontais" à calcaires en plaquettes et en bancs ;

- la formation détritique rousse typique, calcschisteuse, à brèches calcaréo-dolomitiques ;

- la suite de cette formation, à brèches calcaréo-dolomitiques et quartzo-micacées ;

- les calcaires de la Roche des Clots, plus massifs que ceux du Lias "prépiémontais", à interlits siliceux et phylliteux verts parfois épais ;

- le "flysch" de la Rousse schisto-gréseux, riche en brèches quartzo-micacées.

L'idée d'un faisceau calcaire qui évoquerait le Lias "prépiémontais" et qui surmonterait stratigraphiquement la formation détritique rousse, au toit de la série du Gondran *s.str.*, a déjà été avancée par M. LEMOINE (inédit, comm. orale), pour expliquer la succession visible à la Charvie dans la chaîne de Rochebrune (Queyras).

La ressemblance du "flysch" de la Rousse et celle des calcaires de la Roche des Clots avec respectivement les "couches de Valliera" et les "calcaires du Plum et de Marmora" des Alpes cottiennes méridionales (MICHARD 1967 ; SCHUMACHER 1972) mérite d'être notée. Or ils pourraient éventuellement constituer le sommet diverticulé de la série de Narbona, elle-même comparable à la série du Gondran, selon une hypothèse (MICHARD et SCHUMACHER 1973) analogue à celle qui est envisagée ici.

Dans la région de Sestriere, J.M. CARON (1970 et 1971, p. 55-57) décrit des "schistes noirs à brèches" qu'il compare aux couches de Valliera et qui évoquent le "flysch" de la Rousse ; ils surmonteraient stratigraphiquement des calcaires siliceux ankéritiques qui pourraient être l'équivalent des calcaires de la Roche des Clots ; cet ensemble prolongerait hypothétiquement vers le haut la série triasico-infraliasique du Grand-Roc.

Enfin remarquons que dans une série du Gondran prolongée par les calcaires de la Roche des Clots et par le "flysch" de la Rousse, les brèches, carbonatées à la base et quartzo-micacées au sommet, sembleraient reconstituer une "stratigraphie inverse" (LEMOINE 1967, p. 322 ; CARON 1971, p. 57), témoin de l'enfoncement progressif du niveau de l'érosion dans une couverture calcaréo-dolomitique puis dans son socle siliceux.

On remarque cependant que les arguments précédents ne permettent pas d'exclure l'hypothèse d'une unité à brèches quartzo-micacées indépendante de la série du Gondran.

CHAPITRE V

ANALYSE DES DEFORMATIONS SUPERPOSEES

Résumé

Trois phases tectoniques principales sont distinguées. La plus ancienne (phase I), correspondrait à la réalisation de la foliation métamorphique primitive. Les deux suivantes (phases II et III) correspondent à des plissements serrés de direction primitive NW-SE et N-S et de styles bien différents. Le plissement N-S, déversé vers l'E, est associé aux rétrocharriages des auteurs.

1. Les trois générations de structures

Pour l'ensemble du secteur étudié, ces structures, qui correspondent à des déformations généralisées à toutes les échelles, sont partout visibles à l'échelle de la lame mince et quasiment partout à l'échelle de l'affleurement.

Tous les Schistes lustrés du secteur étudié montrent des plis isoclinaux très généralement aplatis et étirés, qui semblent appartenir à une même génération de structures. Leur axe est parallèle à une linéation d'intersection très visible et presque omniprésente, de direction moyenne NE-SW et plongeant au SW. Ces structures sont reprises par des plis plus récents, de style variable et d'axe moyen N-S, horizontal.

Les plis isoclinaux, premiers cités, ne semblent pas correspondre aux structures tectoniques les plus anciennes : en effet, on observe au microscope, et même parfois à l'affleurement, que ces plis sont associés à une schistosité de crénulation ('strain slip cleavage'), c'est-à-dire à une schistosité secondaire, parallèle à leur plan axial. Cette schistosité déforme et transpose une foliation métamorphique préexistante, témoin d'un événement métamorphique et très probablement tectonique, plus ancien (voir § VI 4 A, p. 98 et photo 175, p. 103) (CARON 1973 ; CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973 ; SCHUMACHER 1972 ; TRICART 1973).

Par convention, et pour clarifier les descriptions, nous désignerons les différentes générations de structures par des chiffres.

Nous affecterons :

- l'indice "0" aux structures sédimentaires (S_0 = stratification) ;

- l'indice "1" à la foliation métamorphique ancienne et probablement primitive (S_1) ainsi qu'aux structures qui pourraient lui être associées ;

- l'indice "2" aux plis isoclinaux de direction axiale NE-SW (P_2) ainsi qu'aux structures qui leur sont associées, schistosité (S_2) et linéation (L_2) ;

- l'indice "3" aux plis de direction axiale N-S (P_3) et aux structures qui leur sont associées (S_3 et L_3).

Toutes ces structures sont reprises par des déformations tardives, essentiellement fracturantes, dont certaines seront affectées de l'indice (4) ; néanmoins elles n'ont jamais le caractère omniprésent des structures (1) à (3).

2. Le style des petites structures

A. La foliation métamorphique S_1

Elle correspond à l'orientation préférentielle des phyllites parallèlement au litage souligné par les niveaux calcitiques, quartzeux ou phylliteux (voir photo 20, p. 103). On peut supposer que des plis P_1 intrafoliaires (isoclinaux et synschisteux) lui sont associés, mais ils n'ont pas pu être identifiés avec certitude tant les déformations ultérieures sont importantes. On ne peut interpréter d'emblée comme les charnières de tels plis, de nombreuses figures (voir photo 20, p.103) dessinées par les petits lits quartzeux,et visibles au microscope : il peut en effet s'agir soit de figures sédimentaires, soit de figures de rejeu de la schistosité lors des déformations ultérieures.

B. Les plis P_2 et les structures associées

Les plis P_2 mésoscopiques (décimétriques à métriques) sont sub-isoclinaux à isoclinaux avec un profil de géométrie presque semblable (classes 1c à 2 de RAMSAY 1967). Ils présentent un aplatissement maximum dans les jaspes et surtout dans les schistes où ils sont en plus très cisaillés parallèlement à leur plan axial. D'une façon générale, leur style, qui change relativement peu d'une roche à l'autre, varie surtout en fonction de la position dans les grandes structures.

Les plis P_2 mésoscopiques montrent le plus souvent des flancs très longs et une charnière aiguë : on peut vérifier que l'on se situe alors dans le flanc d'un pli P_2 pluri-hectométrique à pluri-kilométrique (fig. 18 et photo 1, p. 85). Parfois les petits P_2 montrent des flancs relativement courts et éventuellement une charnière arrondie : on observe que l'on se situe alors près de la charnière d'un pli P_2 majeur (fig. 18 et photo 2, p. 85).

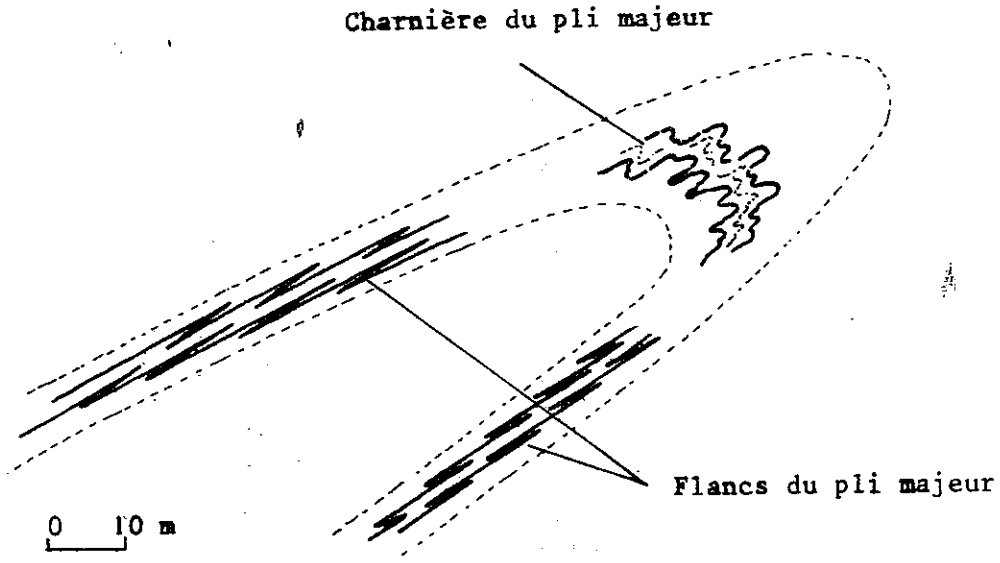


Fig. 18 - Le style des petits plis P_2 varie en fonction de leur position dans le pli P_2 majeur.

La schistosité S_2 correspond généralement au débit principal des Schistes lustrés. Les plis P_2 étant très fermés, leurs deux flancs sont généralement contenus dans l'épaisseur même des différents niveaux, plaquettes ou bancs, ce qui est d'une grande importance pour l'interprétation des coupes lithostratigraphiques (photo 5, p. 87). Le débit général des différentes formations correspond alors à une parallélisation des surfaces S_0, S_1 et S_2 (voir convention § 1, p. 50-51) ; cette parallélisation est très nette à l'affleurement, mais moins rigoureuse à l'échelle microscopique où la surface S_2 apparaît surtout comme une schistosité de crénulation particulièrement serrée (voir § VI 4 A, p. 98).

La linéation L_2 constitue la linéation* principale des Schistes lustrés. C'est une linéation d'intersection, parfois une linéation de microplis, qui semble toujours parallèle à l'axe des plis P_2. Remarquablement droite, elle est localement à l'origine d'un débit en longues baguettes ou "rods", qui sont autant de charnières de plis P_2, cisaillées et isolées (à la fin de la formation des plis P_2 ou bien lors de la phase III). De nombreuses structures témoignent d'un important étirement de la roche parallèlement à la linéation L_2 : étirement en fuseaux (plus ou moins aplatis) des coussins de lave (fig. 19), boudinage de bancs de brèches, "pressure shadows" de calcite autour de nodules ferrugineux, aplatissement et tronçonnement des nodules les plus gros (fig. 20). L'étirement suivant la linéation L_2 s'accompagne d'un fort aplatissement dans le plan de la schistosité.

* linéation est pris au sens le plus large - ligne matérialisée de quelque façon que ce soit, dans ou sur la roche - et non au sens strict de "linéation vraie" - structure linéaire affectant la masse de la roche -.

Fig. 19

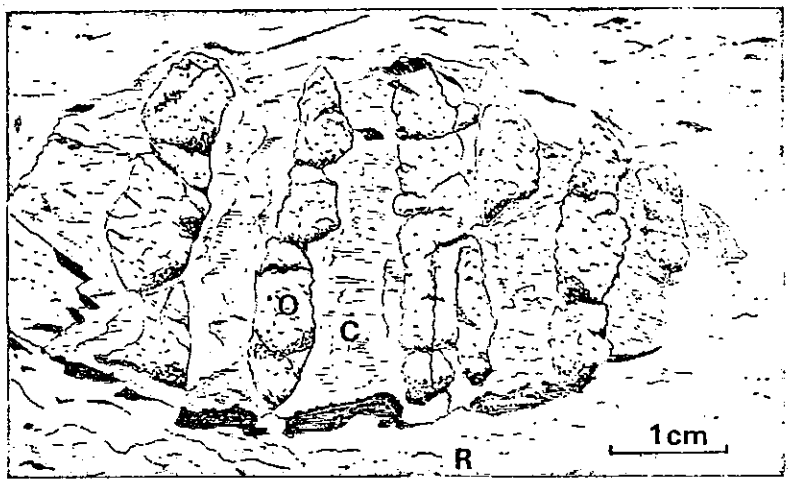


Fig. 20

Fig. 19 - Coussin de lave étiré en fuseau (hauteur 50 cm) dans une coulée verticalisée ; le grand axe du fuseau est sensiblement parallèle à la linéation L_2 des marbres voisins (non visible ; E du Sommet 2873 m ; série de Chabrière).

Fig. 20 - Nodules ferrugineux aplatis et boudinés dans les calcaires en plaquettes de la formation détritique rousse (Sommet Jacquet, série du Gondran). Les petits boudins d'oxyde ferrugineux (O) sont séparés par des fentes de tension à calcite fibreuse (C) ; ces structures indiquent un étirement dans la même direction que la linéation L_2 portée par la roche (R).

En conclusion les plis P_2 correspondent à une déformation sensiblement homogène pour l'ensemble du secteur étudié. Vu la géométrie semblable de leur profil, ces plis semblent s'être formés essentiellement par glissements (fluage et microcisaillements), parallèlement à leurs plans axiaux. Ils traduisent également un fort aplatissement perpendiculairement au plan de la schistosité S_2. Les plis P_2 portent par ailleurs la trace d'un important fluage parallèlement à leur axe, fluage qui pourrait être au moins partiellement contemporain de leur genèse (voir § 3 A d, p. 70). A ce propos on notera qu'un fluage parallèle à l'axe n'est pas caractéristique en soi de plis formés par glissement. La direction des glissements peut en effet être normale (CLOOS 1947), parallèle (BADOUX 1963 et PIQUE 1972) ou oblique (CARON 1973, HANSEN

1971 et MATTE 1968) par rapport à l'axe des plis. C'est un glissement oblique par rapport à leur axe qui va caractériser ici les plis P_3.

C. Les plis P_3 et les structures associées

Le style des plis P_3 mésoscopiques varie beaucoup suivant la compétence du matériel déformé :

- Dans les niveaux schisteux, la déformation se fait par d'innombrables microcisaillements dans les plans de la schistosité de crénulation S_3. Les plis sont presque isoclinaux et semblables ; ils sont associés à une linéation de microplis.

- Dans les calcaires siliceux et dans les niveaux les plus calcaires des calcschistes, la déformation résulte du fluage de la calcite et de la silice parallèlement aux plans axiaux des plis P_3, mais sans qu'il s'individualise obligatoirement une schistosité S_3 ou une linéation L_3. Les plis, assez fermés, avec des charnières arrondies et des flancs courts, montrent des profils de géométrie concentrique-aplatie à presque semblable (classe 1c de RAMSAY 1967).

- Les bancs massifs (marbres, brèches diverses) se déforment surtout par flexure, avec formation de plis ouverts très dissymétriques (avec un flanc très court). En profil, ces plis ont une géométrie concentrique (classe 1b de RAMSAY 1967) ; ils présentent une schistosité de fracture à l'intrados et parfois des fentes de tension à l'extrados (photo 6, p. 87).

- Dans les jaspes, à alternance régulière de niveaux phylliteux et quartzeux, la déformation se fait respectivement par microcisaillements (photo 4, p. 85) et par fluage, toujours parallèlement au plan axial des plis P_3. Ceux-ci, souvent en chevrons moyennement ouverts (30°), ont en profil une géométrie presque semblable (classe 1c à 2 de RAMSAY 1967). Les charnières aiguës sont fréquentes.

Les petits plis P_3 présentent souvent, en particulier dans les calcschistes, un aspect remarquable (fig. 21), caractéristique de leur mode de formation (CARON 1973, HANSEN 1971, HOWARD 1968, RAMSAY 1967 et TRICART 1973).

- Les axes des plis sont très fréquemment courbes, voire sinueux, et, à la limite, ils affectent la forme d'un fer à cheval (photo 7, p. 87). Ils restent néanmoins contenus dans les plans axiaux correspondants.

- De nombreux plis montrent une grande variation de profil, lorsque l'on se déplace le long de leur axe, et ceci même si celui-ci est relativement rectiligne : ce sont des plis acylindriques (photo 8, p. 87).

- Les charnières (mesurées parallèlement à l'axe) sont généralement courtes ; on observe alors de nombreux relais longitudinaux ; un cas extrême est celui de plis acylindriques, à axe courbe et à charnière courte, qui peuvent alors ressembler à des boules ou à des miches (photo 9, p. 87).

- Enfin, les axes plus ou moins rectilignes de plis contigus, même cylindriques, peuvent former entre eux des angles importants (jusqu'à 90°) : ce sont des plis désaxés (photo 10, p. 87).

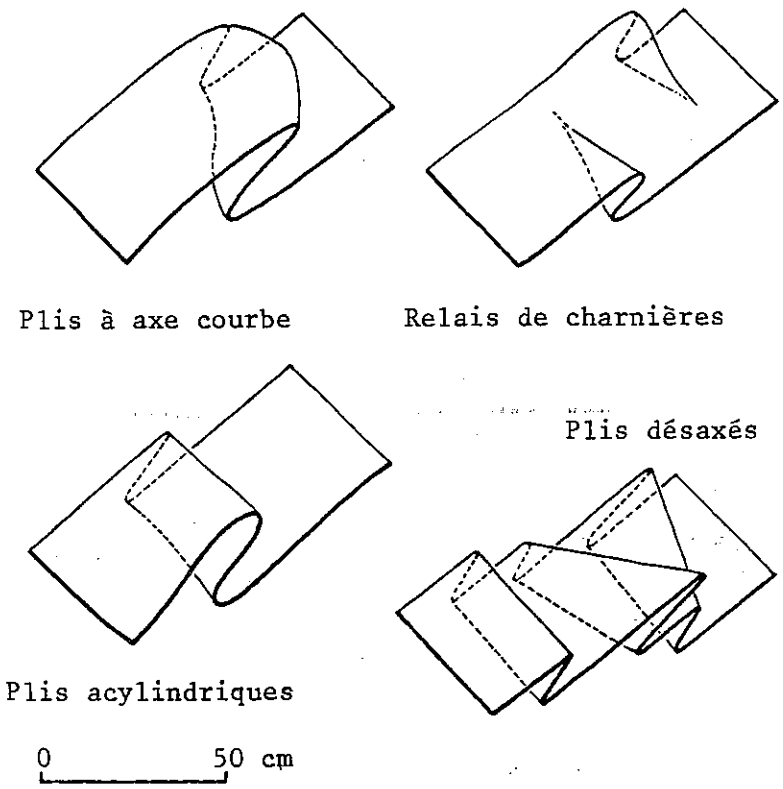


Fig. 21 - Quelques aspects particuliers des plis P_3 mésoscopiques.

Tous ces caractères sont la conséquence d'importants glissements dans une multitude de plans parallèles au plan axial des plis, qui constituent alors des "plans de glissement". Il peut en résulter une forte dispersion des axes des plis P_3, qui restent néanmoins contenus dans des plans parallèles à leur plan axial (CARON 1973, HANSEN 1971, HOWARD 1968, RAMSAY 1967, SCHUMACHER 1972 et TRICART 1973). Ces glissements viennent à la fois du fluage de la calcite et du quartz, par recristallisation (même sans S_3 individualisée), et d'innombrables microcisaillements (voir JEANNETTE 1971) dans les plans de la schistosité S_3.

Le style des plis P_3 peut varier de façon alternative suivant des zones grossièrement parallèles (fig. 22).

Des zones remarquablement pauvres en plis P_3 alternent avec des zones où au contraire, ces plis sont nombreux et serrés ; c'est dans ces zones-ci que l'on observe les plis P_3 acylindriques ou désaxés, à axe courbe ou à charnières courtes.

Les zones ainsi distinguées, décamétriques à hectométriques, sont en général grossièrement parallèles aux grandes assises, mais elles semblent relativement indépendantes de leur lithologie.

Le style des plis P_3, qui sont ainsi concentrés dans l'espace, n'est donc pas caractéristique du raccourcissement à l'échelle régionale ; il évoquerait plutôt un niveau structural plus profond que celui qui correspond aux grandes structures associées.

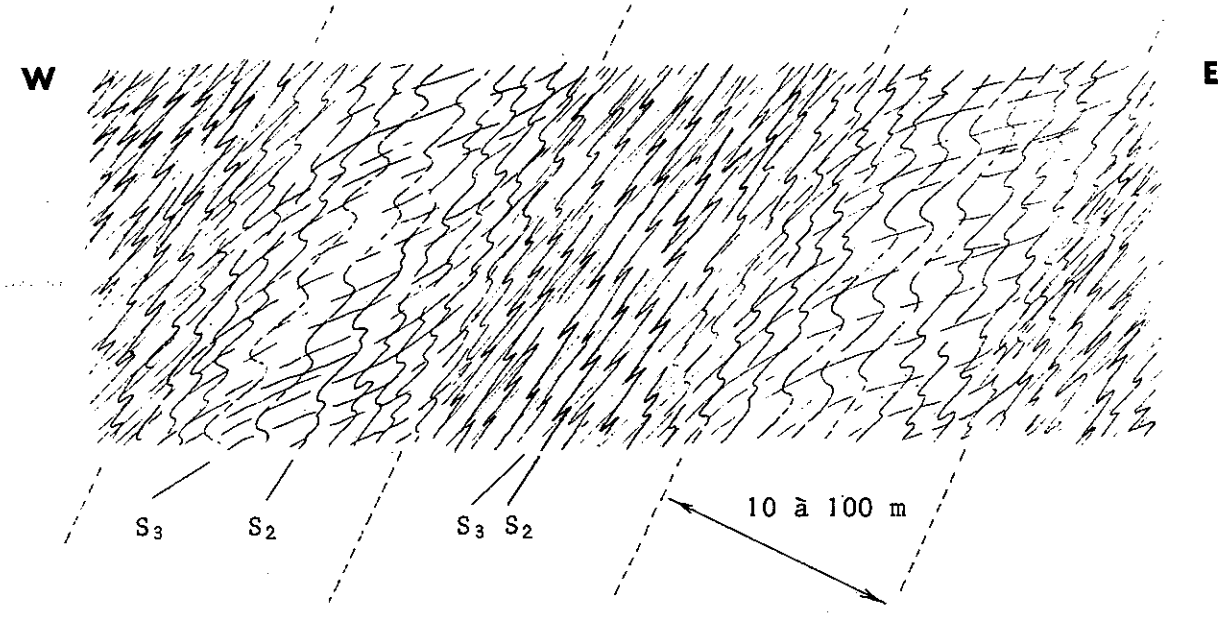


Fig. 22 - Variation alternative du style des plis P_3 mésoscopiques suivant des zones grossièrement parallèles (limitées par des tiretés sur la figure).

Le style des petits plis P_3 peut varier considérablement suivant leur position au sein d'un pli P_3 majeur (fig. 23 et 24).

D'une façon générale, toutes les observations faites sur les flancs normaux (décamétriques à hectométriques) de plis P_3, concordent ; les plis P_3 mésoscopiques y sont relativement ouverts et plutôt de style concentrique. La schistosité S_3 apparaît nettement sécante sur les débits $S_0 + S_1 + S_2$ confondus (voir photo 23, p. 139).

Sur les flancs inverses, le style est généralement différent ; les plis P_3 sont plus fermés et plus étirés ; la schistosité S_3 est confondue avec les autres débits $S_0 + S_1 + S_2$, qui parfois ne peuvent être reconnus qu'au microscope. C'est dans ces flancs inverses que l'on observe les alternances de zones décrites au § précédent.

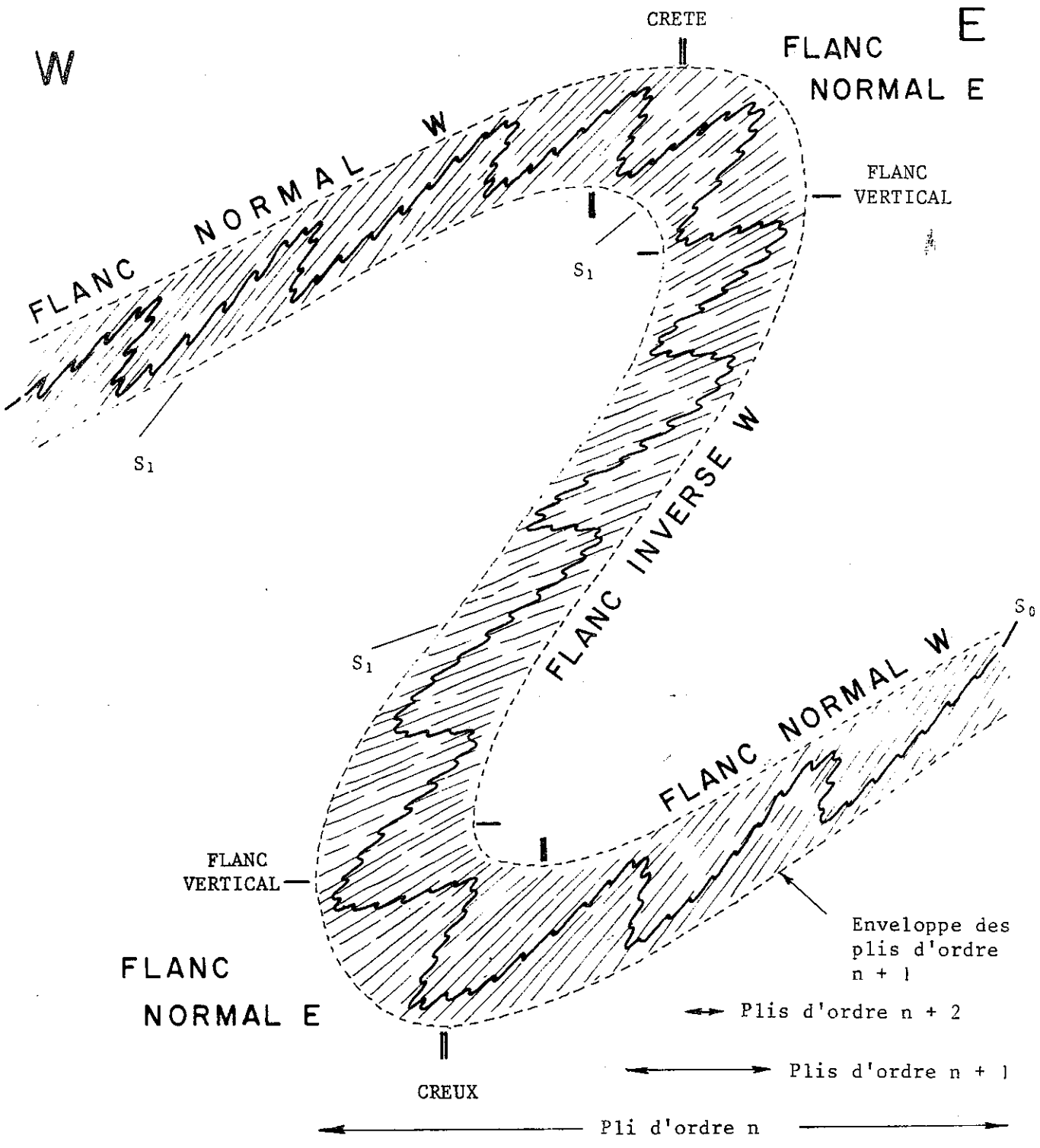


Fig. 23 - Nomenclature des flancs d'un pli d'ordre n déversé vers l'E (d'après RUHLAND 1970).

-On se situe au <u>flanc normal</u> d'un <u>pli d'ordre n</u> dans l'un ou l'autre des cas suivants :

- si la schistosité (S_1) de plan axial du pli d'ordre n ou de ses plis mineurs associés est plus pentée que l'enveloppe des plis mineurs d'ordre n + 1 (ou que la stratification (S_0), en l'absence de plis mineurs) ;
- si la schistosité définie plus haut pend en sens contraire de l'enveloppe des plis d'ordre n + 1 (ou de la stratification, en l'absence de plis mineurs).

-On se situe en <u>flanc inverse</u> du même pli dans le cas contraire, c'est-à-dire si la schistosité définie plus haut pend moins que l'enveloppe des plis d'ordre n + 1 (ou que la stratification, en l'absence de plis mineurs). Un flanc est dit E, W, ..., pour un pli d'ordre n, selon que l'enveloppe des plis d'ordre n + 1 (ou que la stratification, en l'absence de plis mineurs) pend vers l'E, W, ... La limite entre les différents flancs se situe donc au niveau, respectivement, de la crête, du creux et du flanc vertical du pli d'ordre n.

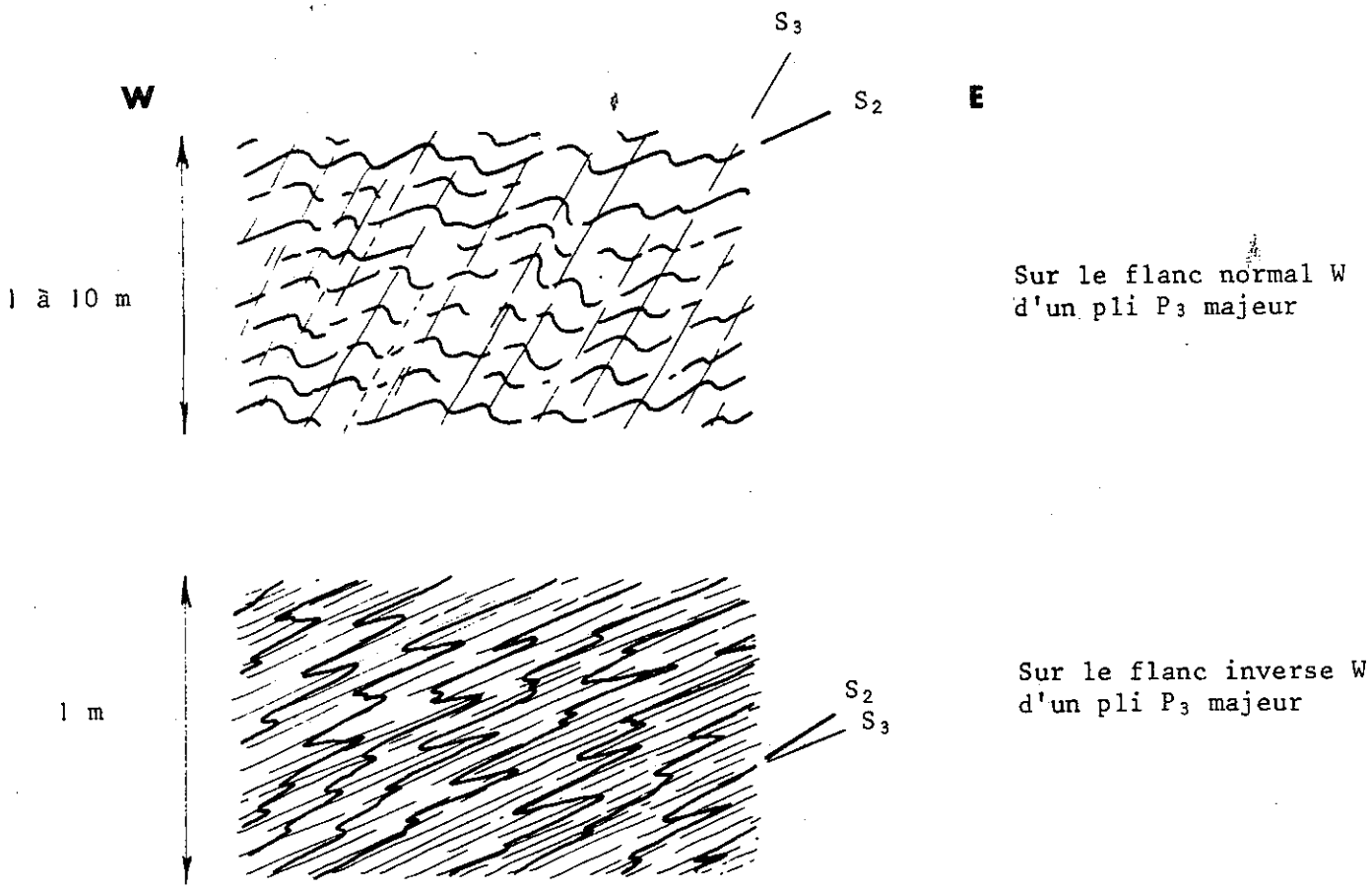


Fig. 24 - Variation du style des plis P_3 mineurs d'un flanc à l'autre d'un pli P_3 majeur.

Dans l'ensemble du secteur étudié les glissements dans les plans axiaux des plis P_3 mésoscopiques sont donc nettement plus importants dans les flancs majeurs inverses qui dans les flancs majeurs normaux. De plus, il est frappant de constater combien les flancs inverses semblent plus développés que les flancs normaux ; à la limite, ceci situerait l'ensemble du secteur étudié en flanc inverse pluri-kilométrique pour les plis P_3 (?). Ces distinctions sont faites en se référant à l' asymétrie des petits plis P_3 et à la position du débit S_3 par rapport au débit S_2.

Enfin certains affleurements montrent des plis P_3 particulièrement isoclinaux et étirés qui oblitèrent presque complètement les structures antérieures, du moins à l'échelle macroscopique. Dans ce cas, la linéation L_3 est pratiquement seule visible ; la schistosité S_3 correspond alors au débit principal des formations ; en particulier elle débite les calcaires et calcschistes en plaquettes contournées, irrégulières et biseautées, qui s'opposent aux plaquettes régulières à faces planes ("piles d'assiettes") correspondant au débit S_2 dans les mêmes formations (zones pauvres en plis P_3). Ces

zones riches en plis P_3 pourraient correspondre soit à des charnières de plis P_3 majeurs, soit à des zones de chevauchement lors de ce plissement.

En conclusion, les plis P_3 résultent de la superposition de deux mécanismes de déformation : d'une part un plissement de type concentrique (éventuellement suivi d'un aplatissement) et d'autre part des glissements dans des plans parallèles aux plans axiaux des plis. La part relative de ces deux processus semble varier de façon importante, en particulier en fonction de la position dans les grandes structures. Il s'ensuit que la déformation qui accompagne les plis P_3 semble beaucoup moins homogène que celle qui est associée aux plis P_2.

D. Les structures tardives

Ce sont des plis concentriques et ouverts, d'échelle variée (larges voussures, froissages ouverts, chevrons à plan axial redressé, plis conjugués et kink bands), associés à des fractures diverses (failles, diaclases, fentes de tension...). On commentera surtout leurs directions respectives (§ 3 C, p. 80-81).

3. Analyse des directions

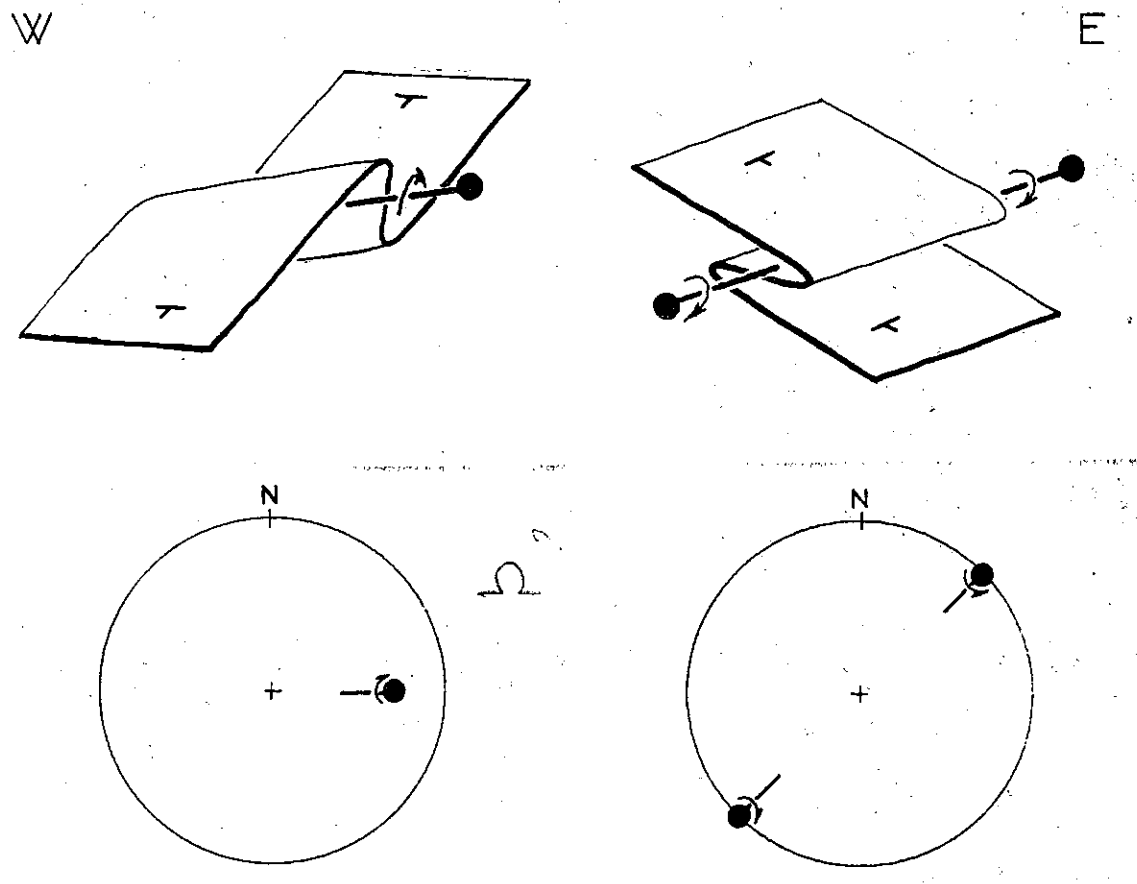
Avant d'aborder l'analyse des grandes structures régionales il convient, par l'étude de quelques affleurements représentatifs, de préciser dans quelle mesure les petites structures (charnières, schistosités, linéations...) des différentes générations peuvent être caractérisées par leur direction. Il faut examiner de quelle manière les structures les plus récentes sont susceptibles de modifier la direction initiale des structures plus anciennes.

Conventions utilisées

Les directions sont mesurées suivant une demi-circonférence graduée vers l'E à partir de la direction du Nord Magnétique (Nord Zéro). Les pendages des plans et les plongements des axes sont mesurés de 0 à 90° et suivis de l'orientation de leur inclinaison (RUHLAND 1970). Par exemple : un plan de direction NE-SW ayant un pendage de 70° vers le SE sera noté N 45,70 SE ; une linéation de direction NW-SE plongeant de 30° vers le NW sera notée N 135,30 NW.

On utilise la projection stéréographique méridienne de l'hémisphère supérieur (canevas de Wulff) afin de visualiser la position dans l'espace des différents éléments structuraux (BUCHER 1944, GROLIER 1961, HAMAN 1961, PHILLIPS 1955 et RUHLAND 1970).

Enfin on figurera le cas échéant l'asymétrie d'un pli par une flèche allant du flanc long vers le flanc court en tournant autour de l'axe du pli, que l'on observe suivant son plongement (fig. 25). Dans le cas d'un pli à axe horizontal deux flèches, tournant en sens inverse, sont nécessaires (fig. 25).



Pli de flanc normal sud (FNS)

axe N 90,10 W

Pli de flanc inverse sud-est (FISE)

axe N 45,horiz.

Fig. 25 - Convention pour figurer l'asymétrie d'un pli.

A. Les plis P_2 et P_3 au S du torrent des Prés Bergers

Les deux torrents au SE du torrent des Prés Bergers (un seul est figuré sur le fond topographique 1/20 000), entaillent la formation détritique rousse de la série du Gondran. Les couches, de direction N-S, pendent fortement vers l'W, comme dans la plus grande partie de la région étudiée ; cette disposition très régulière résulte d'une phase tectonique tardive, classiquement dite de rétrocharriage (voir § I 2, p. 3) qui provoque un déversement général des structures vers l'E et le chevauchement - le "rétrocharriage" - des unités briançonnaises, dans la même direction, sur les unités piémontaises.

a. Les petites structures visibles

Les dalles contiennent des plis isoclinaux de géométrie semblable dont les axes sont parallèles à une linéation d'intersection bien visible partout et généralement fortement pentée au SW.

Au microscope, on observe que le plan axial de ces plis est matérialisé par une schistosité de crénulation serrée qui correspond au débit en dalles des calcschistes : les plis observés déforment une foliation métamorphique plus ancienne. Nous interprèterons donc ces éléments comme correspondant aux plis P_2, à la linéation L_2 et à la schistosité S_2 (voir § 1, p. 50).

Les éléments précédents sont repris par de très nombreux plis, ouverts à isoclinaux, et de géométrie variable. Leurs axes, généralement N-S et horizontaux, peuvent acquérir de forts plongements. Ces plis apparaissent comme la seule déformation "pénétrative" ayant affecté les plis précédents. Nous les interprèterons comme des plis P_3 (voir § 1, p. 50).

b. L'enchaînement des plis P_3

Dans le deuxième torrent au SE du torrent des Prés Bergers, sur environ 300 m, tous les plis P_3 sont asymétriques de type flanc inverse et déversés vers l'E (fig. 26). L'enveloppe de ces plis, presque parallèle au débit général en dalles et en plaquettes (S_2), pend fortement vers l'W. On se situe donc dans le flanc inverse W au moins plurihectométrique d'un pli P_3 majeur (FIW_3 ; voir fig. 23, p. 57).

Les plis P_3 mésoscopiques (photo 3, p. 85) sont presque isoclinaux avec des charnières arrondies ; ils montrent en profil une géométrie de type concentrique aplati, mais ils tendent vers une géométrie de type semblable. Une schistosité S_3 (crénulation des micas, aplatissement du quartz et de la calcite), et éventuellement une linéation L_3, ne s'individualisent qu'aux charnières des plis P_3 ; ailleurs le débit S_3 semble confondu avec le débit S_2, qui est lui même parallélisé, à l'échelle macroscopique, avec les débits S_0 et S_1.

Des affleurements immédiatement au N (1er torrent au SE du torrent des Prés Bergers) complètent les précédents. Sur environ 30 m, les plis P_3 mésoscopiques sont asymétriques, de type flanc normal, et déversés vers l'E ; leur enveloppe pend assez doucement vers l'W : on se situe donc dans un grand flanc normal W (FNW voir fig. 23, p. 57) pour les plis P_3 (fig. 26 ; 2 et 3, fig. 29, p. 71).

Les plis P_3 mésoscopiques sont très ouverts avec des charnières très arrondies ; en profil ils ont une géométrie plutôt concentrique (photo 11, p. 87).

Ce flanc normal W est compris entre deux zones où les plis P_3 mésoscopiques sont asymétriques de type flanc inverse W (1 et 6, fig. 29, p. 71). Le changement d'asymétrie - passage d'un flanc à l'autre - se fait par deux zones de charnière :

L'une est faillée (entre 1 et 2, fig. 29, p. 71) ; l'autre (5, fig. 29) montre des plis P_3 décimétriques, isoclinaux et symétriques, dont le profil tend vers une géométrie semblable. Il apparaît une schistosité S_3 dont les plans, d'espacement centimétrique, sont le siège d'importants microcisaillements. C'est le seul endroit où apparaît une linéation L_3 d'intersection bien développée.

Il semble que les petits plis P_3 en cascade, de type flanc normal, se situent sur le flanc normal W d'un pli P_3 d'ordre immédiatement inférieur ; ce dernier serait lui-même de type flanc inverse W, car son flanc normal représente aussi son flanc court (fig. 26). Ce pli appartiendrait à un flanc inverse W majeur.

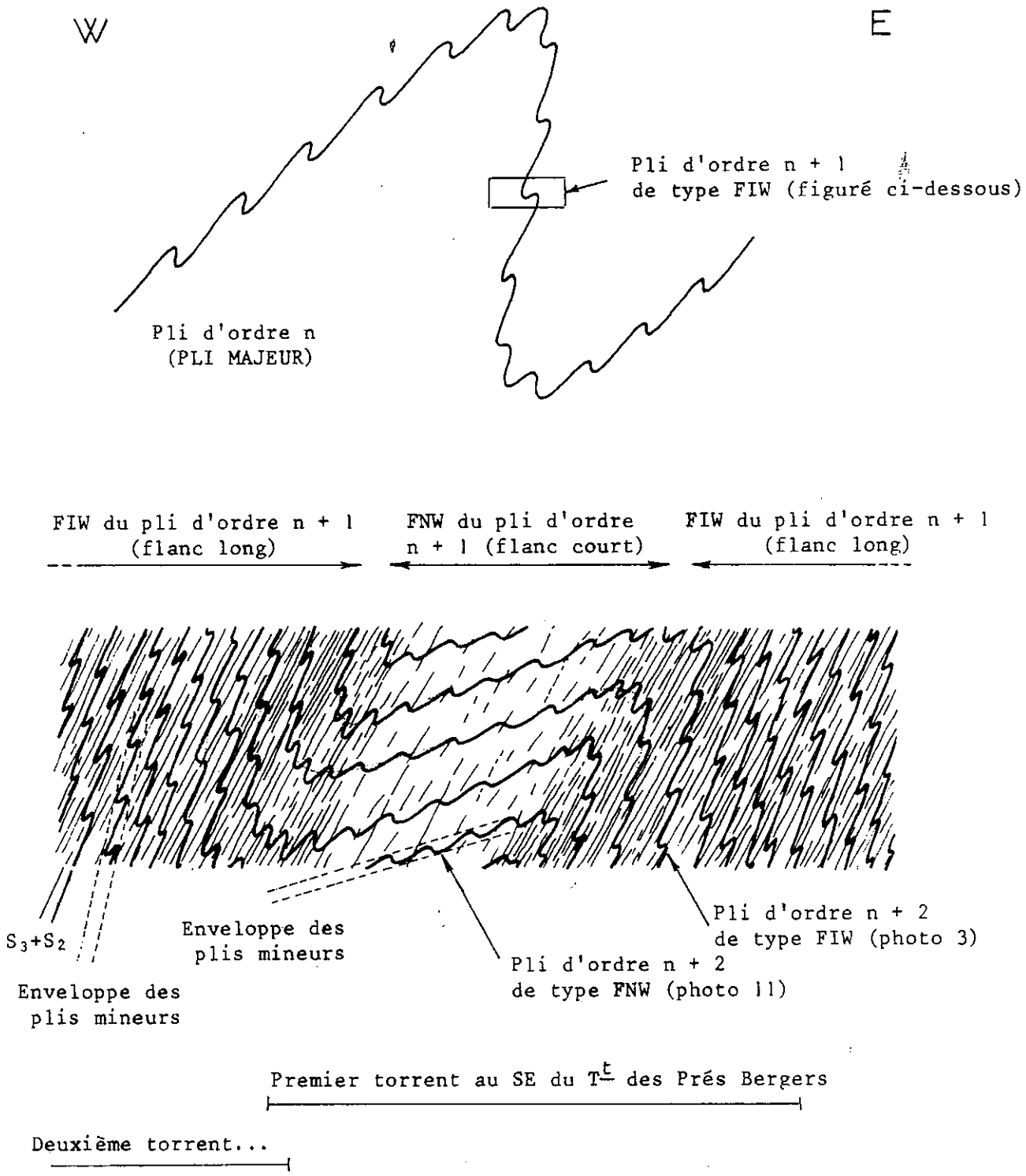


Fig. 26 - Enchaînement des plis P_3 au SE du Torrent des Prés Bergers.

c. Analyse d'un groupe de plis P_3 mésoscopiques

L'analyse des directions, grâce au report sur stéréogramme, permet de prolonger l'analyse du style des petites structures et de préciser les principaux mécanismes des déformations.

Les plis, visibles dans le deuxième torrent au SE de celui des Prés Bergers, appartiennent au flanc inverse W d'un pli P_3 majeur (voir § 3 A b, p. 61-62 et fig. 26). Les directions reportées sur la figure 27a concernent un groupe de 5 plis P_3 pluri-décimétriques contigus, analogues à celui de la photo 3, p. 85.

Les axes mesurés des plis P_3 sont sensiblement parallèles à l'axe moyen construit N 170, horizontal ; leurs plans axiaux sont parallèles entre eux, en N 170,45 W. Les plis sont pratiquement isoclinaux : sur leurs flancs, la schistosité S_2 est parallèle à leur plan axial, ce qui explique qu'en dehors des charnières des plis P_3, la schistosité S_3 demeure invisible. Les plis P_3 reprennent une linéation d'intersection identifiée comme la linéation L_2 (voir § 3 A a, p. 61).

> On oppose volontiers deux types de plis, qui correspondent en fait aux limites entre lesquelles varie la majorité des plis visibles :
>
> - les plis de type "concentrique" supposés formés par les mécanismes de flexure et de glissement couche à couche ;
>
> - les plis de type "semblable" supposés formés au contraire par flux ou glissement dans des plans parallèles à leur plan axial, c'est-à-dire dans les plans de leur schistosité ("plans de glissement"), et généralement suivant une direction précise au sein de ces plans ("direction des glissements").

Lorsque des plis reprennent une linéation plus ancienne, l'analyse des différentes directions prises par cette linéation par rapport aux éléments de symétrie des plis qui la déforment, permet de reconstituer en partie le type de déformation qui leur correspond (RAMSAY 1960 et 1967).

Si les plis P_3 étaient des plis de type "concentrique", la linéation L_2 tournerait autour de leur charnière, en conservant un angle constant avec leur axe ; c'est-à-dire que, sur stéréogramme, la linéation L_2 serait portée par *deux demi-petits cercles* centrés sur l'axe du pli P_3 (fig. 27b). Ce n'est pas le cas dans l'exemple étudié (fig. 27a) puisque cet angle varie en fait de 60° à 100° environ.

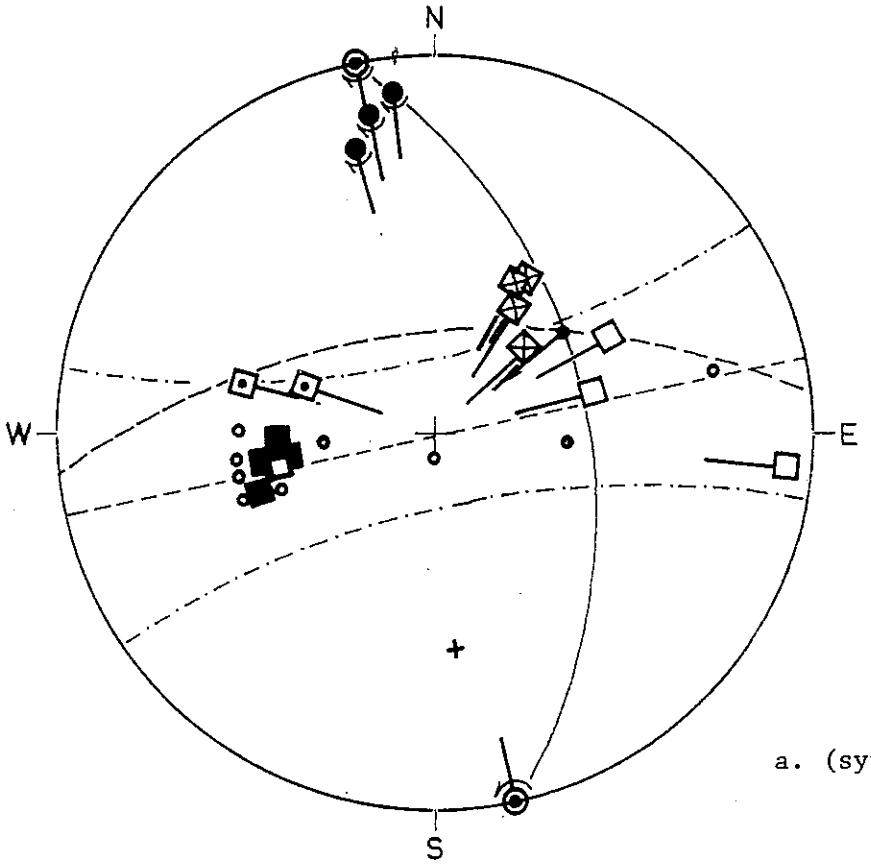
Si les plis P_3 étaient des plis de type "semblable" la linéation L_2 tournerait autour de leur charnière tout en restant contenue dans un plan qui contient aussi la direction des glissements ; sur stéréogramme, la linéation serait portée par *un grand cercle* (fig. 27c). *L'intersection du plan axial du pli P_3 et du plan contenant la linéation L_2 reprise, serait une droite parallèle à la direction des glissements lors de la genèse du pli ;* sur stéréogramme, cette direction serait indiquée par l'intersection des grands cercles correspondants (RAMSAY 1960, WEISS 1959) ; c'est la *"méthode de WEISS"* pour déterminer la direction des glissements dans de tels plis.

Dans l'exemple étudié, la linéation L_2 n'est pas tout à fait reprise dans un plan, puisque, sur stéréogramme (fig. 27a), elle ne s'inscrit qu'imparfaitement sur un grand cercle. Le pli P_3 semble néanmoins beaucoup plus proche du type "semblable" que du type "concentrique". La direction des glissements dans ce pli, déterminée par la "méthode de WEISS", serait approximativement N 55,40 SW ; elle serait donc *oblique* (70° environ) sur l'axe des plis P_3.

Remarquons enfin que les linéations portées par les deux flancs parallèles des plis P_3, ne font, entre elles, qu'un angle moyen de 20°. Cet angle serait pratiquement nul dans le cas d'un pli subisoclinal rigoureusement de type "semblable".

En conclusion, par leur géométrie propre comme par la manière dont ils reprennent la linéation L_2, les plis P_3 paraissent s'être formés en grande partie par glissement dans des plans parallèles à leur plan axial suivant une direction WSW-ENE, oblique sur leur axe.

Il s'agit donc probablement de plis formés en partie par flexure, glissement couche à couche et aplatissement, seuls mécanismes qui conduisent théoriquement à la forme isoclinale, et en partie, sinon essentiellement, par glissement dans des plans parallèles à leurs plans axiaux.



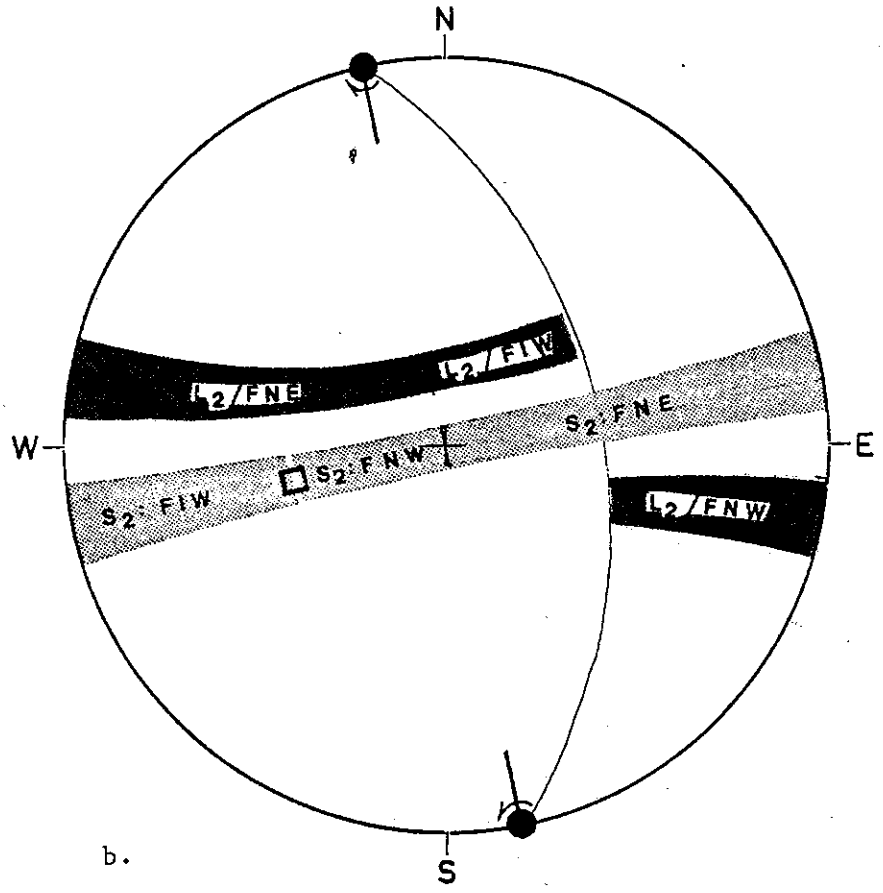
a. (symboles : voir fig. 28)

Fig. 27 - Reprise de la linéation L_2 par un groupe de plis P_3 mésoscopiques de type flanc inverse W (deuxième torrent au SE du torrent des Prés Bergers ; plis d'ordre n + 2 de la figure 26, p. 63).

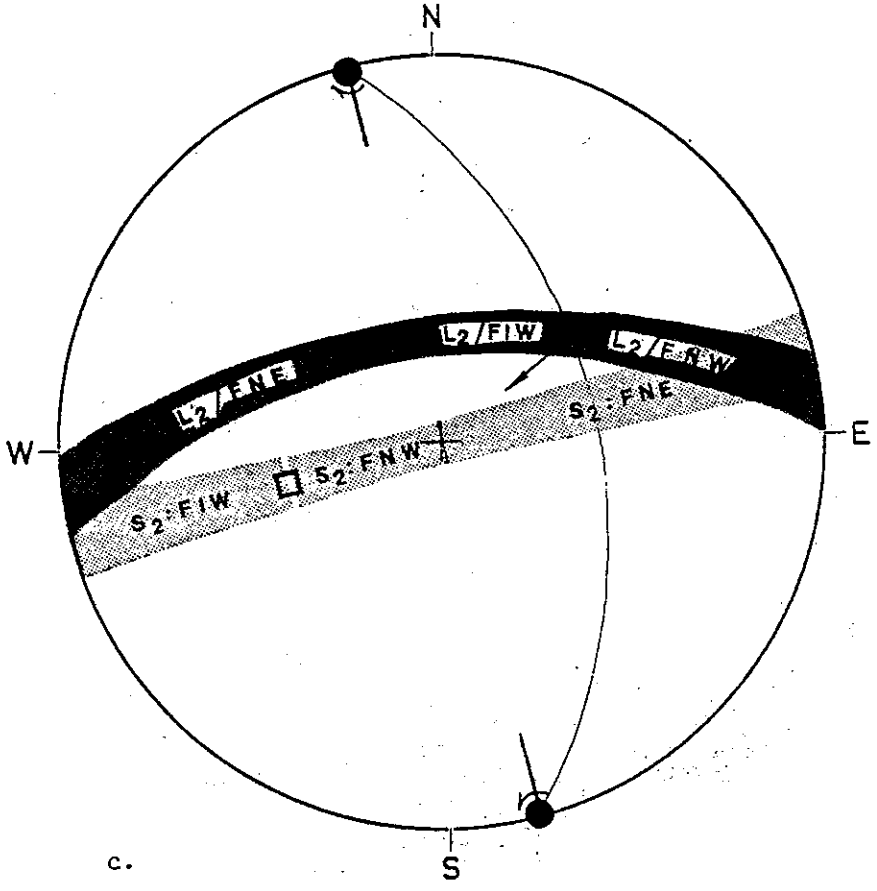
a - Stéréogramme analytique.
Même légende que la figure 28, p. 68. Les axes et les plans axiaux des plis P_3 sont respectivement bien groupés, ce qui justifie l'analyse sur un groupe de plis contigus plutôt que sur un seul pli. La linéation L_2 est presque reprise sur un grand cercle ; son intersection avec la trace du plan axial moyen des plis P_3 correspond à la direction des glissements dans ces plis : elle est nettement oblique sur leur axe.

b - Stéréogramme théorique figurant la reprise de la linéation L_2 sur un petit cercle par des plis P_3 supposés de type concentrique (essentiellement formés par flexure et glissement couche à couche). Cette dispersion théorique diffère nettement de la dispersion réelle.

c - Stéréogramme théorique figurant la reprise de la linéation L_2 sur un grand cercle par des plis P_3 supposés de type semblable (essentiellement formés par glissement parallèlement à leurs plans axiaux). Cette dispersion théorique est voisine de la dispersion réelle.


N
W
E
S
L2/FNE
L2/FIW
S2·FNE
S2·FNW
S2·FIW
L2/FNW

b.


N
W
E
S
L2/FIW
L2/FNW
L2/FNE
S2·FNE
S2·FNW
S2·FIW

c.

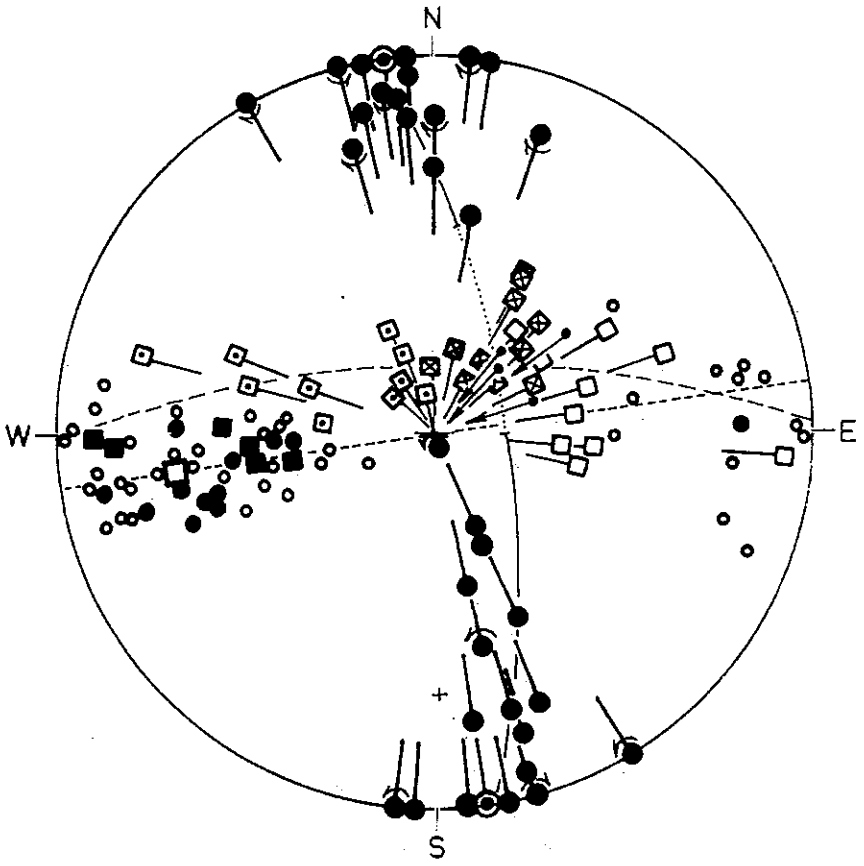


Fig. 28 - Dispersion des axes des plis P_2 et P_3 mésoscopiques sur le flanc inverse W plurihectométrique d'un pli P_3 majeur (deuxième torrent au SE du torrent des Prés Bergers ; plis P_3 et linéation L_2 représentés sur la photo 3, p. 85).

Eléments mesurés :

- axe d'un pli P_3 mésoscopique avec indication éventuelle de son asymétrie ;
- schistosité S_3 ;
- plan axial d'un pli P_3 mésoscopique ;
- schistosité S_2 ;
- linéation L_2 portée par le flanc normal E d'un pli P_3 mésoscopique ;
- " " inverse W " " ;
- " " normal W " " ;

Eléments construits :

- axe de zone de plans S_2 et S_3 (axe moyen des plis P_3 mésoscopiques) et grand cercle correspondant ;
- plan de glissements des plis P_3 avec angle de séparation (en pointillés) ;
- + plan contenant approximativement la linéation L_2 ;
- direction des glissements déterminée par la méthode de WEISS sur des plis P_3 mésoscopiques isolés.

d. La dispersion axiale sur le flanc inverse majeur

Les mesures concernent l'ensemble de l'affleurement (2e torrent au SE de celui des Prés Bergers) où se situe le groupe de plis décrit au § précédent. La fig. 28 représente les directions d'un grand nombre de petites structures qui appartiennent au flanc inverse W pluri-hectométrique d'un pli P_3 majeur (voir § 3 A b, p. 61 et fig. 26, p. 63).

Sur stéréogramme (fig. 28), les pôles des plans axiaux des plis P_3 et les pôles de la schistosité S_3 sont relativement *bien groupés* autour d'une position moyenne N 170,70 W, malgré la grande surface sur laquelle les mesures ont été prises*. Ces pôles coïncident avec la majorité des pôles des plans S_2, ce qui s'accorde avec la géométrie fermée des plis P_3.

Les axes de nombreux plis P_3 sont sub-horizontaux et ont une direction moyenne N 170* ; cette direction coïncide donc avec la direction du débit général $S_2 + S_3$. Les axes des autres plis P_3 sont *dispersés* de façon spectaculaire (plis désaxés, voir fig. 21, p. 55) et acquièrent, pour certains, des *plongements très forts*. Ils restent néanmoins *contenus dans un plan :* sur stéréogramme, les axes sont grossièrement portés par un grand cercle qui est la trace de leur plan axial moyen, sensiblement confondu avec le plan du débit général.

Ce type de dispersion résulte classiquement de glissements dans des plans parallèles au plan axial des plis, qui joue le rôle de plan de glissement (voir § 2 C, p. 55). Ici, le plan de glissement correspond essentiellement au débit général des couches c'est-à-dire aux schistosités S_2 et S_3 habituellement confondues, sauf dans les charnières des plis P_3, où il s'agit de la schistosité S_3 seule.

Si on considère le grand cercle portant les axes des plis P_3, on voit qu'une portion de ce cercle est dépourvue d'axe et sépare deux groupes d'axes ayant des asymétries opposées : cet arc de cercle représente l' *"angle de séparation"* (CARON 1973, HANSEN 1971, TRICART 1973) *qui contient théoriquement la direction des glissements.* Cette direction a pu être déterminée, par ailleurs, sur plusieurs plis P_3 décimétriques isolés reprenant la linéation L_2 (méthode de WEISS : voir § 3 A c, p. 65); les différentes directions, ainsi trouvées, sont assez bien groupées de N 40,60 SW à N 70,60 SW, et se placent bien dans l'angle de séparation défini plus haut.

*Les dispersions, verticales pour les plans, et horizontales pour les axes, sont dues en grande partie au fauchage des couches, inévitable à cette altitude.

La linéation L_2, quoique mesurée sur un grand nombre de plis P_3, reste grossièrement contenue dans un plan. La trace de celui-ci coupe la trace du plan de glissement dans l'angle de séparation. Bien que la méthode de WEISS ne s'applique normalement qu'à des plis isolés, il semble que l'on puisse obtenir là une solution globabe et supplémentaire, env. N 45,65 SW, pour la direction des glissements.

On remarque enfin que la linéation L_2, qui est portée par les dalles conformes au débit général, garde une direction relativement constante, qu'elle soit sur le flanc normal W ou sur le flanc inverse W d'un pli P_3 ; *elle matérialise pratiquement la direction des glissements contemporains des plis* P_3. Il est donc géométriquement possible qu'une partie des structures indiquant un étirement parallèlement à la linéation L_2 date de la genèse desplis P_3.

En conclusion, l'ensemble de ce flanc inverse W majeur pour les plis P_3 *est le siège d'importants glissements dans la schistosité* S_3 *et très souvent dans la schistosité* S_2 *qui est pratiquement confondue avec elle. Ces glissements modifient fortement la direction des éléments tectoniques et l'on peut opposer :*

- *d'une part la grande dispersion axiale des petits plis* P_3 ;

- *d'autre part la constance de la direction des glissements, d'un petit pli* P_3 *à l'autre, ainsi que la constance de la linéation* L_2 *qui est portée par les dalles hors des charnières des plis* P_3, *et qui matérialise pratiquement la direction des glissements.*

e. Analyse d'un pli P_3 pluri-décamétrique

Les éléments tectoniques dessinés sur la fig. 29 sont ceux du pli P_3 pluri-décamétrique de type flanc inverse W qui affleure dans le 1er torrent au SE de celui des Prés Bergers (voir § 3 A b, p. 62 et fig. 26, p. 63). Les axes des plis P_3 décimétriques sont assez bien groupés autour de l'axe moyen du grand pli (axe de zone des plans S_2 et S_3), N 165 horizontal ; cette faible dispersion, à mettre en relation avec le style concentrique des plis, montre que *les glissements différentiels parallèlement aux plans axiaux des plis* P_3 *sont bien moins importants que dans le flanc inverse majeur* (fig. 28).

A l'échelle du pli pluri-décamétrique (n° 1 à 6, fig. 29) la linéation L_2 n'est pourtant pas reprise sur un petit cercle. Les mesures sont cependant insuffisantes pour vérifier si la reprise s'effectue exactement sur un grand cercle. On remarque enfin qu'en 1 et en 6 (fig. 29), c'est-à-dire sur les flancs inverses du pli pluri-décamétrique, le débit S_2 est pratiquement confondu avec le plan de glissement N 165,65 W du grand pli P_3 (S_3 et plan axial majeur) ; la

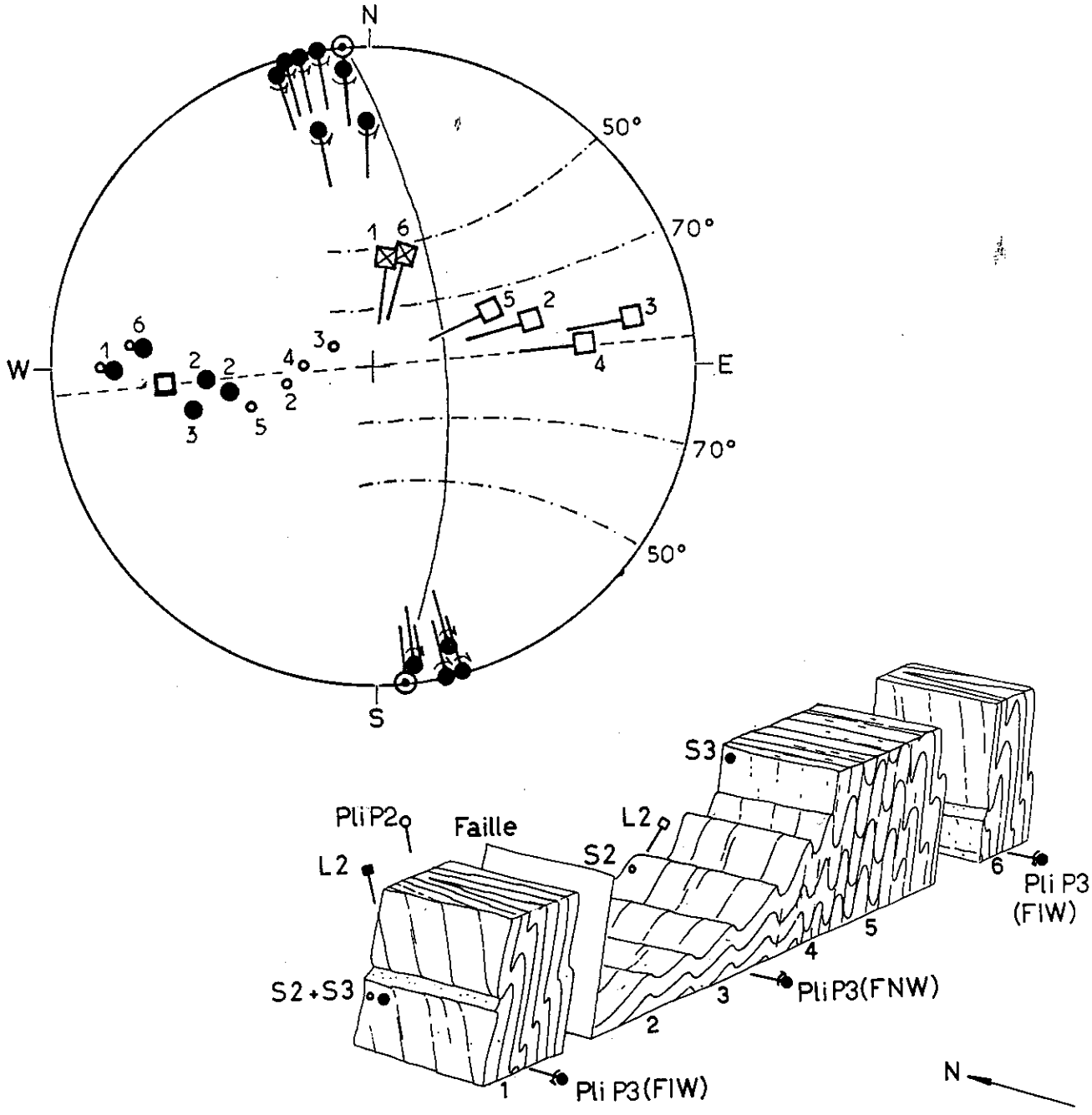


Fig. 29 - Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 pluridécamétrique de type flanc inverse W (premier torrent au SE du torrent des Prés Bergers ; pli d'ordre n + 1 de la figure 26, p. 63).
Mêmes symboles que pour la figure 28, p. 68.

linéation L_2 portée par ces dalles s'approche de la direction des glissements déterminée plus haut (fig. 27 et 28).

f. Les plis P_3 et les rétrocharriages

Du fait de l'importance des glissements qui désaxent les petits plis P_3, il est difficile de changer d'échelle et d'établir les corrélations entre ces petits plis et les grandes structures.

On peut remarquer qu'il y a coïncidence entre :

- l'axe de zone des schistosités S_2 et S_3 (positions moyennes) ;

- l'axe des petits plis P_3 de type plutôt concentrique (en particulier les plis de flanc normal W, fig. 29) ; ces plis ne semblent pas très affectés par les glissements et leurs axes sont susceptibles de n'avoir été qu'assez peu tournés ;

- l'axe moyen des petits plis P_3 de flanc inverse W (fig. 28, p. 68), qui eux, sont en partie désaxés par d'importants glissements parallèlement à leurs plans axiaux.

Ces trois axes sont grossièrement N-S et horizontaux. Ils sont donc parallèles à la direction générale des dalles de Schistes lustrés. Les plis P_3 sont nettement déversés vers l'E autour de cet axe N-S horizontal et l'on n'observe aucune trace d'un plissement plus tardif susceptible d'avoir modifié ce sens de déversement.

Les plis P_3 semblent donc responsables de la direction méridienne des assises de Schistes lustrés et de leur déversement vers l'E. Or cette position résulte de mouvements vers l'E qui caractérisent classiquement une phase tectonique majeure tardive (§ 3 A, p. 61).

On peut donc rapporter les plis P_3 à la phase de rétrocharriage (s.l.).

B. Analyse de quelques plis P_3 mineurs

Les plis P_3, qui affleurent en d'autres endroits du secteur étudié, reprennent la linéation L_2 de façons diverses. La chronologie est chaque fois établie de la même manière :

- les plis P_3, isoclinaux, ne peuvent être confondus avec les plis plus tardifs, d'un style très différent (chevrons ouverts, kink bands...) ;

- les plis P_3 reprennent une linéation (L_2) parallèle à l'axe de plis isoclinaux (P_2) étirés ;

- ces derniers ne peuvent être confondus avec des plis P_1 éventuels car la schistosité qu'ils développent, parallèlement à leur plan axial, est une schistosité de crénulation :

- ces éléments seuls sont visibles, à l'exclusion de tout autre indice d'une quatrième génération de plis isoclinaux.

a. Un pli P_3 reprenant la linéation L_2 sur un petit cercle

L'exemple (fig. 30), est pris dans la partie haute des falaises qui se trouvent face au hameau de Bois Noir. Le pli P_3, décimétrique, est isoclinal

et déversé vers l'ESE ; en profil, il présente une géométrie de type concentrique (peu) aplati (classe 1c de RAMSAY 1967).

L'axe du pli est courbe (arc de 37°) et grossièrement N-S. Le pli reprend une linéation L_2, qui garde un angle relativement constant (40°-60°) avec l'axe (N 0,20 N) de la portion de charnière où les mesures ont été faites. La reprise se fait grossièrement sur une hélice, c'est-à-dire sur un petit cercle en projection stéréographique : elle caractérise un pli essentiellement formé par flexure et glissement couche-à-couche.

On peut restituer approximativement la direction primitive de la linéation L_2 en déroulant le pli P_3 et en remettant son axe à l'horizontale : avant sa reprise par le pli P_3, la linéation L_2 pouvait être N 140, en supposant qu'elle fut horizontale.

Des glissements modérés, dans des plans parallèles au plan axial du pli P_3, semblent néanmoins avoir eu lieu, courbant légèrement l'axe du pli. Ils paraissent surtout avoir été sensibles près de la charnière, où ils auraient écarté la linéation L_2 du petit cercle de reprise.

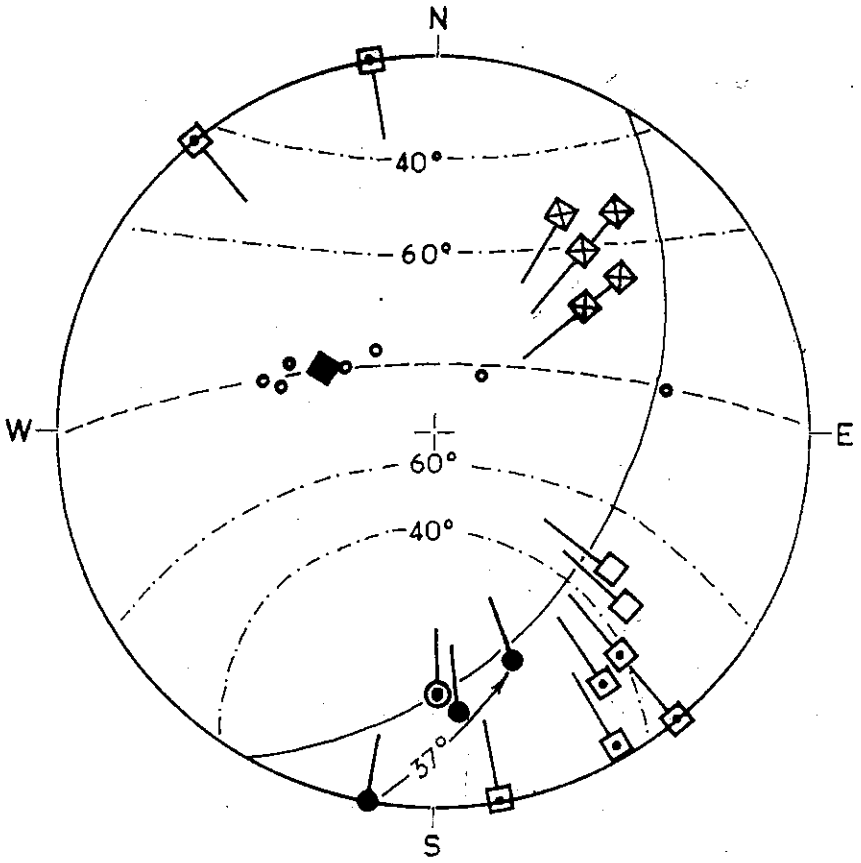
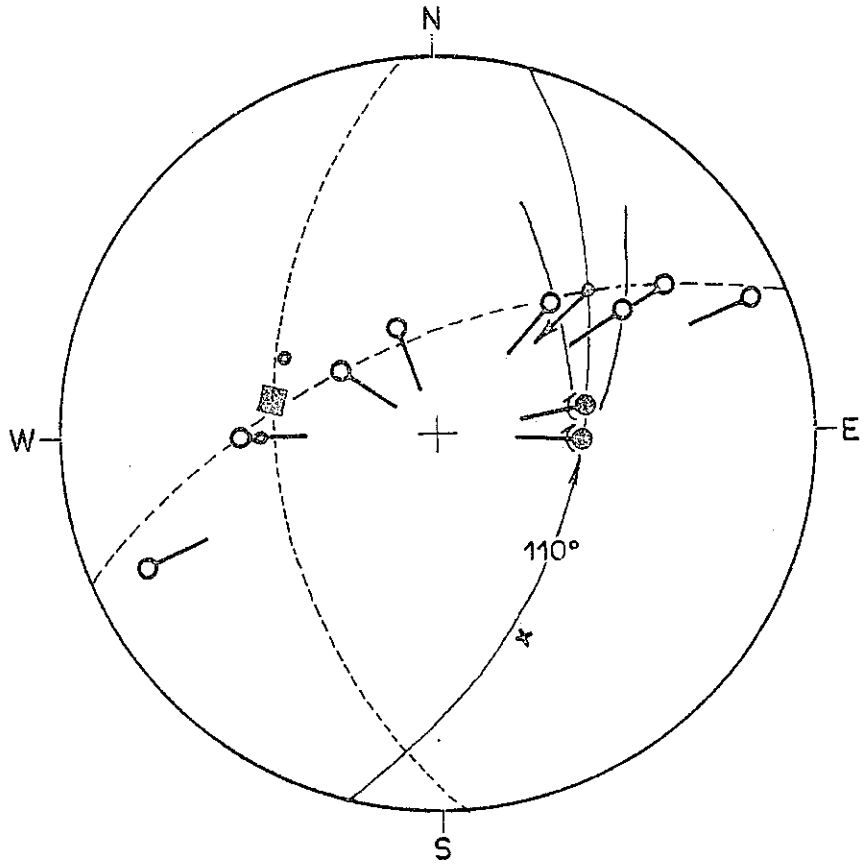


Fig. 30 - Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 mésoscopique de type concentrique (calcschistes de la série du Gondran dans les falaises face au hameau de Bois Noir).

Mêmes symboles que pour la figure 28 (p. 68). Les linéations L_2 ont été mesurées sur un même profil, correspondant à l'axe construit, ainsi qu'à l'axe mesuré qui en est le plus proche. Les 2 petits cercles sont le lieu des droites faisant un angle respectivement de 40 et 60° avec l'axe construit du pli P_3. Dans le cas d'un pli de type parfaitement concentrique la linéation L_2 s'inscrirait sur un petit cercle unique.

b. Des plis P_3 reprenant la linéation L_2 sur un grand cercle

Les exemples (fig. 31 à 35) sont volontairement pris en des lieux divers et dans des formations variées. Il s'agit chaque fois d'un pli P_3 pluridécimétrique isoclinal qui présente, en profil, une géométrie de type concentrique (très) aplati (classe 1c de RAMSAY 1967).



a - Stéréogramme analytique.

axe d'un pli P_3 (plusieurs mesures dans le cas d'une charnière courbe) ;

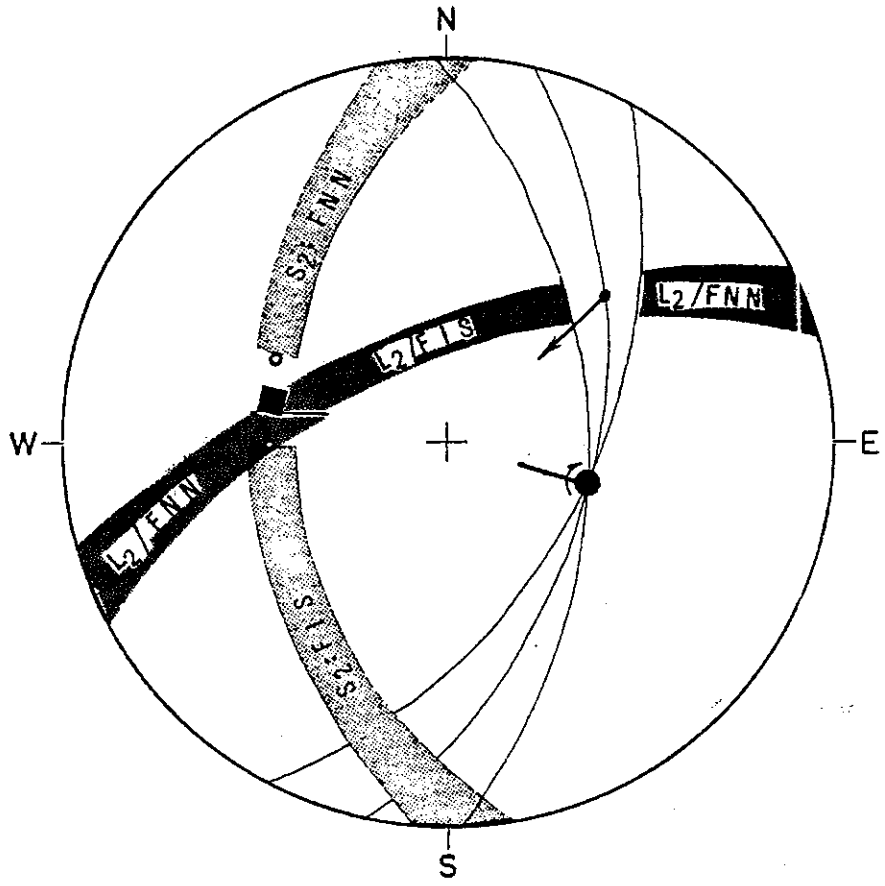
plan axial du pli P_3 (correspond au plan de glissement) ;

direction des glissements dans le plan axial du pli P_3 ;

linéation L_2 ;

schistosité S_2 ;

plan de reprise de la linéation L_2 ;



b - Stéréogramme théorique montrant la reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 "désaxé" de type semblable. La dispersion de la linéation L_2 dans un plan est commandée par l'angle d'ouverture du pli P_3 et par la position de son plan axial. L'axe du pli P_3 est dans la ligne de plus grande pente du plan axial : il a probablement été tourné par des glissements différentiels dans des plans parallèles à ce plan axial. Bien que d'axe E-W, le pli a la signification d'un pli de flanc normal W.

Fig. 31 - Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 mésoscopique de type semblable (face N du massif du Lac de Clausis ; calcschistes de la série du Gondran).

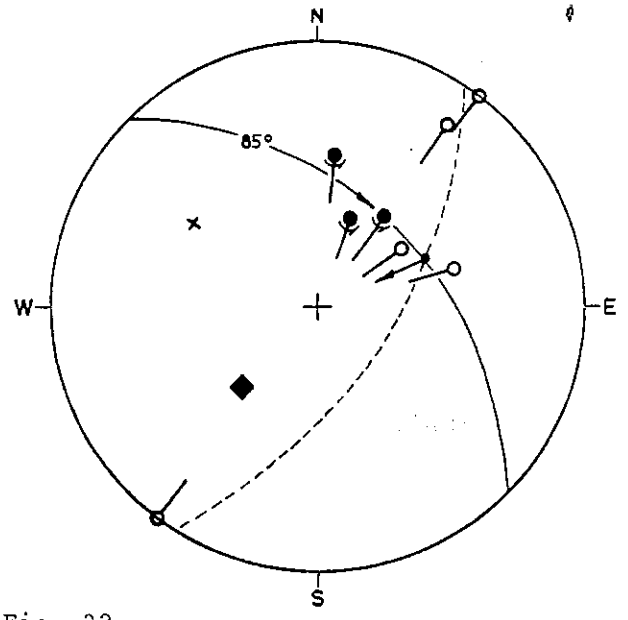


Fig. 32

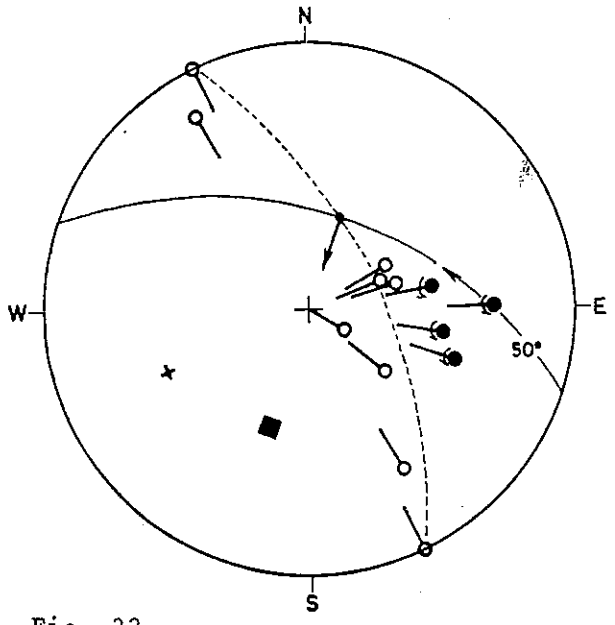


Fig. 33

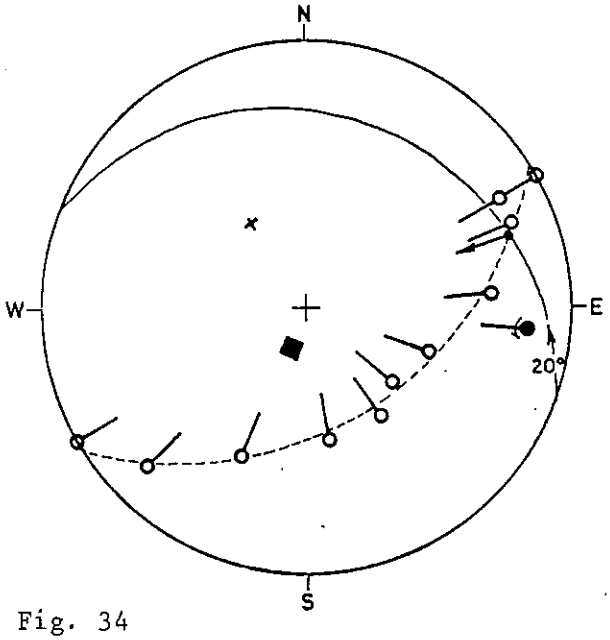


Fig. 34

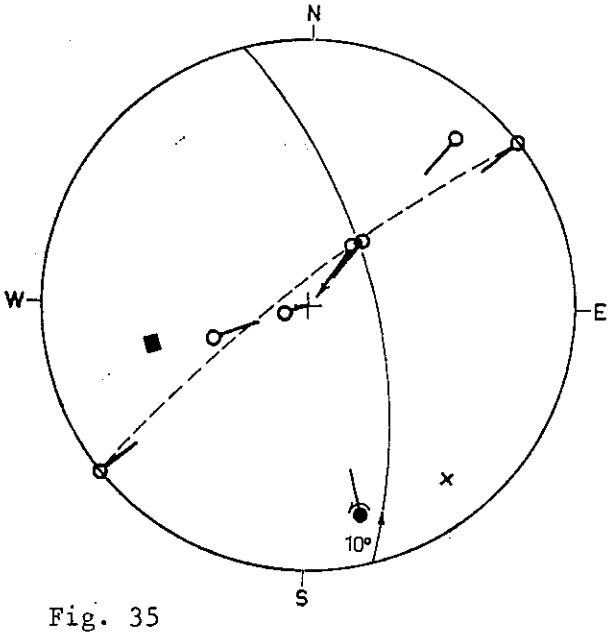


Fig. 35

Fig. 32, 33, 34 et 35 - Autres exemples de reprise de la linéation L_2 par des plis P_3 mésoscopiques de type semblable (formation de la Replatte de la face N de Roche Noire (fig. 32 et 33), du Col N de Cristillan (fig. 34) et du Col des Ugousses (fig. 35)).

Mêmes symboles que pour la figure 31. Dans chaque exemple, la linéation L_2 est reprise dans un plan différent. La direction des glissements dans les plis P_3 apparaît comme la direction la plus constante (comparer avec les fig. 27, p. 66 et 31, p. 74). Les plis P_3 sont très désaxés et tendent à se paralléliser avec la direction précédente, on a figuré, pour chaque pli la rotation qu'il a subit dans le cas où son axe était primitivement horizontal.

La direction des plans axiaux des plis P_3 varie de WNW-ESE à NNE-SSW ; le fauchage des couches, partout important sur les crêtes élevées, est en partie responsable de l'ampleur de cette variation.

Les axes des plis P_3 présentent le plus souvent de forts plongements et se placent parfois dans la ligne de plus grande pente du plan axial (fig. 31 et 32).

Tous ces plis reprennent la linéation L_2 dans un plan, ce qui caractérise des plis formés essentiellement par glissement. L'intersection du plan axial et du plan contenant la linéation L_2 donne, pour chaque pli, la direction des glissements correspondante (voir § 3 A c, p. 65). On remarque qu'elle reste NE-SW ou ENE-WSW malgré la grande dispersion des autres éléments : *la direction des glissements parallèlement aux plans axiaux des plis P_3 reste plus ou moins fixe dans l'ensemble du secteur étudié ; c'est là une des caractéristiques principales de la 3e génération de petites structures.*

Le plan contenant la linéation L_2 est très variable ; sa position ne paraît pas dépendre uniquement de l'orientation initiale des axes des plis P_2 et P_3 (probablement constante, en moyenne, pour le secteur étudié), ni de la direction des glissements dans les plans axiaux des plis P_3 (constante elle aussi). La part relative de ces glissements par rapport aux autres mécanismes de déformation (flexure, glissement couche-à-couche, aplatissement...) semble jouer un rôle important.

On peut interpréter la position très redressée des axes des plis P_3 comme la conséquence directe des glissements parallèlement aux plans axiaux. Ces glissements tournent les axes et tendent à les paralléliser avec leur direction propre ; la rotation s'effectue dans le plan axial de chaque pli qui correspond aussi au plan de glissement.

Pour interpréter l'asymétrie d'un pli ainsi complètement desaxé, dont l'axe est dans la ligne de plus grande pente du plan axial, il semble légitime de ramener cet axe à l'horizontale en le faisant tourner dans le plan axial sans le faire passer par la direction de glissement. Ainsi les plis des fig. 31 et 32 apparaissent de type flanc normal bien qu'ayant à la fois des axes voisins et des asymétries apparemment opposées. Les plis des figures 33 et 34 apparaissent par contre, par cette méthode, de type flanc inverse.

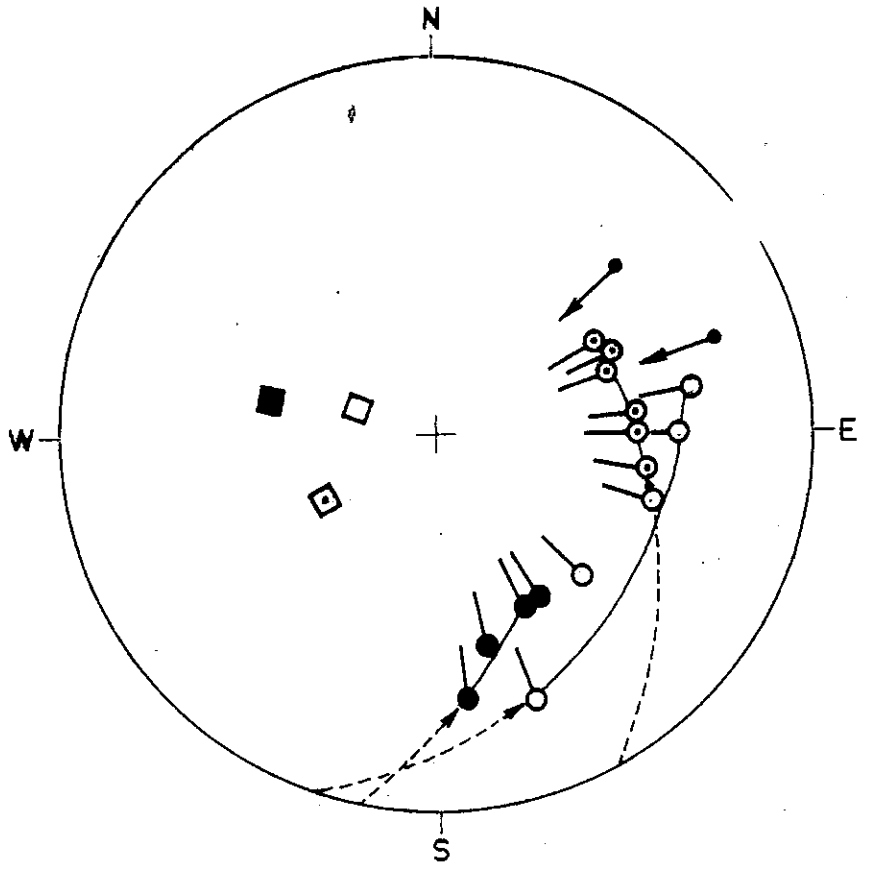


Fig. 36 - Dispersion axiale de plis P_3 mésoscopiques à axe courbe (jaspes du sommet 3071 m).

Eléments mesurés

axes courbes de 3 plis P_3 ;

Eléments construits

leurs plans axiaux respectifs ;

direction des glissements dans les plans axiaux.

Les flèches visualisent la rotation subie par chaque pli dans son plan axial sous l'effet de glissements différentiels dans des plans parallèles à ce plan, dans le cas où les axes étaient primitivement horizontaux. On observe tous les intermédiaires entre des axes à faible plongement et d'autres, redressés, qui sont quasiment paralléllisés avec la direction des glissements comme c'est le cas sur la figure 28, p. 68; mais ici, cette dispersion sur un arc à 100°, n'est le fait que de trois plis métriques contigus.

c. Des plis P_3 à axes courbes

Les mesures ont été faites dans des jaspes près du sommet 3071 m, en rive gauche du Cristillan, sur trois plis décimétriques contigus, à charnière courte (1 m), dont les axes sont particulièrement sinueux.

Théoriquement, *tous les axes courbes sont contenus dans un plan unique*, qui correspond à leur plan axial commun ainsi qu'à leur plan de glissement.

Sur la fig. 36, on voit que pour chaque pli les différentes directions prises par l'axe restent portées par un même grand cercle. Les trois grands cercles, correspondant aux trois plis, sont assez voisins. Le grand cercle moyen correspond en principe au plan de glissement.

d. Conclusion : les mécanismes de la déformation et la direction axiale des petits plis

Sur une grande partie du secteur étudié, on observe *tous les intermédiaires* entre :

- des plis P_3, de style plutôt concentrique, formés principalement par flexure et glissements couche-à-couche, d'axe N-S ;

- des plis P_3, de style plutôt semblable, largement affectés par d'importants glissements dans des plans parallèles à leurs plans axiaux ; l'axe de ces plis peut prendre la direction EW, avec un fort pendage vers l'W ; il se parallélise alors plus ou moins avec la direction des glissements.

Il est tentant d'interpréter les plis P_3 *concentriques* comme les témoins d'un *stade initial* de la déformation, épargnés par les effets d'une évolution plus récente. Celle-ci, dont les plis P_3 *semblables* représenteraient le *stade ultime*, serait caractérisée par d'importants mouvements tangentiels dans des plans parallèles aux plans axiaux des plis P_3 (schistosité S_3 et surtout schistosité S_2, qui lui est le plus souvent parallèle). Ceci n'est pas démontré et il ne faut pas exclure une interprétation analogue à celle de BORRADAILLE (1972) : les plis seraient apparus avec des axes horizontaux, puis ces axes auraient été tournés progressivement vers la direction des glissements comme cela est envisagé précédemment ; mais les plis se formant à plusieurs reprises, et tout au long de l'épisode de déformation, ceux dont les axes plongent le plus seraient les plus anciens et ceux à axe encore horizontal seraient les plus récents.

Quoi qu'il en soit, ces glissements se font dans une direction ENE-WSW à NE-SW remarquablement constante pour toute la région étudiée et qui, seule, caractérise vraiment la 3e génération de structures.

Ils tendent à paralléliser avec leur direction tous les éléments linéaires préexistants ; ce parallélisme est généralement réalisé pour les axes des plis P_2 ; il ne l'est que dans les cas extrêmes pour les axes des plis P_3.

Malgré ces dispersions, on peut proposer une direction primitive NW-SE pour les plis P_2 et N-S pour les plis P_3.

C. Les plis ouverts tardifs

Les plis tardifs se regroupent essentiellement en trois familles principales, qui sont représentées dans l'ensemble du secteur étudié, et qui se distinguent par leurs directions (fig. 37).

a. Les plis N-S

Les plis N-S sont les plus anciens ; ils apparaissent généralement comme des flexures ouvertes, métriques à décamétriques, associées à des fentes de tension et à des kink-bands. Ils pourraient correspondre à la fin de l'épisode de déformation associé aux plis P_3.

b. Les plis NE-SW à ENE-WSW

Des ondulations, des froissages crénulants et des kink-bands sont associés à une linéation de microplis ou de microkink-bands et à des fentes de tension. La linéation, très visible sur toutes les surfaces micacées dans l'ensemble du secteur étudié, est souvent bien plus marquée que les linéations L_2 ou L_3.

Localement, à l'extrémité NW du secteur étudié (crête du Puy, crête de Tançinion...), la linéation tardive est associée à des plis en chevrons (ouverture des flancs : 70°) décimétriques, à plans axiaux verticaux, d'axe N 70 horizontal (photo 12, p. 87). Ces plis présentent la particularité de n'apparaître que dans des aires restreintes (pluri-décamétriques) où ils se juxtaposent en véritables accordéons ; ailleurs, seule la linéation N 70 est visible. Ces plis, qui déforment nettement la linéation L_3, ont été appelées plis P_4. Une grande structure pourrait leur être associée, au Sud de la Pointe de Rasis (voir § IX 3, p. 153).

c. Les plis E-W

Les plis E-W paraissent être les plus récents. Ce sont des ondulations très plates et des kink-bands, sans linéation associée. Ils ne dispersent les linéations antérieures que très localement.

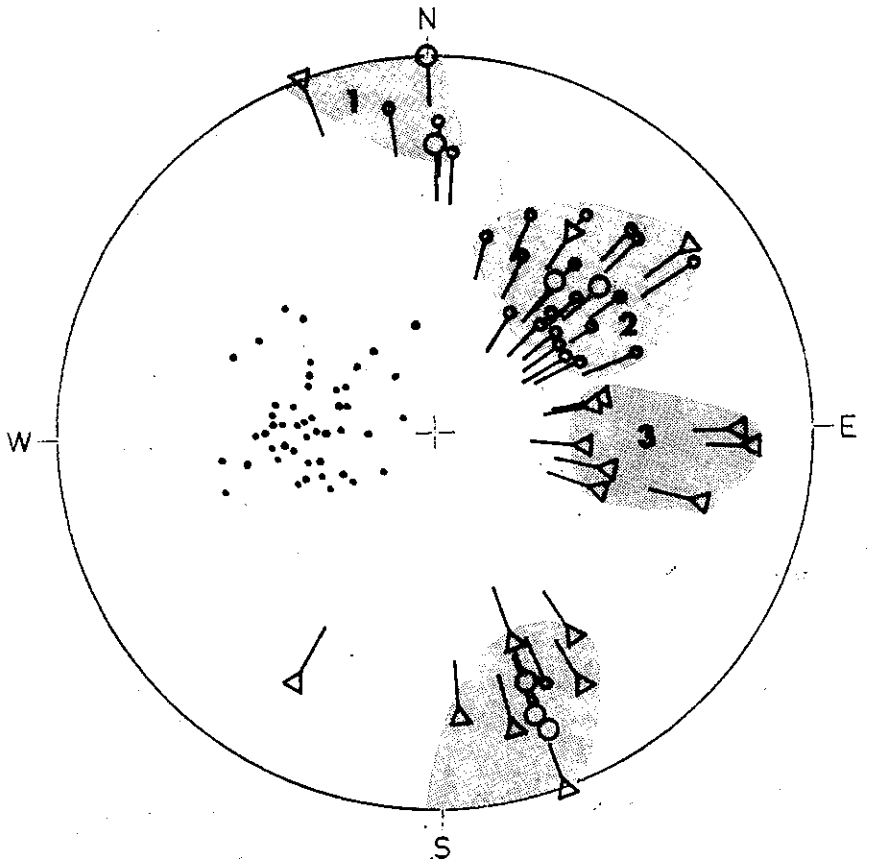


Fig. 37 - Directions des structures tardives dans les jaspes du Torrent des Prés Bergers).

—O plis ouverts et flexures (généralement pluridécimétriques) ;

—o microplis ;

—◁ kink bands ;

• schistosité S_2.

1, 2 et 3 : trois générations de structures tardives, respectivement, de la plus ancienne à la plus récente.

D. Les jeux de fractures en coin

De grandes fractures sont visibles dans toutes les faces Nord où l'érosion les souligne (fig. 38). Deux familles, l'une en N 75,50 S avec abaissement des compartiments SE, l'autre en N 60,90 avec abaissement des compartiments NW, déterminent des coins effondrés à toutes les échelles, jusqu'à celle du kilomètre. Les rejets, qui n'excèdent que rarement le mètre, sont plus importants pour la première famille : il semble en résulter un effondrement général des structures du côté du SE (sauf s'il y a rotations de blocs, ce qui ne peut être vérifié). L'extension se fait suivant la direction des contraintes minimales (RAMSAY 1967) qui est NW-SE, et légèrement plongeante vers le NW.

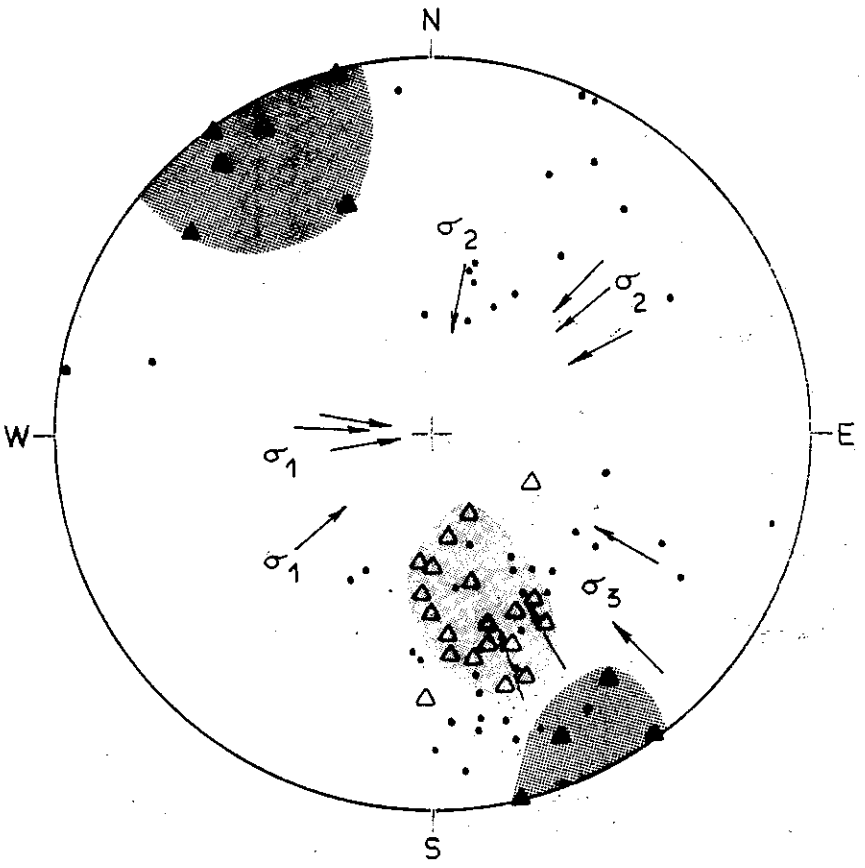


Fig. 38 - Directions des principales fractures dans les falaises face au hameau de Bois Noir (calcaires en bancs et en plaquettes de la série du Gondran).

Eléments mesurés :

△ fracture avec abaissement relatif du compartiment S ;

▲ fracture avec abaissement relatif du compartiment N ;

• fractures sans déplacement visible.

Eléments construits : σ1, σ2 et σ3, direction des contraintes principales (respectivement maximum, moyenne et minimum).

4. Les trois phases tectoniques principales

Dans l'ensemble du secteur étudié, deux générations de plis isoclinaux (P_2 et P_3) déforment une foliation primitive (S_1). Toutes ces structures sont déformées par des plis ouverts tardifs, parmi lesquels des plis en chevron (P_4) très localisés. L'analyse des petites structures permet de reconstituer une succession de différents types de déformation, ce qui incite à découper l'histoire tectonique de la région en trois phases tectoniques (s.l.) principales (TRICART 1973), suivant un schéma très semblable à celui qui est proposé pour des régions voisines (CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973 ; SCHUMACHER 1972).

La "phase I", la plus ancienne, correspondrait à la réalisation de la *foliation métamorphique (S_1) primitive** ; les plis isoclinaux intrafoliaires (P_1 ?) qui lui sont probablement associés, n'ont pu être identifiés de façon certaine et systématique. Certaines grandes structures (voir chapitres VII, VIII et X) pourraient, hypothétiquement, lui être rapportées. L'individualisation de cette phase tectonique reste néanmoins subordonnée à la connaissance de la direction des plis P_1 qui devrait pouvoir être comparée à celle des plis P_2.

La 2e phase tectonique ou "phase II" est un *plissement serré et homogène de direction initiale probablement NW-SE**. Les plis P_2, généralement fermés et étirés, sont essentiellement formés par glissements dans des plans parallèles à leurs plans axiaux suivant une direction semble-t-il confondue avec leur axe. La schistosité S_2, qui a les caractères d'une schistosité de crénulation*, transpose les surfaces antérieures et correspond au débit général des Schistes lustrés. Les charriages décrits par les auteurs, pourraient, a priori, être contemporains de cette phase II comme de la phase I.

La 3e phase tectonique ou "phase III" semble correspondre au moins à certains épisodes de la *phase de rétrocharriage* des auteurs*. C'est un *plissement moins homogène que le précédent, d'axe primitif N-S, et déversé vers l'E.* Les plis P_3, qui pourraient s'être ébauchés initialement par flexure et glissement couche-à-couche, sont affectés par des glissements d'importance très variable, parallèlement à leur plan axial. Ces glissements se font dans une direction NE-SW à ENE-WSW remarquablement constante*.

Les structures tectoniques plus récentes (plis ouverts, flexures, kink-bands, fractures, ...) ne semblent par correspondre à une déformation généralisée du secteur étudié*. Les plis en chevrons P_4, qui dispersent les axes des plis P_3, paraissent trop locaux pour caractériser une nouvelle phase tectonique comparable aux précédentes.

*Ces différents points précis de l'histoire tectonique régionale ont également été soulignés en d'autres endroits du domaine piémontais tant au N (CARON 1973) qu'au S (SCHUMACHER 1972) du secteur étudié ; voir surtout CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973.

Photo 1. - Plis P_2 métriques au flanc d'un pli P_2 pluri-kilométrique dans des jaspes et des calcaires marmoréens (S du Sommet Jacquet ; série de Chabrière)

Les plis P_2, fermés et à charnière aiguë, sont soulignés par la limite jaspes (J)- calcaires (M) ; cette limite stratigraphique (S_0) correspond aussi à la surface S_1. La schistosité S_2 qui est légèrement oblique sur cette dernière, est parallèle au plan axial des plis P_2 ; elle correspond au rubanement des jaspes et au litage apparent des calcaires. Ces plis étirés, difficilement visibles en l'absence de niveau-repère, gênent considérablement l'interprétation des passages apparemment stratigraphiques entre des formations différentes.

Photo 2. - Plis P_2 mineurs et schistosité S_2 à la charnière d'un pli P_2 majeur, dans les calcschistes à brèches calcaréodolomitiques de la formation détritique rousse (SW de la bergerie 2158 m ; série du Gondran)

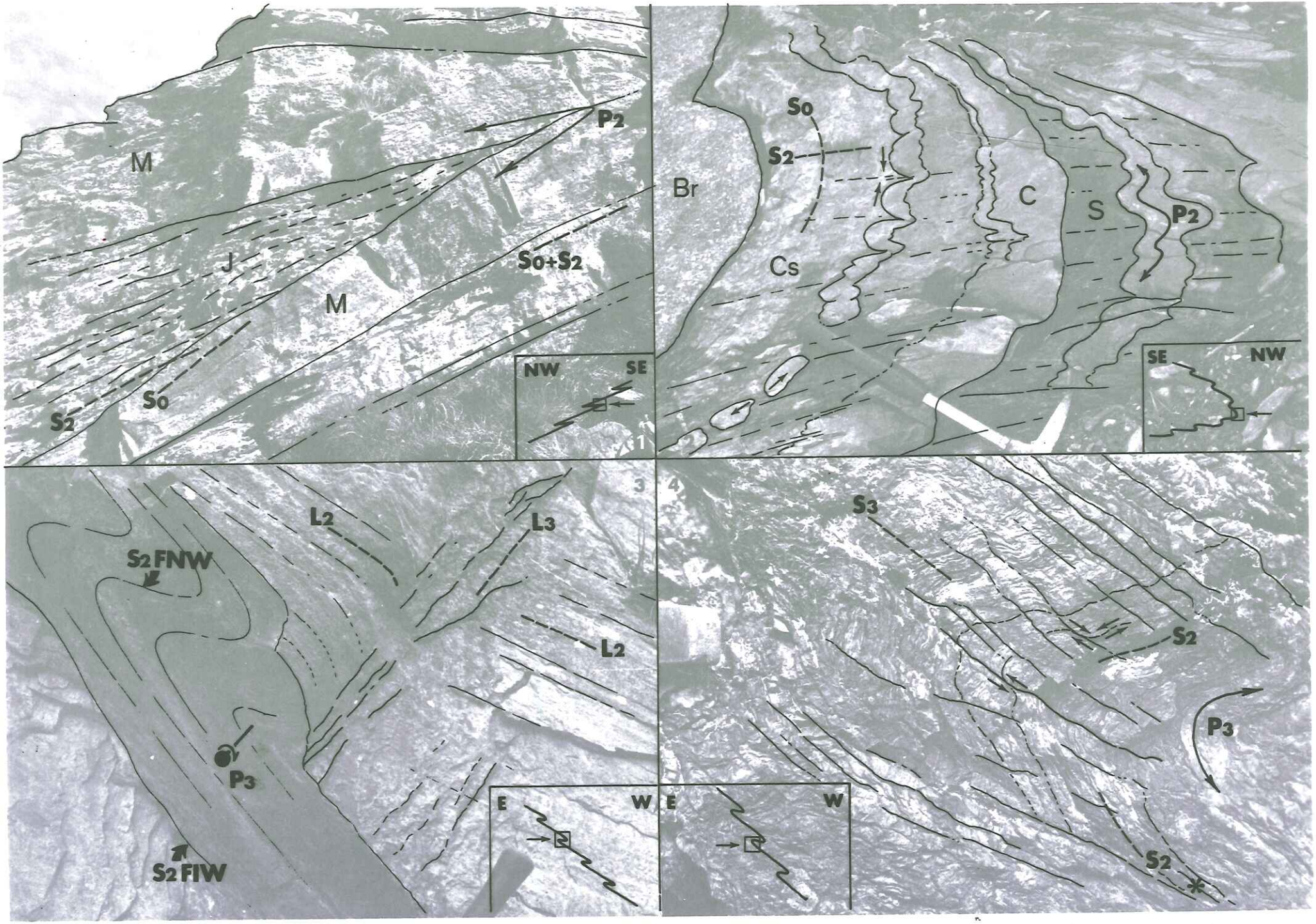
Les bancs calcaires (C), isolés dans les schistes (S) et les calcschistes (Cs), dessinent des plis P_2 mineurs (plis parasites) dont la longueur d'onde est d'autant plus petite que les bancs sont plus minces (plis apparus par flambage au début de la déformation). Les limites entre bancs compétents et calcschistes forment des meneaux, très larges pour les brèches (Br) et moins visibles pour les calcaires (C). Une schistosité de crénulation serrée S_2 ne s'individualise que dans les niveaux calcschisteux où elle est le siège de très nombreux microcisaillements, tandis que les niveaux calcaires recristallisent et fluent ; cette déformation, qui résulte de glissements parallèlement au plan axial du grand pli, se traduit respectivement par le boudinage et par le cisaillement des lits calcaires aux flancs et à la charnière de ce pli. Le litage (S_0 + S_1) est ici exceptionnellement distinct de la schistosité S_2.

Photo 3. - Plis P_3 de flanc inverse W dans des calcschistes de la formation détritique rousse (2e Torrent au SE du Torrent des Prés Bergers, série du Gondran)

Le pli présente en profil une géométrie de type concentrique-aplati mais il n'a pas de schistosité S_3 associée : la déformation se fait au moins en partie par fluage de la calcite parallèlement au plan axial du pli, provoquant ainsi un épaississement de sa charnière. Remarquer la linéation d'intersection L_2 très rectiligne, portée par les flancs du pli, et la quasi absence de linéation L_3, qui va probablement de pair avec l'absence de schistosité S_3. Voir stéréogramme fig. 28, p. 68 ; comparer avec la photo 11, planche suivante.

Photo 4. - Pli P_3 et schistosité S_3 dans des jaspes très micacés (SE du Torrent des Prés Bergers, série de Chabrière)

La schistosité S_3 correspond à des plans de cisaillement parallèles, régulièrement espacés et nettement sécants sur la schistosité S_2. La déformation en grand résulte en partie de l'addition des innombrables petits déplacements relatifs qui se produisent non seulement dans S_3 mais aussi dans S_2, ces derniers étant favorisés par la nature très litée du matériel (alternance de lits de quartz et de phyllites). Remarquer la quasi parallélisation des débits S_2 et S_3 en bas à droite (*), au flanc inférieur (flanc long) du pli. Celui-ci appartient au flanc inverse W d'un pli P_3 majeur.


M
P2
J
M
So+S2
So
S2
NW
SE
1
Br
So
S2
Cs
C
S
P2
SE
NW
3
L2
L3
S2 FNW
L2
P3
S2 FIW
E
W
4
S3
S2
P3
S2
E
W

2
4
1
3

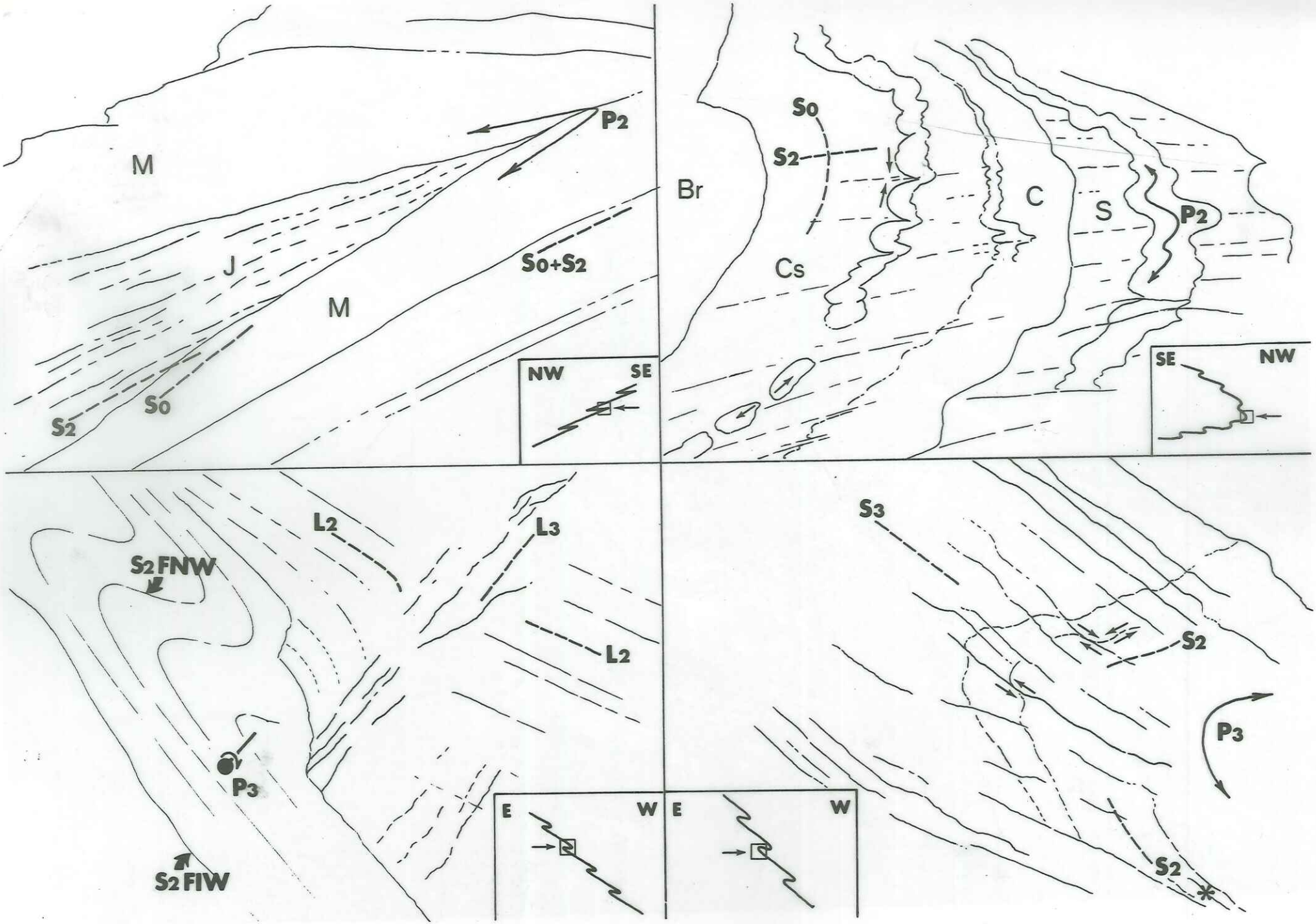

M
P2
J
M
So+S2
So
S2
NW
SE
Br
So
S2
Cs
C
S
P2
SE
NW
L2
L3
S2 FNW
L2
P3
S2 FIW
E
W
E
W
S3
S2
P3
S2
*

Photo 5. - Plis P_2 intrafoliaires dans les calcaires en plaquettes (Sommet Jacquet : formation détritique rousse de la série du Gondran)

Les plis P_2, isoclinaux, ont des charnières très étirées. Dans le prolongement de certaines d'entre elles (*), le litage ($S_0 + S_1$) ne tourne plus de façon apparente : le débit en plaquettes correspond alors à la schistosité S_2 seule. Ailleurs, c'est-à-dire dans les flancs des plis, le débit en plaquettes correspond aux surfaces S_0, S_1 et S_2 confondues. Remarquer les figures de fluage de la calcite fréquentes aux flancs de tels plis.

Photo 6. - Pli P_3 déformant un banc de brèches calcaréodolomitiques (Sommet Jacquet ; formation détritique rousse de la série du Gondran)

Remarquer le profil de géométrie presque concentrique qui montre un épaississement modéré du banc à la charnière du pli, ainsi que les fentes de tension à son extrados. Le pli (hauteur visible : 2 m), qui est déversé vers le SE, appartient au flanc normal W d'un pli P_3 majeur.

Photo 7. - Pli P_3 à axe sinueux dans des calcschistes siliceux (sommet 3071 m ; bloc éboulé de la formation de la Replatte, série de Chabrière)

L'axe du pli P_3 décrit un S, mais il reste contenu dans un plan (plan de glissement : PG) parallèle à son plan axial et à la schistosité S_3. Une telle morphologie résulte de glissements d'importance variable, non seulement d'un plan de glissement à l'autre (formation du pli), mais également, au sein de chaque plan (courbure de l'axe). La direction des glissements (DG) est théoriquement l'un des rayons de l'arc dessiné par l'axe courbe.

Photo 8. - Plis P_3 acylindriques et désaxés dans les calcaires à trame rousse de la formation de la Replatte (col N de Cristillan ; série de Chabrière)

Remarquer le relai de Charnière (*) qui fait disparaître le grand pli P_3 de gauche ainsi que l'angle important que font entre eux les axes des plis P_3 contigus. La direction des glissements déterminée par ailleurs, est ici parallèle à l'axe de prise de vue. Cet exemple, comme le précédent (photo 7), est pris au flanc inverse W d'un pli P_3 majeur.

Photo 9. - Plis P_3 en miches dans des calcschistes (pied de la face N du sommet 3016 m)

Les deux demi-boules aplaties représentent respectivement l'extrados de deux charnières de plis P_3. Ici chaque pli est isoclinal et son axe décrit un arc à 180° dont la courbure approche en valeur la courbure de la charnière elle-même. Les plans de glissement (PG) sont parallèles au plan de symétrie des miches. La direction des glissements (DG), déterminée par ailleurs, est parallèle à l'axe de la prise de vue ; elle est contenue dans le plan de glissement et elle est tangente aux portions d'axe (*) diamétralement opposées, pour chaque demi-miche.

Photo 10. - Plis P_3 désaxés dans la formation de la Replatte (entre Roche Noire et le Col des Ugousses ; série de Chabrière)

Les axes, pourtant rectilignes, des plis P_3, font entre eux des angles importants et acquièrent de forts plongements. Ceci s'explique par des glissements différentiels, au sein de chaque plan de glissement, qui se superposent aux glissements différentiels qui existent d'un plan de glissement à l'autre. Les plis P_3 sont isoclinaux : sauf à leur charnière, le plan de glissement (PG) qui est confondu avec la schistosité S_3, est parallèle au débit principal (S_2). Ces plis sont de type flanc inverse W, mais le fort plongement des axes gêne l'interprétation des assymétries.

Photo 11. - Plis P_3 de flanc normal W dans des calcschistes de la formation détritique rousse (1er torrent au SE du Torrent des Prés Bergers; série du Gondran)

Les plis P_3 très ouverts montrent, en profil, une géométrie de type concentrique. Leur plan axial est nettement sécant sur leur enveloppe ce qui caractérise le flanc court d'un pli d'ordre immédiatement inférieur. En comparant à la photo 3, on mesure la grande différence de style qui existe, pour les plis P_3 mineurs, entre le flanc inverse W (flanc long) et le flanc normal W (flanc court) d'un pli P_3 majeur.

Photo 12. - Plis tardifs P_4 dans des calcschistes (Rif des Flottes)

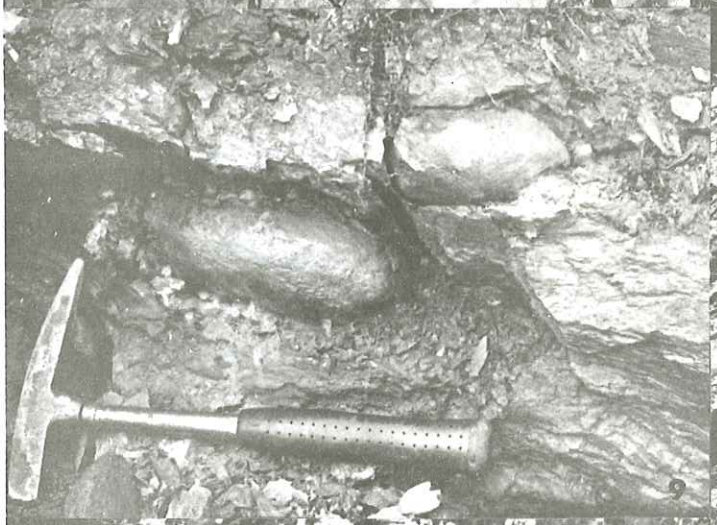
Les plis P_4, symétriques, forment des chevrons ouverts à plan axial redressé. Ils développent très localement une schistosité (S_4) de type fracture-crénulation espacée, sub-verticale. Ils reprennent la linéation L_3 sous un angle important.

5

6

7

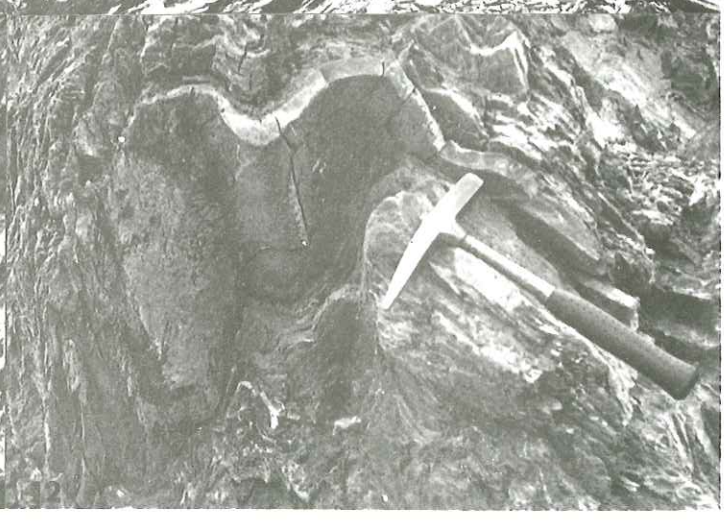
8

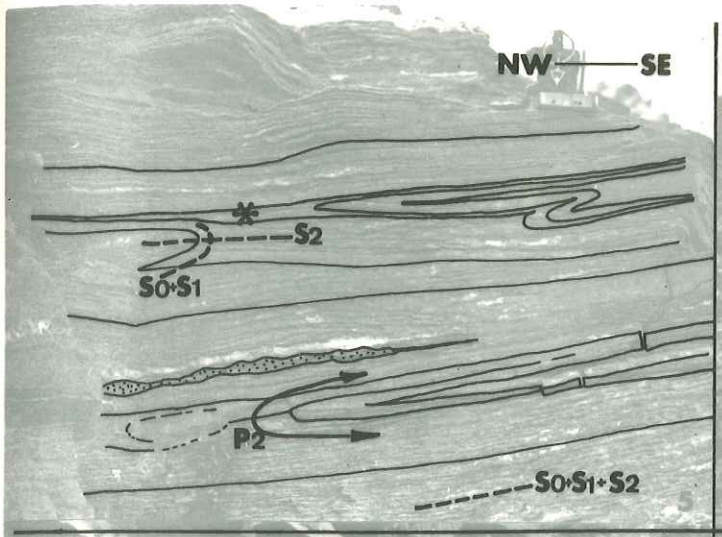


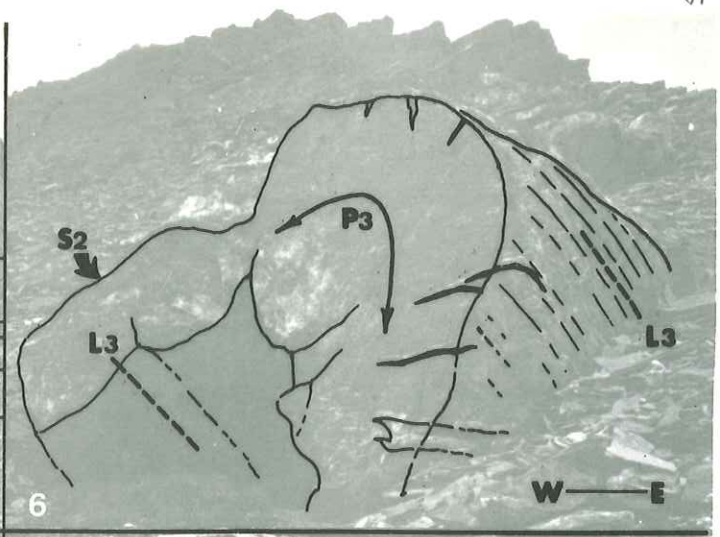
9

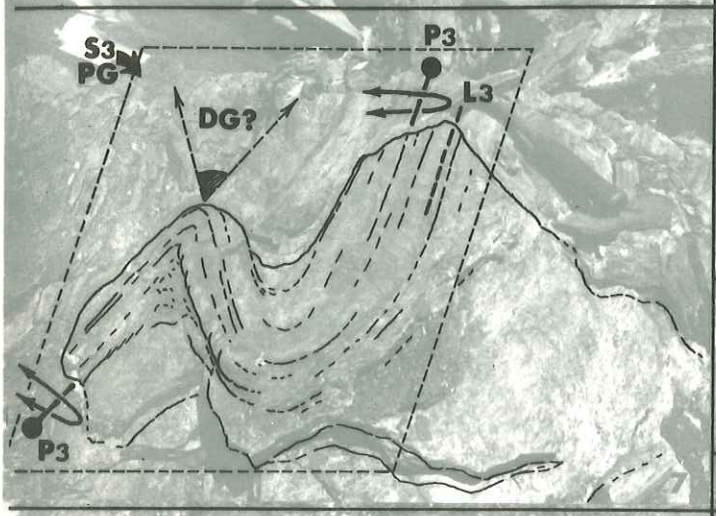
10

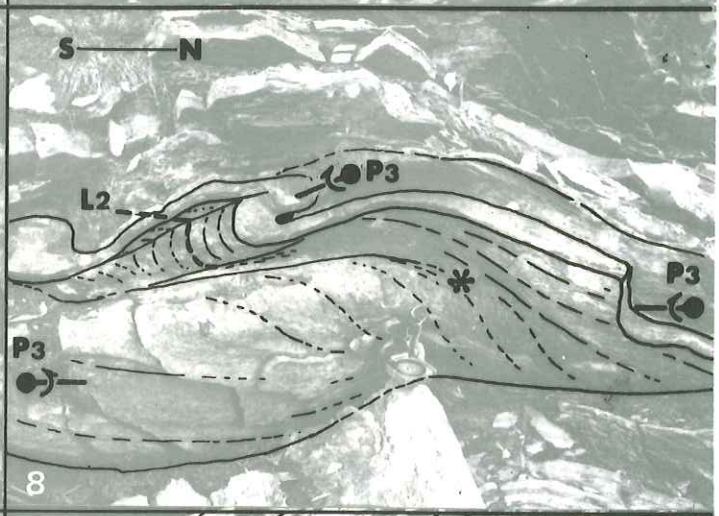
11

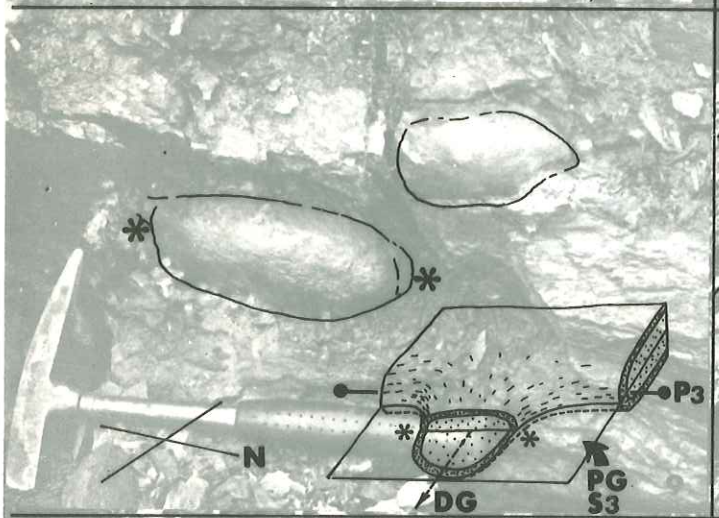


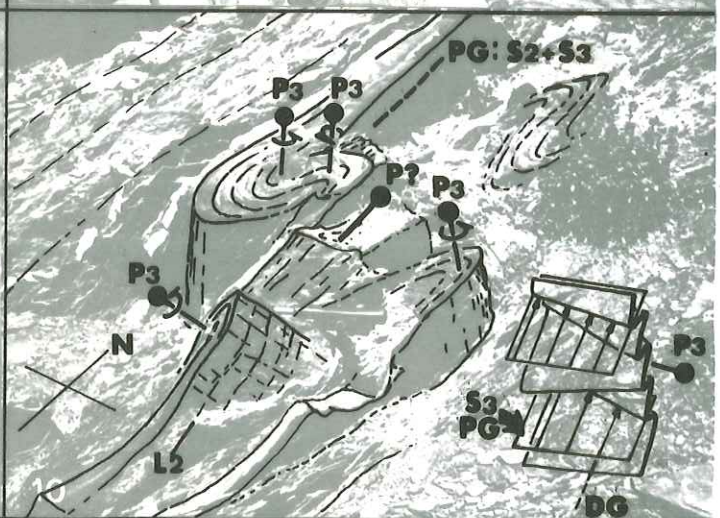

NW
SE
S2
S0·S1
P2
S0·S1·S2

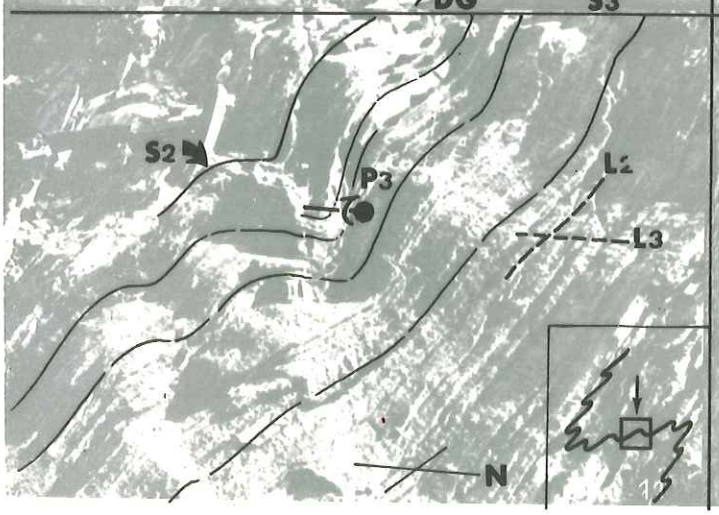

S2
P3
L3
L3
W
E
6

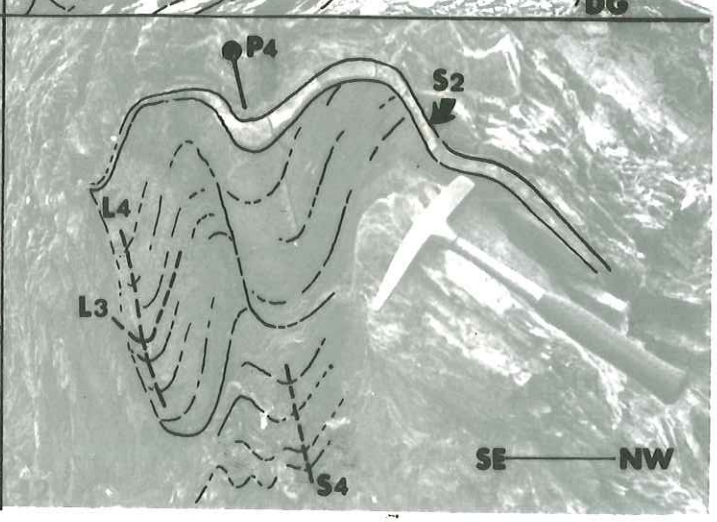

S3
PG
P3
L3
DG?
P3

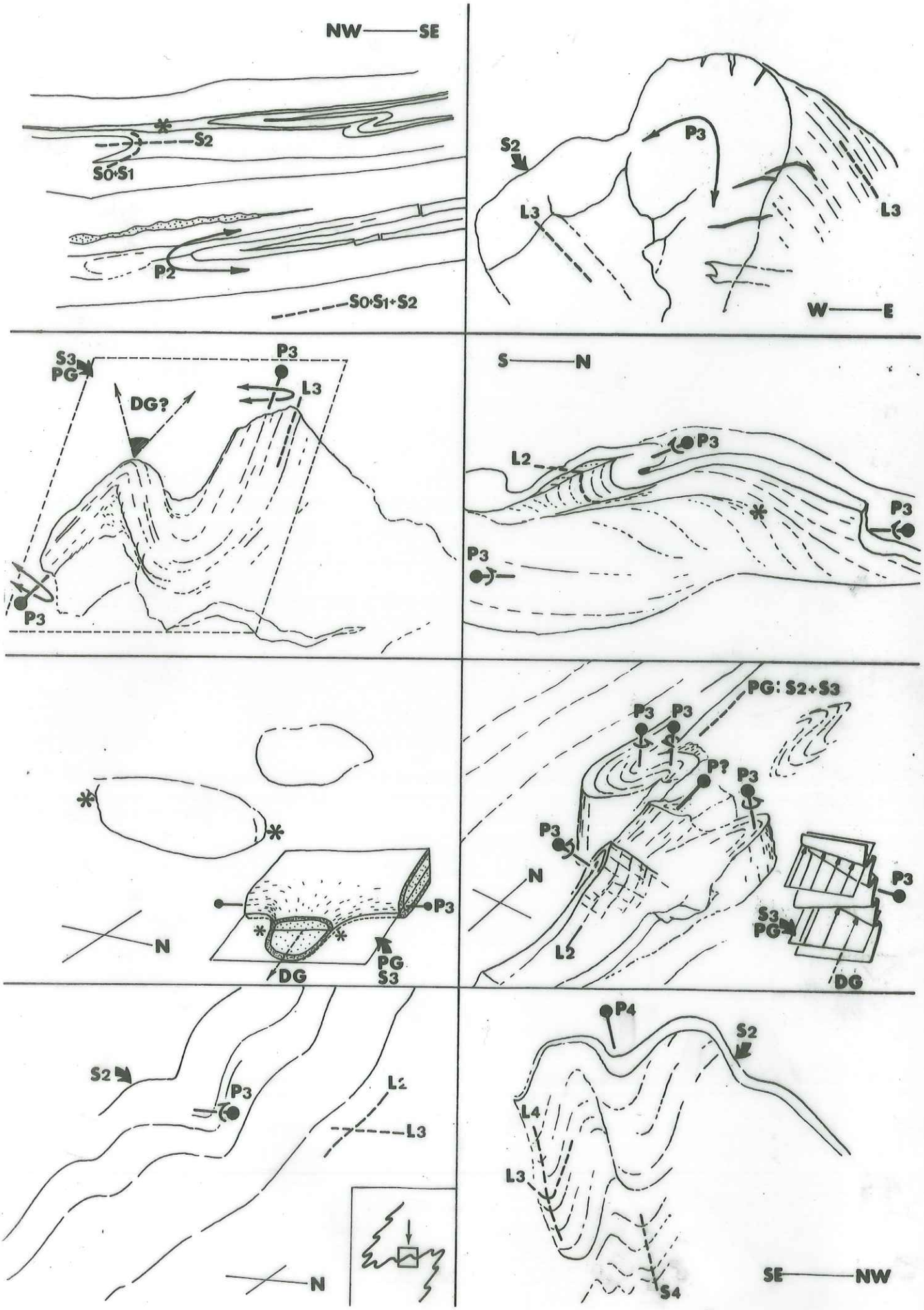

S
N
P3
L2
P3
P3
8


P3
N
DG
PG
S3


PG: S2+S3
P3
P3
P?
P3
P3
N
P3
S3
PG
L2
DG


S2
P3
L2
L3
N


P4
S2
L4
L3
S4
SE
NW


NW——SE
S2
S0+S1
P2
S0+S1+S2
S2
P3
L3
L3
W——E
S3
PG
P3
DG?
L3
P3
S——N
L2
P3
P3
P3
P3
N
P3
PG
S3
DG
PG: S2+S3
P3
P3
P?
P3
P3
N
L2
P3
S3
PG
DG
S2
P3
L2
L3
N
P4
S2
L4
L3
S4
SE——NW

CHAPITRE VI

QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES

Résumé

Les roches éruptives portent les traces de trois épisodes de (re)cristallisation. Le premier montre l'association remarquable de la jadéite et de la lawsonite, caractéristique d'un métamorphisme de haute pression et de basse température. Sa liaison avec la réalisation de la foliation métamorphique primitive (phase tectonique I) et avec la cristallisation de minéraux de haute pression et basse température (Lawsonite) dans les calcschistes n'est que probable. Les deux épisodes suivants, caractérisés dans les roches éruptives par la destabilisation des minéraux antérieurs, semblent résulter d'un métamorphisme de température plus élevée. Les recristallisations correspondantes, dans les métasédiments, restent généralement modestes et paraissent associées aux phases tectoniques II et III.

Le but limité de cette étude est d'essayer de préciser l'ambiance métamorphique qui a accompagné les différentes phases tectoniques. L'étude de certaines roches vertes (§ 1) ou des roches acides associées (§ 2), particulièrement riches en minéraux caractéristiques, permet de retrouver les traces de plusieurs épisodes de cristallisation. L'étude de certains métasédiments, jaspes (§ 3) et calcschistes (§ 4), permet de tenter une corrélation entre les différentes générations de petites structures et de minéraux (§ 5).

1. Observations dans les gabbros

Les gabbros décrits ont deux provenances ; certains viennent des filons qui s'insèrent dans les serpentinites, près de la cote 2873 m, sur la crête principale, entre l'Aigue Blanche et le Cristillan ; les autres sont remaniés dans la brèche polygénique qui est située à la base d'une coulée sous-marine, près de cette même cote (voir fig. 4, p. 8).

A. Description macroscopique

La roche montre des pyroxènes dorés (diallage), de taille très variable (jusqu'à 10 cm), aux contours irréguliers (très sinueux en section). Le fond feldspathique, blanc à vert pâle, est finement cristallisé.

B. Description microscopique

Tous les gabbros présentent sensiblement les mêmes minéraux (fig. 39).

- Le diallage est le seul minéral relique de l'ancienne paragenèse magmatique. Il est épigénisé de façon orientée par du glaucophane : un cristal de glaucophane englobe un cristal de diallage, en s'orientant sur celui-ci (les bissectrices des clivages (110) et ($1\bar{1}0$) de l'amphibole et du pyroxène sont confondues).

- La lawsonite, abondante, cristallise en baguettes courtes et non orientées, généralement disposées sur un fond équigranulaire d'albite et de petit mica blanc. Ces minéraux, juxtaposés avec des contours nets, paraissent en équilibre.

- Les amphiboles bleues sont essentiellement du glaucophane. Les grands cristaux épigénisant le diallage englobent des lawsonites automorphes aux contours très nets ; ailleurs les baguettes de glaucophane recoupent les prismes de lawsonite. Il semble que les deux minéraux aient cristallisé en même temps, mais que la croissance des amphiboles se soit poursuivie après la formation des lawsonites.

- Des actinotes aciculaires, mélangées à quelques aiguilles bleu pâle d'amphibole sodique, forment de grosses touffes. Leur développement entraîne la destruction du diallage, du glaucophane qui épigénise le diallage, et des lawsonites sur fond albito-micacé.

- Les phyllites sont variées :

De petites phyllites vertes (mica blanc et chlorite), associées à l'albite et à la lawsonite, donnent au fond de la roche sa coloration vert pâle.

Des chlorites abondantes et des micas blancs, tous plus tardifs, sont associés aux touffes d'actinote.

Le diallage, le glaucophane et les lawsonites sont instables vis-à-vis desplages et des travées chloriteuses ou chlorito-albitiques qui les traversent. Les lawsonites semblent "blindées" par le glaucophane ou l'albite vis-à-vis de ces minéraux tardifs.

- Accessoirement, on observe dans la roche de petits cristaux automorphes de sphène (probablement formés grâce au titane libéré par la destruction

du pyroxène),des apatites, également automorphes, des reliques de zircons et des amas opaques. On observe un peu de quartz et de la calcite en quantité variable.

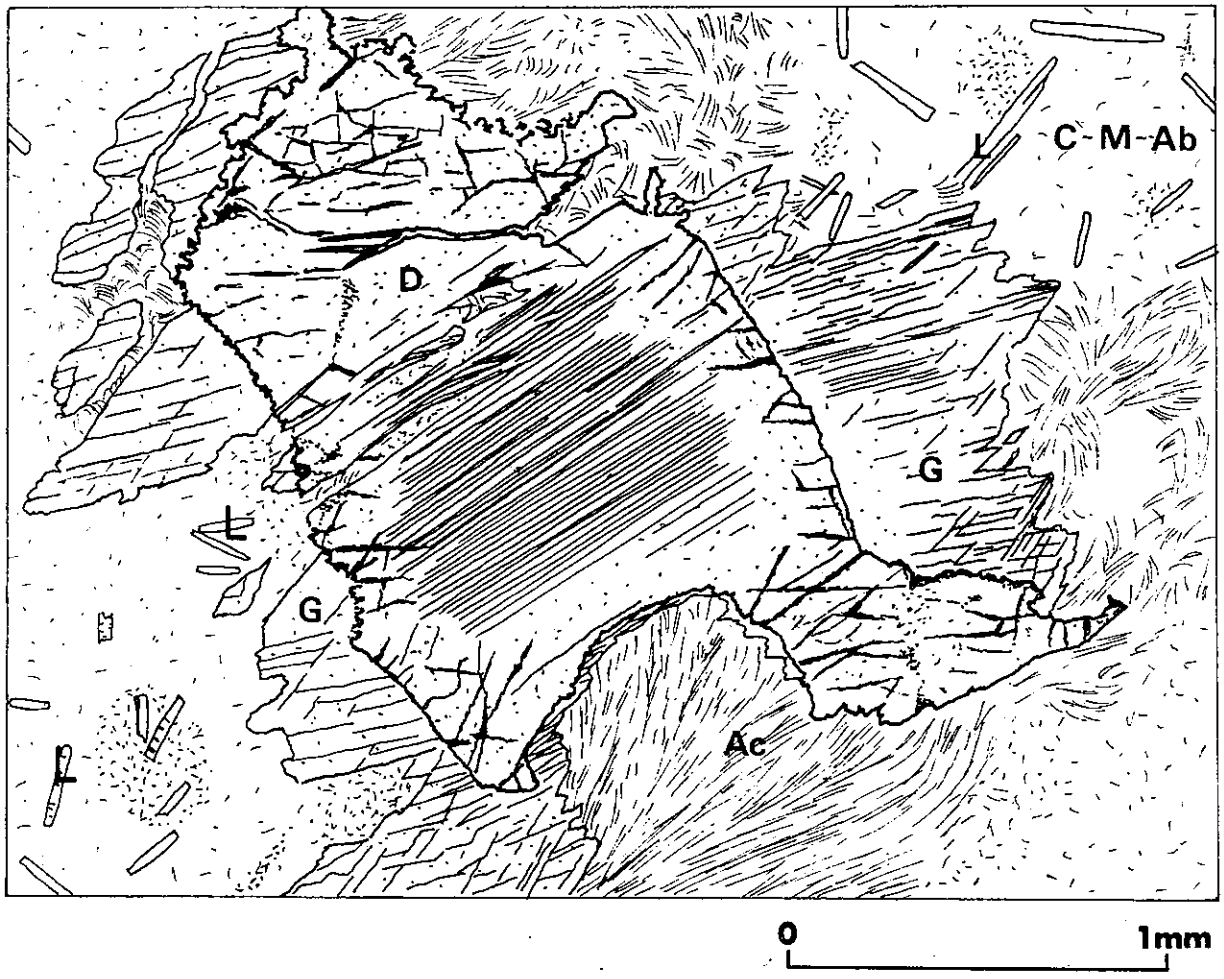


Fig. 39 - Métagabbro remanié dans la brèche polygénique du sommet 2873 m (D : diallage ; G : glaucophane ; Ac : actinote ; C-M-Ab : chlorite, mica blanc, albite).

C. Conclusion

- De la roche primitive il ne reste que des reliques de diallage et peut-être d'apatite. Aucune trace d'autre ferromagnésien (olivine, hornblende) n'a été observée. Le feldspath primitif a été entièrement remplacé par de l'albite et d'abondants minéraux calciques : il possédait probablement une forte teneur en anorthite.

- Une *première génération* de minéraux de métamorphisme constitue l'association suivante : albite, lawsonite, glaucophane, mica blanc et chlorite.

Lors de ces premières transformations métamorphiques le *diallage est épigénisé en glaucophane* tandis que *le plagioclase se transforme surtout en albite et lawsonite*. La croissance du glaucophane semble se poursuivre après l'apparition des autres minéraux.

- On observe une *deuxième génération* de minéraux qui sont essentiellement : l'actinote, la chlorite, l'albite, le mica blanc et l'amphibole bleue . A leur contact, les minéraux de la première génération disparaissent partiellement : on observe surtout *la croissance d'actinote sur le diallage, la chloritisation des lawsonites et la transformation du glaucophane en chlorite et albite finement cristallisées*.

- Tardivement des filonnets à calcite, quartz, albite et chlorite recoupent la roche.

2. Observations dans les roches acides

Ce sont des fragments de roches acides, grenues, que l'on trouve remaniées dans la brèche polygénique qui est située à la base d'une coulée de diabase (cote 2873 m).

A. Les roches leucocrates

a. Description macroscopique. Les roches sont moyennement grenues, parfois orientées; quelques minéraux ferromagnésiens (biotite) se détachent sur un fond quartzeux clair.

b. Description microscopique. On observe un assemblage de grandes plages, bien engrenées, de quatre sortes :

- des plages d'un pyroxène sodique dispersif en grandes gerbes. L'analyse chimique (communiquée par P. SALIOT ; ENS Paris) montre qu'il contient 88 % de jadéite ce que confirment ses caractéristiques physiques (ng ≃ 1,671 et np ≃ 1,659 ; biréfringence d'environ 0,012 ; extinction à environ 45° sur c ; 2 Vng = 77° ; la raie (221) sur diagramme de diffraction X indique une distance réticulaire de 2,925 Å). Ce pyroxène est partiellement transformé en chlorite avec intercalation, entre les deux minéraux, d'un fin liseré d'albite.

- des plages à albite et mica blanc en petits cristaux enchevêtrés avec quelques apatites, sphènes et épidotes.

- des plages de quartz en grands cristaux isodiamétriques. Le quartz et le pyroxène s'interpénètrent suivant des contours compliqués qui suggèrent une syncristallisation.

- des monocristaux de biotite partiellement décolorée et chloritisée. Ils sont chargés de grains d'épidote, de sphène, de leucoxène, de zircon à auréole pléochroïque et d'aiguilles de rutile.

La lawsonite, absente de certains échantillons, peut abonder dans d'autres. Elle apparaît en prismes non orientés sur le pyroxène jadéitique avec lequel elle semble en équilibre ; elle est alors remarquable de fraîcheur (photo 13, p. 103). Elle apparaît aussi sur le quartz et dans ce cas elle est morcelée en petits grains.

c. Conclusion

La roche montre l'association remarquable de la lawsonite et d'un pyroxène jadéitique à 88 % de jadéite théorique. Ces minéraux, qui sont associés à du quartz, de la chlorite, du mica blanc et de l'albite, sont caractéristiques d'un *métamorphisme de haute pression et de basse température.*

Le seul minéral relique de la roche primitive est la biotite. L'association jadéite-quartz-lawsonite pourrait remplacer d'anciens plagioclases suivant la réaction classique (*in* DEER, HOWIE, ZUSSMAN 1963) : Plagioclase + H_2O → Jadéite + Quartz + Lawsonite. La grande variation dans l'abondance de la lawsonite serait liée dans ce cas à une variation équivalente de la basicité du plagioclase. Cette variation pourrait résulter d'une sodification antérieure au métamorphisme alpin telle que D. STEEN (1972) l'a décrite à Chabrière.

La roche initiale pouvait contenir du plagioclase (de basicité déjà variable ?), du quartz et de la biotite. Il est difficile de préciser la nature de cette roche avant sa sodification (?). Comme elle est associée à des gabbros, diabases et serpentinites, il est tentant d'y voir une autre roche du cortège ophiolitique du type de la syénite de la Replatte du Gondran près du Montgenèvre (CHESSEX *et al.* 1964 ; PUSZTASZERI 1969) ou de celle, de composition semblable ("méta-albitique"), décrite en inclusion dans les serpentinites de la Gavia, en Haute Ubaye (STEEN 1972) ; ces deux roches sont associées aux ophiolites de la série de Chabrière comme celle qui est étudiée ici.

L'analyse chimique* montre que cette dernière est moins acide, un peu moins sodique, plus calcique et beaucoup plus ferro-magnésienne que les syénites de la série de Chabrière; en résumé, *moins spilitique* et *plus magnésienne.*

* voir annexe p. 101.

La roche étudiée ici se rapproche, par sa composition minéralogique, des "méta-albitites riches en silicates calco-alumineux" que D. STEEN (1972) décrit comme une variété rare des méta-albitites de la Gavia et pour lesquelles il envisage une métasomatose calcique au début du métamorphisme alpin.

B. Les autres roches acides

a. Description macroscopique. Tous les intermédiaires existent entre les roches leucocrates et des roches plus sombres, bleues ou vertes, riches en minéraux ferro-magnésiens.

b. Description microscopique. De nombreuses plages sont identiques à celles décrites dans les roches leucocrates ; d'autres minéraux apparaissent en plus.

- Les pyroxènes

On observe de nombreuses rosettes de pyroxène jadéitique dont le coeur est constitué par de l'aegyrine et où l'on voit le passage progressif d'un minéral à l'autre. Certaines rosettes sont nettement moins dispersives à la périphérie qu'au centre (pyroxène plus riche en jadéite à l'extérieur). La cristallisation du pyroxène a donc débuté avec la formation d'aegyrine, s'est poursuivie avec celle d'une grande quantité de pyroxène jadéitique et s'est terminée, au moins localement, avec un ultime enrichissement en jadéite.

- Les amphiboles

Ce sont essentiellement des amphiboles bleues. De grands prismes de glaucophane paraissent en équilibre avec le pyroxène jadéitique avec lequel ils forment des gerbes mixtes, suggérant une syncristallisation. D'autres grands prismes d'amphiboles, isolés, montrent une zonation complexe, avec généralement un coeur glaucophanitique et un pourtour crossitique.

Des crossites et quelques amphiboles vertes aciculaires forment des touffes souvent très abondantes. Elles se développent surtout sur les pyroxènes sodiques, associées à une chlorite verte et limpide ; elles se développent également, associées à de petits cristaux de quartz et d'albite, dans les microcassures des grands quartz plus anciens. Leur développement, qui semble indépendant de la minéralogie de la roche, est très variable d'un échantillon à l'autre ; il est nettement lié à une microfracturation de la roche.

- Les phyllites

Les anciennes biotites : on peut observer, au coeur de grands prismes de glaucophane, des reliques de biotite chloritisée à aiguilles de rutile ; la chloritisation semble antérieure à la cristallisation du glaucophane. Celui-ci est en équilibre avec le pyroxène jadéitique avec lequel il paraît avoir syn-cristallisé. Ce glaucophane apparaît lui-même comme relique dans de grands micas blancs, parfois "interstratifiés" de chlorite et chargés d'aiguilles de rutile.

Les plages à mica blanc et albite : on observe de grandes plages faites d'un feutrage vert pâle de petit mica blanc avec un peu de chlorite et d'actinote. Elles reposent sur un fond quartzo-albitique (essentiellement albitique) finement cristallisé. Cette association semble liée à une phase de plissement qui brise les crossites et crénule les grands micas blancs à aiguilles de rutile. Parallèlement, les crossites sont pseudomorphosées en albite, les lawsonites se chloritisent, les pyroxènes se transforment en chlorite et albite.

c. Conclusion

Il semble que l'on puisse distinguer trois épisodes de cristallisation ou de recristallisation :

- *le premier correspond à un métamorphisme de type haute pression et basse température* avec l'apparition des minéraux suivants : pyroxène sodisue (aegyrine et surtout jadéite), quartz, lawsonite, glaucophane, chlorite, mica blanc , albite (?).

- *un deuxième épisode, lié à une déformation de la roche,* se traduit surtout par l'envahissement de celle-ci par des crossites aciculaires et par une importante chloritisation des minéraux antérieurs. Il apparaît des micas blancs exceptionnellement grands (phengite ?). Cet épisode serait caractérisé par les minéraux suivants : crossite, mica blanc , chlorite, albite, quartz, actinote. *Il se produirait sous des températures plus élevées que lors de l'épisode précédent, la pression étant inférieure ou identique* (CHATERJEE 1971 ; STEEN 1972).

- *un troisième épisode,* correspondrait à des recristallisations modérées d'albite, mica blanc , chlorite, actinote et quartz. *Ces recristallisations accompagnent une phase de plissement.*

L'évolution des assemblages minéraux semble traduire le passage (progressif ?) d'un métamorphisme dans le faciès "schistes bleus" à un métamorphisme dans le faciès "schistes verts" conformément au schéma maintenant classique (CHATTERJEE 1971 ; ELLENBERGER 1958 et 1960 ; GAY 1971 ; MICHARD 1967 ; NICOLAS 1966 et VIALON 1966), l'évolution de détail étant probablement plus complexe (GUITARD et SALIOT 1970 et 1971 ; CARON 1971 et CHATTERJEE 1971).

3. Etude de plis replissés dans les quartzites amphibolitiques

A. Description macroscopique

En face NW de Roche Noire (affleurement 7 fig. 46, p. 121), des jaspes sont plaqués sur les serpentinites. Ils dessinent des plis P_3 grossièrement N-S et déversés vers l'E, de type flanc inverse W. Ces plis déforment des plis P_2 plus fermés et étirés qui sont contenus dans l'épaisseur des dalles et dont les axes plongent fortement au SW.

Le style et la direction de ces plis P_2 et P_3 sont tout à fait conformes à ce que l'on observe dans l'ensemble de la synforme de Roche Noire (voir ch. VII).

B. Description microscopique

La roche est essentiellement constituée de quartz isodiamétriques, de crossites aciculaires et de plages chloriteuses. Certains niveaux plus carbonatés montrent de nombreuses lawsonites généralement plus ou moins pseudomorphosées en un mélange sombre de petits micas et de granules opaques. On observe un peu d'albite et quelques restes de prismes d'épidote, très abîmés. L'enrichissement de la roche en amphiboles sodiques est très localisé et caractérise, dans le secteur étudié, les jaspes qui sont directement au contact des serpentinites.

Les aiguilles de crossite et les paillettes de chlorite sont disposées à plat dans des plans parallèles au plan axial des plis P_2 ; elles matérialisent une véritable schistosité "cristallophyllienne", exceptionnelle dans le secteur étudié. *Ces minéraux semblent contemporains de la déformation marquée par les plis* P_2 puisque orientés préférentiellement selon le plan axial de ceux-ci (fig. 40 et photo 14, p. 103).

Les pseudomorphoses de lawsonite, qui ne présentent aucune orientation, sont cisaillées et boudinées suivant les plans de schistosité S_2 (fig. 40 photos 15 et 16, p. 103). On ne peut exclure qu'une partie de ces déformations résultent d'un rejeu du débit S_2 lors de la formation des plis P_3.

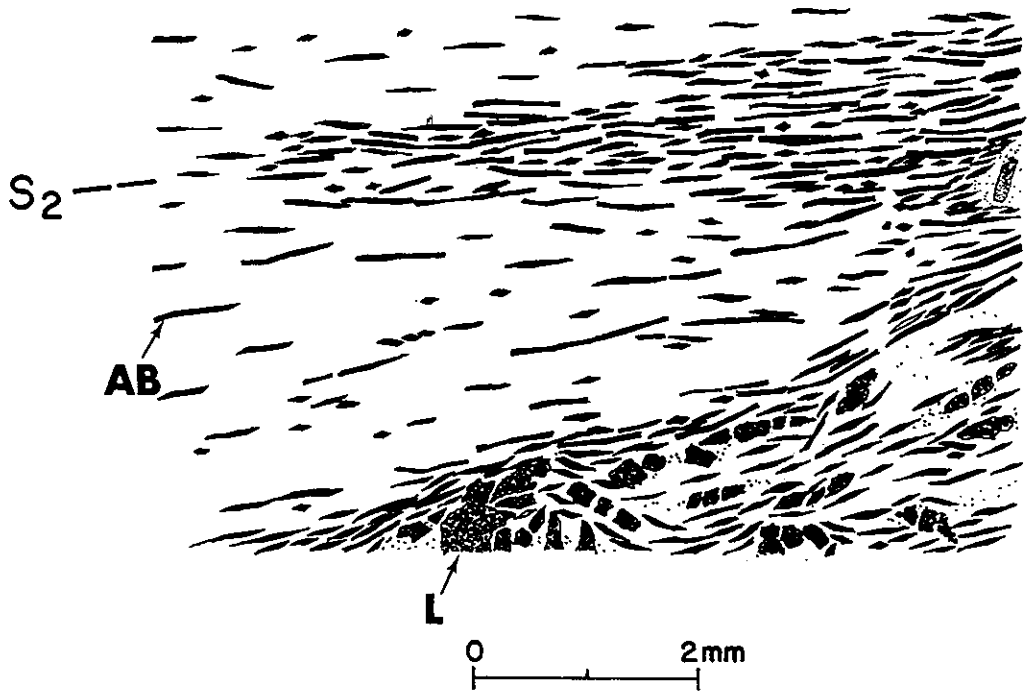


Fig. 40 - Pli P_2 dans des jaspes amphibolitiques. Les amphiboles bleues (AB), sur fond de quartz, sont disposées à plat parallèlement au plan axial du pli P_2 ; elles paraissent avoir (re)cristallisé durant le plissement. Les anciennes lawsonites (L) sont cisaillées et boudinées dans la schistosité S_2 ; elles lui seraient antérieures.

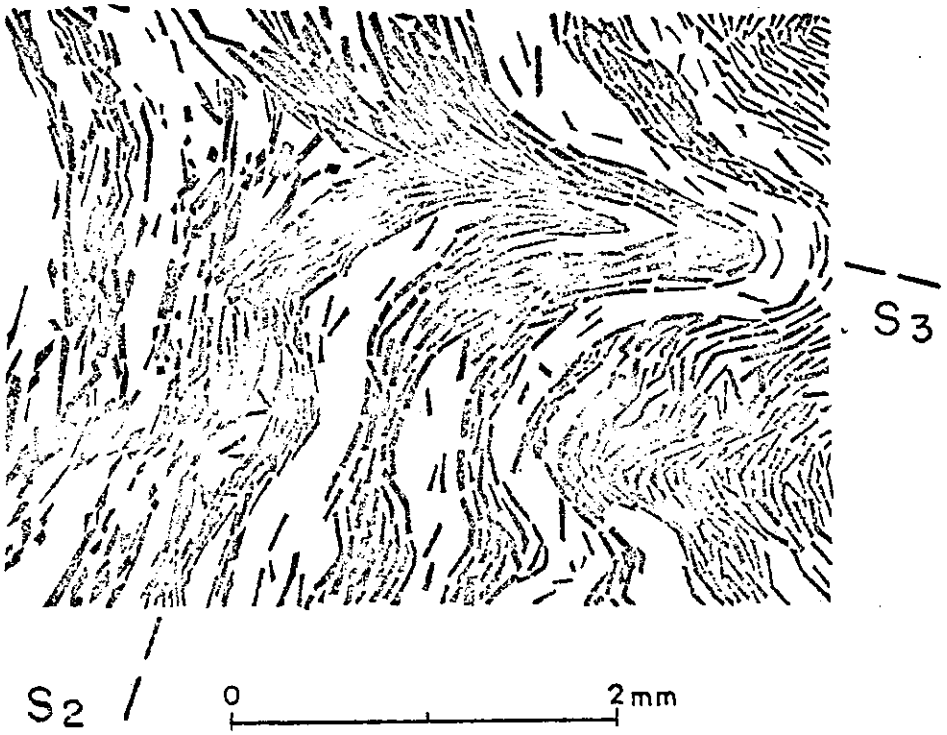


Fig. 41 - Pli P_3 dans des jaspes amphibolitiques. Les amphiboles, brisées ou flexurées, suivent la courbure du pli P_3 ; leur cristallisation est antérieure au plissement.

Tous les minéraux précédents dessinent les plis P_3 ou sont réorientés mécaniquement dans les plans d'une schistosité de crénulation S_3 qui les brise ou les tord (fig. 41). Seul le quartz paraît avoir abondamment recristallisé lors de la genèse des plis P_3.

C. Conclusion

Les minéraux les plus anciens, des *lawsonites*, actuellement en déséquilibre avec les autres minéraux et plus ou moins transformées en micas blancs, paraissent *antérieurs aux plis P_2* ou du moins à la fin de leur façonnement. Le problème, complexe, de l'âge relatif des lawsonites par rapport aux plis, sera réexaminé plus loin (§ 4C).

Les plis P_2 sont ici, par exception, synschisteux ; ils semblent contemporains de la cristallisation de crossite, chlorite, quartz, albite et micas blancs. *Les plis P_3 sont nettement postérieurs à toute foliation.*

4. Observations dans les calcschistes

Les calcschistes contiennent essentiellement de la calcite et du quartz, qui ont largement recristallisé lors de chaque phase tectonique, et des phyllites, chlorites et surtout micas blancs, qui sont essentiellement antérieurs aux plis P_2 et P_3. Localement, les calcschistes contiennent des lawsonites, actinotes et albites en quantités très variables.

A. La schistosité S_2

Dans l'ensemble du secteur étudié et dès que la roche est suffisamment phylliteuse, *une schistosité de crénulation S_2, constante et serrée, matérialise le plan axial des plis P_2*. L'essentiel des phyllites est flexuré ou brisé et réorienté de place en place dans les plans de schistosité qui paraissent donc transposer une foliation métamorphique (S_1) plus ancienne (photos 17 à 20, p. 103). Souvent, dans les niveaux très phylliteux et sur les flancs des plis, les phyllites, très serrées, sont quasiment toutes réorientées ; la schistosité de crénulation S_2 peut alors mimer une véritable schistosité cristallophyllienne. Ceci n'exclut pas que quelques phyllites aient cristallisé à plat dans la schistosité S_2 lors de la genèse des plis P_2.

B. La schistosité S_3

Dans les niveaux phylliteux, *le plan axial des plis P_3 est matérialisé par une schistosité de crénulation S_3 bien moins constante que le débit S_2 et généralement nettement moins serrée.* Très peu de phyllites semblent avoir recristallisé dans la schistosité S_3 ; par contre, le quartz et la calcite ont beaucoup recristallisé, notamment près des charnières des plis P_3 dont le plan axial est alors matérialisé par un important aplatissement de ces minéraux.

C'est l'important fluage des niveaux silico-calcaires, qui, associé à des microcisaillements multiples dans les niveaux phylliteux, permet à de nombreux plis P_3 d'acquérir une géométrie quasi-semblable.

Tardivement à ces plis P_3, on observe quelques cristallisations d'albite ocellaire qui en englobent les structures.

C. Le problème des lawsonites

Certains calcschistes (principalement à proximité des serpentinites) contiennent des lawsonites en tablettes non-orientées. Elles sont parfois assez bien conservées mais généralement elles sontpseudomorphosées plus ou moins totalement en amas de petits micas blancs et de granules opaques d'un aspect particulier.

Les lawsonites limpides sont rares dans les calcschistes ; la grande majorité d'entre elles contient de fines inclusions ; ce sont surtout de petites phyllites qui, par leur orientation et leur disposition, figurent différentes structures qui semblent avoir préexisté à la lawsonite et y avoir été englobées lors de sa croissance. On reconnaît ainsi des fragments de schistosité de flux ou de crénulation et des plis plus ou moins ouverts, conservés à l'intérieur des tablettes de lawsonite et préservés des déformations ultérieures.

L'étude de ces figures permet de penser que toutes les lawsonites des calcschistes ne sont pas contemporaines ou du moins, *qu'elles n'ont pas cristallisé au même moment par rapport à la genèse des plis P_2.*

> Dans certains échantillons (photo 18, p. 103) les lawsonites fossilisent une schistosité de flux alors que tout le reste de la roche montre une schistosité de crénulation serrée S_2 de plan axial des plis P_2. Ces lawsonites paraissent nettement antérieures aux plis P_2 qui les déforment.

Dans d'autres échantillons (photo 9, p. 103) la schistosité de crénulation S_2 est nettement incluse dans les lawsonites et semble les traverser ; ces lawsonites sont postérieures aux plis P_2. Elles subissent par ailleurs un étirement dans le plan de la schistosité S_2 et un aplatissement suivant une direction perpendiculaire, associés soit à la fin de la deuxième phase de déformation (plis P_2) soit à la troisième (plis P_3).

Ces observations rejoignent celles faites plus au N (J.M. CARON, inédit : communication orale) et montrent, soit que *la cristallisation des lawsonites s'est étalée dans le temps*, soit qu'elle est réalisée en plusieurs épisodes, plus ou moins distincts, avant et après la deuxième phase tectonique.

5. Conclusion

Les roches éruptives (ophiolites et roches acides associées) montrent les traces de *trois épisodes de cristallisation ou de recristallisation successifs*.

Le premier est caractérisé par l'apparition de minéraux de haute pression et de basse température (lawsonite, glaucophane et jadéite) pour une gamme relativement large de compositions.

Le deuxième, qui semble syntectonique, se traduit surtout par le développement d'actinote dans les gabbros et de crossite dans les roches acides.

Le troisième, également syntectonique, n'est sensible que dans les roches acides où se produisent des recristallisations modérées (chlorite, micas blancs, albite).

Les roches méta-sédimentaires sont beaucoup moins riches en parageneses variées mais elles portent pratiquement toutes les traces de *trois phases de déformation généralisée* ou phases tectoniques principales.

Il est probable que le métamorphisme initial de haute pression et basse température des roches éruptives soit péné-contemporain de la réalisation de la foliation métamorphique primitive (S_1) des Schistes lustrés.

On peut en effet penser qu'a priori les roches éruptives et les roches méta-sédimentaires qui leur sont associées de façon primaire ont eu la même histoire. Il est possible que la cristallisation des lawsonites les plus anciennes des Schistes lustrés soit contemporaine de l'un et l'autre événement. Néanmoins si tous ces phénomènes sont antérieurs aux plis P_2, *leur contemporanéité n'est pas démontrée.*

Le nombre total d'événements tectono-métamorphiques ayant affecté l'un et l'autre matériel apparaissant identique, *il est probable, mais non certain, que le deuxième épisode de (re)cristallisation dans les roches éruptives, par ailleurs syntectonique, corresponde à la deuxième phase tectonique (plis P2) des roches métasédimentaires.*

Pour les mêmes raisons, *le troisième épisode de (re)cristallisation dans les roches éruptives, d'ailleurs discret, pourrait correspondre à la troisième phase tectonique (plis P_3) des Schistes lustrés.* Dans ces derniers, les recristallisations autres que celles de la calcite, du quartz et dans une moindre mesure de l'albite, sont alors insignifiantes.

L'existence de trois phases tectoniques et métamorphiques principales dans les calcschistes piémontais a été reconnue au S comme au N du secteur étudié (CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973 ; SCHUMACHER 1972) ; en particulier une foliation métamorphique (S_1) antérieure à deux plissements isoclinaux (plis P_2 et P_3) et jusqu'ici méconnue (CABY 1973) y a été identifiée.

Annexe : analyse chimique d'un fragment de roche acide leucocrate remanié dans la brèche polygénique du sommet 2873 m (voir description microscopique p. 92-93).

Pourcentages pondéraux :

SiO_2	:	53,2
Al_2O_3	:	16,8
MgO	:	8,05
CaO	:	3,9
Fe_2O_3	:	6,8
Mn_3O_4	:	0,093
TiO_2	:	0,81
Na_2O	:	7,20
K_2O	:	0,42
Perte à 1000	:	3,48
Total	:	100,75

Analyse faite par spectrométrie d'arc pour tous les éléments sauf pour les alcalins qui sont analysés par absorption atomique.

Photo 13. - Roche acide leucocrate remaniée dans la brèche polygénique du sommet 2873 m

Association minérale typique de la jadéite (J), du quartz (Q) et de la lawsonite (L). Ces minéraux, étroitement imbriqués, sont typiques d'un métamorphisme précoce (voir § VI 2 A, p. 92-93) de type haute pression et basse température.

Photo 14. - Pli P_2 replissé par un pli P_3 dans les jaspes amphibolitiques de la face NW de Roche Noire

La schistosité S_2 correspond à une orientation préférentielle des amphiboles bleues (AB) qui paraissent avoir cristallisé lors de la formation du pli P_2. Cette importante cristallogenèse dans la schistosité S_2 est exceptionnelle dans le secteur étudié (voir § VI 3 B, p. 96). La schistosité S_3 correspond à la flexion, la rupture ou la réorientation de ces mêmes amphiboles, qui n'ont pratiquement pas recristallisé lors de la formation des plis P_3.

Photo 15. - Même échantillon que pour la photo 14

La schistosité S_2 correspond à l'orientation planaire des amphiboles. Une lawsonite est fragmentée par des mouvements dans le plan de la schistosité S_2 et ses débris sont noyés dans du quartz de recristallisation. Cette lawsonite est antérieure aux derniers cisaillements dans la schistosité S_2 et, peut-être, antérieure à cette schistosité elle-même.

Photo 16. - Même échantillon que pour la photo 14

La schistosité S_2 correspond à l'orientation planaire des amphiboles bleues. Elle se déforme autour d'une ancienne lawsonite, partiellement pseudomorphosée, qui joue le rôle d'un objet anté-tectonique, créant de part et d'autre des "ombres de pression" (pressure shadows). Cette lawsonite paraît antérieure au dernier aplatissement perpendiculairement à la schistosité S_2 ; elle est peut être même antérieure à la réalisation de la schistosité S_2.

Photo 17. - Pli P_2 dans les marbres phylliteux du Torrent des Prés Bergers

Une schistosité de crénulation (S_2) en souligne le plan axial. Elle montre une juxtaposition de plages effilées où les phyllites, courbées ou brisées, sont plus ou moins normales au plan axial du pli. Ces plages sont séparées par des cordons, constitués de phyllites serrées, qui sont au contraire orientées parallèlement au plan axial du pli. Il apparaît que l'essentiel des phyllites préexistait au pli qui les déforme (voir § VII 4 A, p. 98).

Photo 18. - Pli P_2 dans les calcschistes de la Pointe des Averses

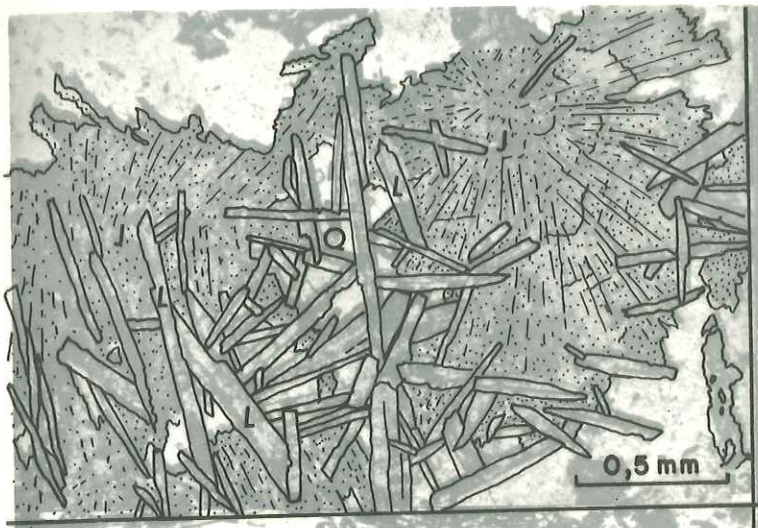
Le plan axial du pli P_2 est matérialisé par une schistosité de crénulation (S_2). Les lawsonites, non orientées et partiellement pseudomorphosées, présentent des inclusions qui, par leur disposition alignée, figurent un litage (S_0) ou une schistosité ancienne (S_1 ?). Ces alignements sont subparallèles à l'enveloppe des microlithons de la schistosité S_2, et grossièrement disposés dans l'enveloppe du pli P_2. Ces lawsonites sont donc vraisemblablement antérieures à la schistosité S_2 et au pli P_2 (voir § VI 4 C, p. 99-100).

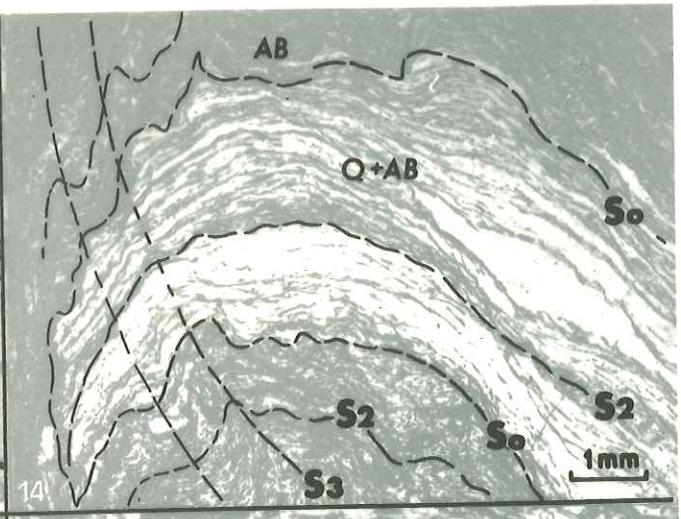
Photo 19. - Lawsonites relativement tardives dans les marbres du Rif de Marcel

La schistosité de crénulation (S_2) se trouve incluse à l'intérieur des gerbes de lawsonite qui sont, par ailleurs, non orientées. La croissance de ces lawsonites est donc nettement postérieure à l'essentiel de l'épisode de déformation associé aux plis P_2 (voir § VI 4 C, p. 99-100).

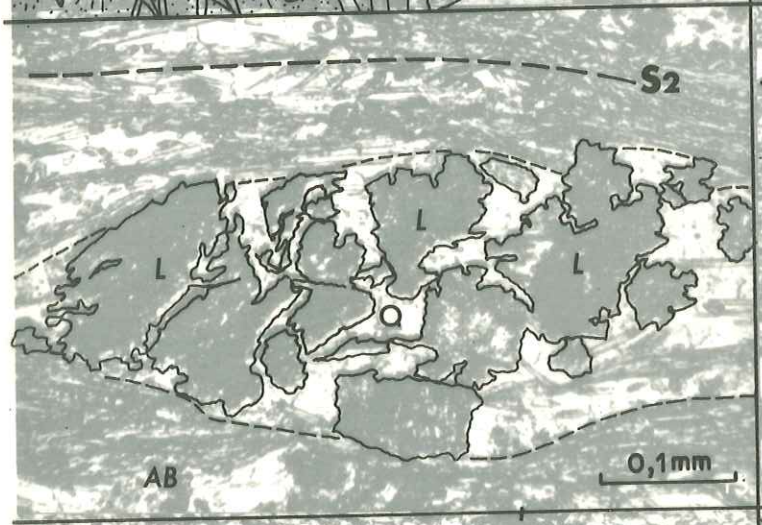
Photo 20. - Foliation métamorphique S_1 dans les calcschistes liasiques du massif du Longet

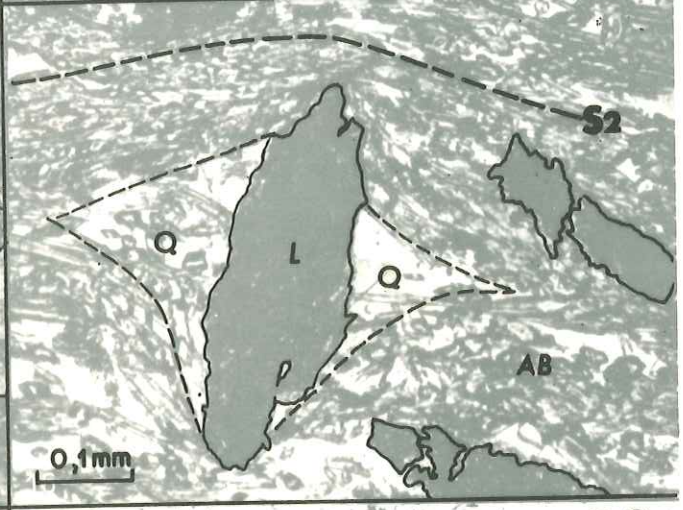
La foliation S_1 est marquée par l'orientation préférentielle des micas sub-parallèlement à la stratification (S_0 : alternance de niveaux quartzeux (Q), calcitiques (C) et micacés (M). Les amandes de quartz pourraient représenter d'anciennes charnières de plis P_1, isolées par fluage dans S_1. La schistosité S_2, de crénulation, est ici exceptionnellement espacée.

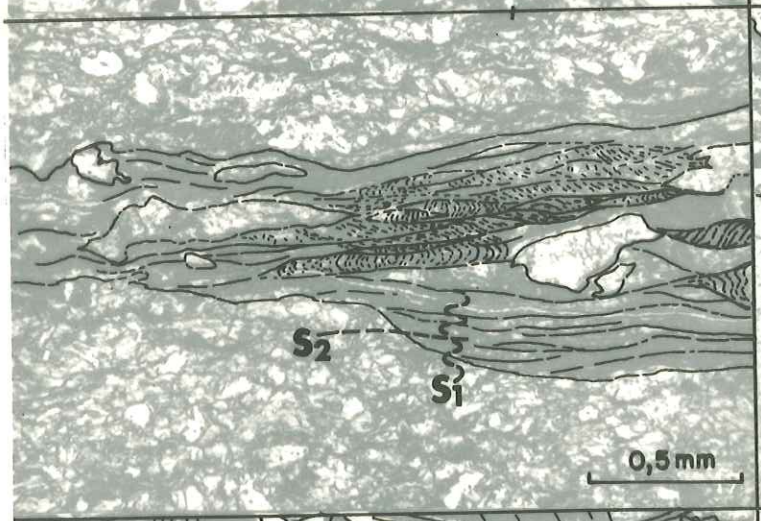

L
Q
L
L
0,5 mm

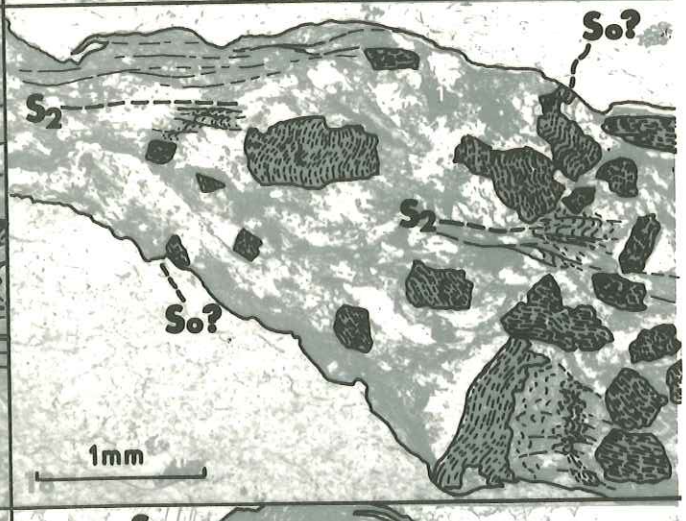

AB
Q+AB
So
S2
So
S2
S3
1mm

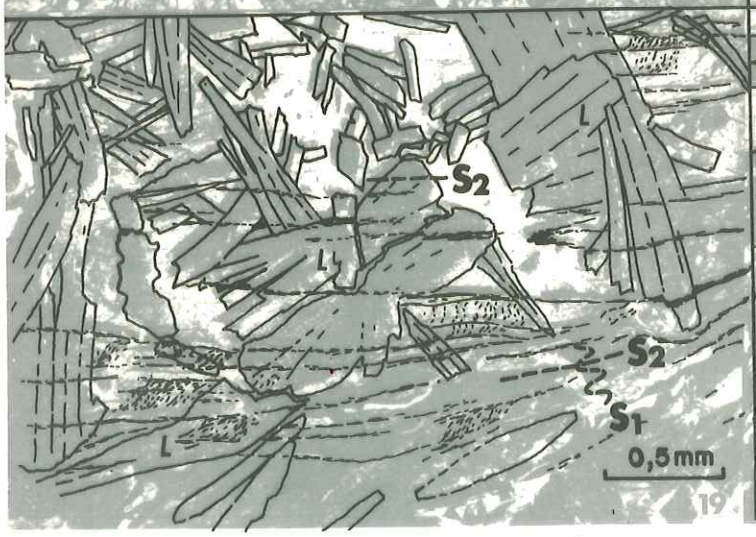
14


S2
L
L
L
Q
AB
0,1mm

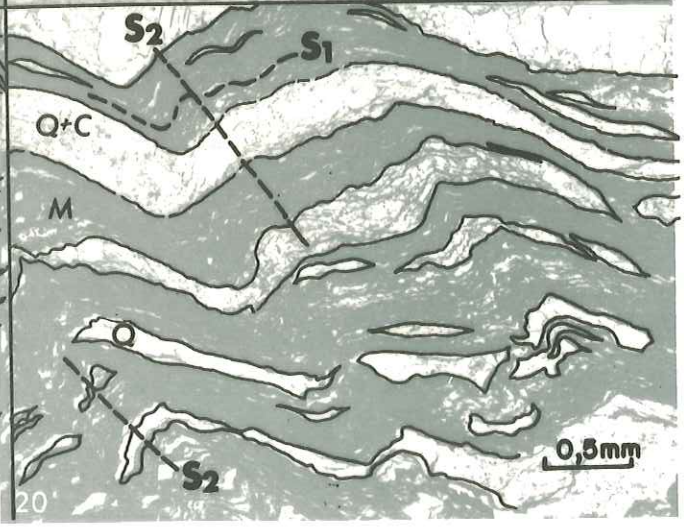

S2
Q
L
Q
AB
0,1mm


S2
S1
0,5mm


So?
S2
S2
So?
1mm

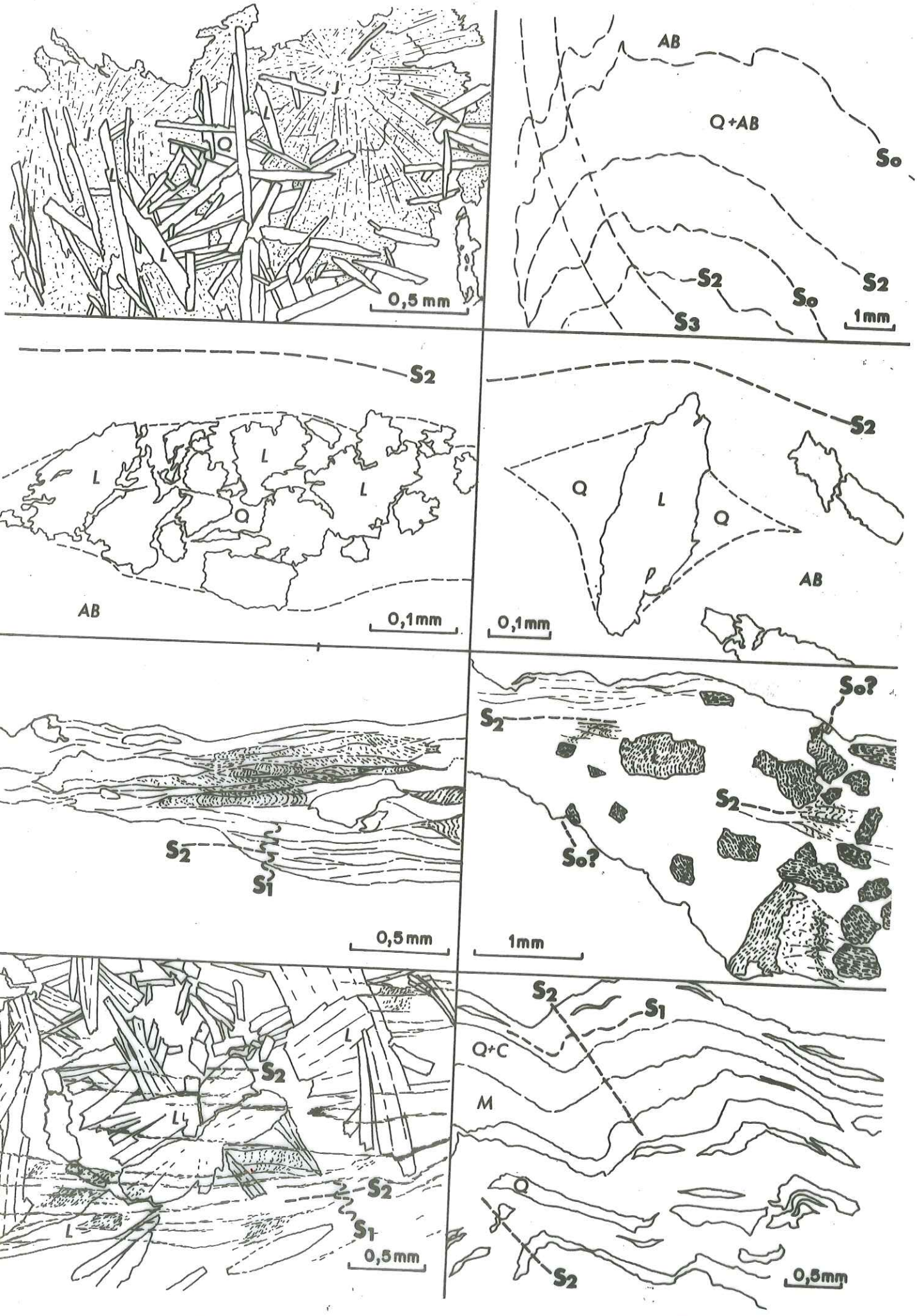

L
S2
L
S2
S1
L
0,5mm

19


S2
S1
Q+C
M
Q
0,5mm
S2

20

13
14
16
18
19
20


L
Q
0,5 mm
AB
Q+AB
So
S2
S3
1mm
S2
L
Q
0,1mm
S2
Q
L
Q
P
AB
0,1mm
S2
S1
0,5mm
So?
S2
So?
1mm
L
S2
L
S2
S1
0,5mm
S2
S1
Q+C
M
Q
S2
0,5mm

CHAPITRE VII

ANALYSE DE LA SYNFORME DE ROCHE NOIRE

Résumé

A Roche Noire, la série de Chabrière, à l'envers, dessine un pli synforme pluri-kilométrique. Son âge n'a pu être démontré directement par l'analyse systématique des petites structures, tant la déformation liée à la phase tectonique III oblitère les structures plus anciennes. Néanmoins, dans la mesure où les deux plis associés à la synforme et d'ordre immédiatement supérieur datent de la phase II, il est probable qu'il en soit de même pour la structure majeure.

1. Structure générale du Massif de Roche Noire

A. Une série renversée, ployée en synforme, en rive gauche du Cristillan

La structure du massif de Roche Noire, déjà décrite dans ses grandes lignes par M. LEMOINE (1955 et 1971) et brièvement évoquée au chapitre II méritait une étude détaillée. La disposition générale des formations apparaît clairement en face NW du sommet de Roche Noire (voir fig. 5, p. 12).

La grande masse des ophiolites de Roche Noire (essentiellement des serpentinites et des ophicalcites) repose sur la masse également importante des schistes et des calcaires de la formation de la Replatte par l'intermédiaire d'un niveau relativement continu de marbres clairs (calcaires marmoréens). Vers leur base géométrique, les serpentinites ou les ophicalcites emballent des lentilles décamétriques de diabases (à débit en coussins, bréchiques ou massives) et de gabbros. Un niveau peu épais et très discontinu de jaspes (radiolarites) s'intercale localement entre les ophiolites et les marbres. Ces jaspes se transforment en microquartzites à amphiboles bleues (voir photo 14, p. 103) chaque fois qu'ils sont en contact direct avec les serpentinites ou les ophicalcites.

On reconnaît, dans la succession de ces formations, la série de Chabrière en position renversée, encore que certains niveaux soient localement absents, tantôt par boudinage (?), tantôt à la suite d'une discontinuité originelle (?) (voir II 3 D, p. 17).

La structure du massif apparaît bien si l'on suit l'excellent niveau-repère que constituent les marbres clairs (fig. 5, p. 12). Il recoupe deux fois la crête principale, de part et d'autre du sommet de Roche Noire. Entre ces deux points, il descend vers le

Cristillan et dessine une vaste synforme déversée vers l'E. Au creux de celle-ci, à proximité d'une ancienne carrière d'ophicalcites ("marbre" des carriers), le niveau-repère de marbres dessine un pli isoclinal pluri-hectométrique dont le plan axial est matérialisé par une lame de jaspes ; ce pli, déversé vers l'E, se raccorde à la synforme majeure. Immédiatement au N du col des Ugousses (replat glaciaire 2873 m), les marbres paraissent dessiner un autre pli pluri-hectométrique, identique au précédent, mais dont le rattachement à la synforme majeure est moins nettement visible.

Ainsi, dans le massif de Roche Noire, *la série de Chabrière en position renversée est ployée en une synforme pluri-kilométrique déversée vers l'E. On observe aussi deux plis isoclinaux pluri-hectométriques, également déversés vers l'E, dont l'un au moins (pli de la carrière de "marbres") apparaît comme un pli mineur associé à la synforme majeure et d'ordre immédiatement supérieur.*

B. Le prolongement de la synforme en Ubaye : le comportement tectonique particulier des serpentinites

Les serpentinites et les ophicalcites de Roche Noire se prolongent vers le S jusqu'à l'Ubaye. Elles affleurent suivant une bande, qui du N au S, est progressivement plus étroite puis discontinue.

A la cote 2829 m elles constituent une lame, essentiellement ophicalcitique, de 300 m seulement d'épaisseur ; ses deux faces portent des placages de calcaires marmoréens dont le pendage vers l'W est conforme à celui des formations métasédimentaires encaissantes. Plus au S, les serpentinites et les ophicalcites constituent des lentilles de dimensions variées (1 m à 1 km de long) qui sont séparées par de faibles épaisseurs de calcaires marmoréens ou de schistes noirs et de calcaires à trame rousse. Les serpentinites et les ophicalcites traversent l'Ubaye et s'épaississent pour constituer, au S de cette rivière, le "complexe serpentineux de la Gavia" (STEEN 1972).

De Roche Noire à l'Ubaye, l'alignement d'ophiolites et de marbres est bordé par deux larges bandes où affleure la formation de la Replatte. La bande orientale, très large, présente des alignements de petites lentilles de serpentinites, d'ophicalcites ou de diabases, en chapelets, qui jalonnent autant de contacts anormaux.

On ne retrouve pas, en rive droite de l'Ubaye, la disposition observée en rive gauche du Cristillan. Vers le S, la large synforme ophiolitique se pince et passe à une lame peu épaisse, d'abord continue, puis, qui se dilacère en lentilles de dimension variable. Cet aplatissement du corps ophiolitique se fait normalement au plan du débit général des Schistes lustrés. Il semble que, par exagération de ce phénomène, on passe aux chapelets de lentilles de roches vertes qui jalonnent des contacts anormaux. Alors qu'à Roche Noire les ophiolites paraissent occuper une position stratigraphique bien définie (série de Chabrière), vers l'Ubaye il n'est plus possible de reconnaître une succession

stratigraphique et sa polarité ; on n'observe qu'une alternance parfaitement monoclinale de roches vertes et de formations métasédimentaires post-ophiolitiques. *On constate donc ici un passage progressif entre les deux principaux types de gisements des ophiolites dans les "Schistes lustrés" du Queyras* (LEMOINE 1955 et 1962 ; LEMOINE, STEEN et VUAGNAT 1970) :

- les *"synclinaux perchés"* où les ophiolites semblent avoir une *signification stratigraphique* ;
- *des masses "plus ou moins allongées,* lenticulaires, intercalées isoclinalement au sein des Schistes lustrés, jalonnant en intrusions froides des *contacts anormaux"*.

Le passage du premier type au second semble dû à la tectonique et s'accompagne d'une *désolidarisation des serpentinites vis-à-vis des formations méta-sédimentaires* à cause d'un *comportement tectonique très différent*. Alors que les roches méta-sédimentaires qui entourent les ophiolites présentent au moins deux générations de plis isoclinaux, de tels plis n'ont jamais pu être observés dans les serpentinites malgré le bon repère que constitue leur rubanement ; ces roches montrent, au contraire, une multitude de petites surfaces striées qui délimitent des amandes ou "poissons", généralement décimétriques ; cette déformation, discontinue à l'échelle de l'affleurement, pourrait se traduire par une déformation d'apparence plastique à l'échelle du massif.

Les serpentinites, qui s'aplatissent, se dilacèrent ou se boudinent à l'échelle régionale, semblent suffisamment plastiques pour migrer et se rassembler en grandes masses - la synforme de Roche Noire, la synforme du Pic Marcel, le massif de la Gavia - séparées par des "ombilics", ou pour s'injecter dans des contacts anormaux comme au S et à l'E de Roche Noire.

2. Analyse tectonique sectorielle

A. De Roche Noire au Col des Ugousses

Les observations sont faites dans la formation de la Replatte qui affleure sur la crête principale à l'W de Roche Noire.

Les bancs calcaires et le débit principal des schistes ont une disposition très régulière : environ N 170,60 W. Ils correspondent à une schistosité de crénulation serrée ("strain slip cleavage") associée à des plis isoclinaux étirés qui sont contenus dans l'épaisseur même des différents niveaux. Ces plis sont associés à une linéation d'intersection parallèle à leur axe et partout bien marquée.

On observe d'autres plis, plus récents, qui déforment la schistosité, la linéation et les plis décrits plus haut. Ils sont tous asymétriques de type flanc inverse W (nomenclature voir fig.

DISPERSION DES PETITES STRUCTURES DANS LA SYNFORME DE ROCHE NOIRE

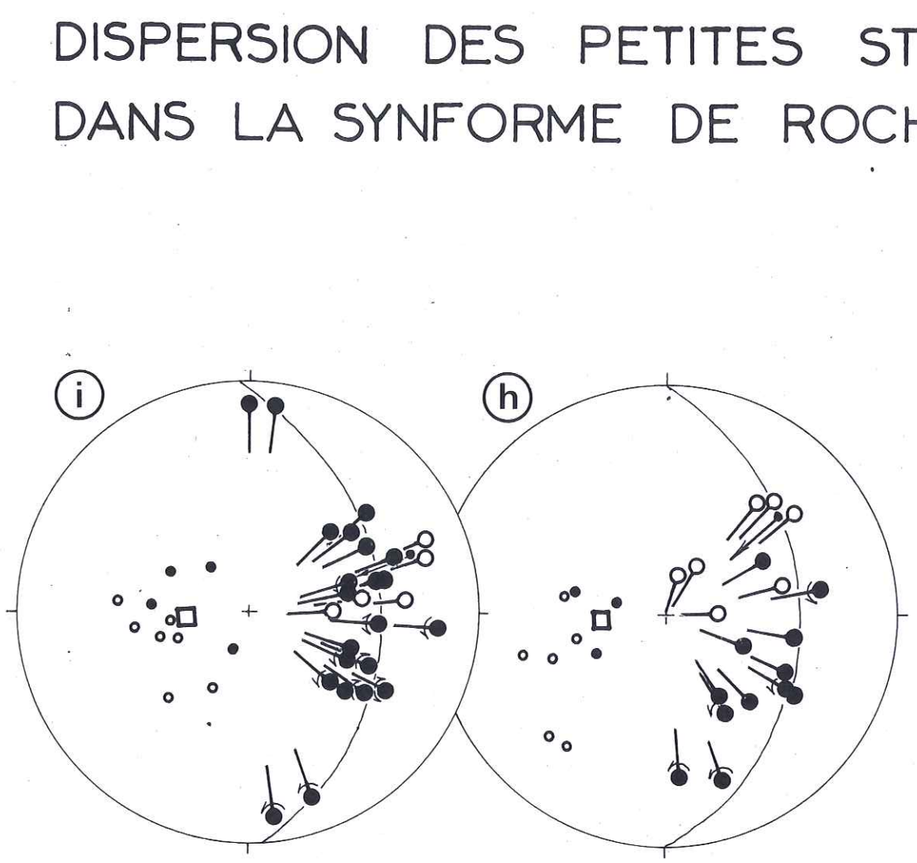
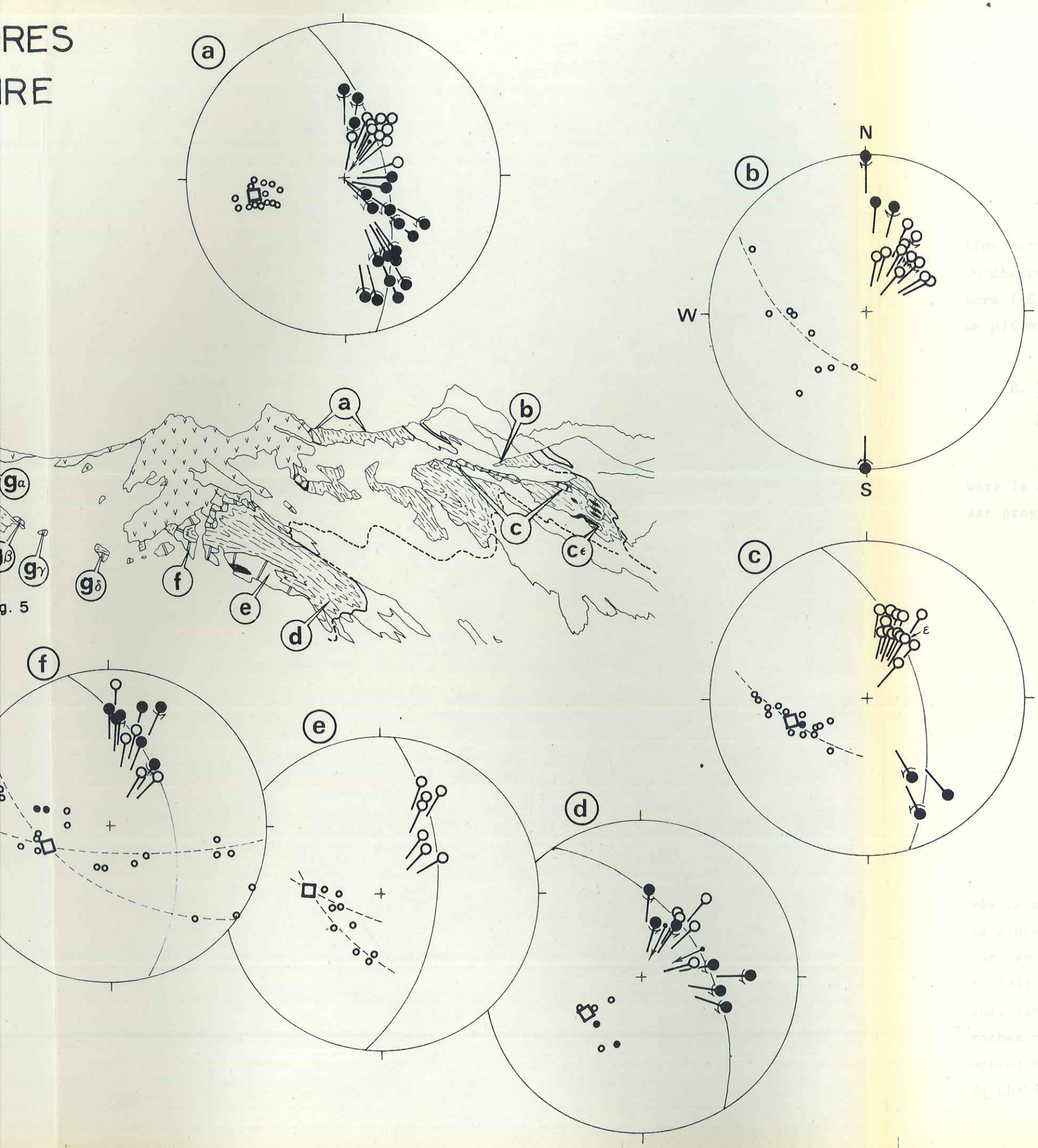


Fig. 42

RES
IRE

g. 5



ÉLÉMENTS MESURÉS :

axe d'un petit pli P3 ou linéation L3 qui lui est parallèle

axe d'un petit pli P2 ou linéation L2 qui lui est parallèle

plan axial d'un petit pli P3 ou schistosité S3

schistosité S2

ÉLÉMENTS CONSTRUITS :

direction des glissements dans le plan axial d'un petit pli P3, déterminée par la méthode de WEISS

plan de glissement moyen pour chaque affleurement (plan axial moyen des plis P3 et plan de dispersion des axes et des linéations)

grand cercle correspondant à la rotation des plans autour de l'axe moyen des plis P2 et P3

23, p. 57). Ce sont des plis ouverts, à charnière arrondie, dont le profil tend vers une géométrie de type concentrique et dont les axes sont subhorizontaux (photo 21, p. 139) ; ils sont associés à une schistosité de crénulation plus ou moins sécante sur le débit général (bancs calcaires et niveaux schisteux) et moins pentée que lui. En de nombreux endroits, ces mêmes plis se ferment et s'étirent ; leur profil tend alors vers une géométrie de type semblable tandis que leurs axes sont souvent très plongeants (photo 10, p. 87) ; ils restent de type flanc inverse mais la schistosité de crénulation qui leur est associée est alors sensiblement confondue avec le débit général défini plus haut.

On ne trouve pas trace d'une déformation intense (pénétrative) plus récente encore.

On observe donc deux plissements pénétratifs successifs et deux seulement. Le plus ancien est, en partie au moins, post-métamorphe puisqu'il crénule une foliation antérieure ; il ne correspond pas à la déformation initiale des roches. Par comparaison avec les observations faites en rive droite du Cristillan (voir § V 3 A, p. 61), on peut interpréter les plis isoclinaux étirés contenus dans les bancs comme des plis P_2, et les plis plus récents, de type flanc inverse, comme des plis P_3.

Sur stéréogramme (fig. 42a), on remarque la constance du plan de stratification (alternance de bancs calcaires et de niveaux schisteux) mesuré loin des charnières des plis P_3 c'est-à-dire sur les flancs longs de ces plis. Ce plan S_0 qui correspond également aux schistosité S_1, S_2 et S_3 sensiblement confondues, joue le rôle d'un plan de glissement (N 170,60 W) lors de la phase III.

Les axes des petits plis P_3 sont dispersés en effet dans ce plan de glissement, en déterminant, sur sa trace, un angle de séparation (voir définition § V 3 A d, p. 69) d'une quarantaine de degrés.

Les axes des plis P_2 portés sur les flancs longs des plis P_3, c'est-à-dire en fait par le plan de glissement (voir ci-dessus), sont remarquablement groupés dans une direction (N 30,50 SW). Ils sont parallèles à la direction des glissements déterminée par la méthode de WEISS sur un pli P_3 isolé (fig. 35, p. 76), et ils sont contenus dans l'angle de séparation défini plus haut.

La position du plan axial des plis P_3 et l' asymétrie de ces plis montrent que les affleurements se situent au flanc inverse W d'un pli P_3 majeur (voir la nomenclature des flancs d'un pli fig. 23, p. 57).

B. Le pli couché du replat 2873 m

La partie orientale du replat glaciaire 2873 m correspond au plan axial d'un pli isoclinal couché vers l'E qui mesure environ 800 m de long.

a. Le flanc supérieur

Il est constitué par la succession Ophicalcites - Marbres - formation de la Replatte - formation de Roche Noire en position normale (série de Chabrière). Ces couches, recoupées par la crête secondaire 2873 m - 2955 m, se prolongent vers la crête principale, entre Roche Noire et le Col des Ugousses.

On observe un grand nombre de plis isoclinaux, ou plus rarement ouverts, qui s'enchaînent de façon cohérente et semblent tous de la même génération. Ils développent dans leur plan axial une schistosité de crénulation serrée ; ce ne sont donc pas des plis P_1 (voir § V 1, p. 50). Leur style (fig. 43) est incompatible avec celui des plis P_3 tels qu'on les identifie de façon rigoureuse dans le secteur étudié. Ils paraissent donc pouvoir être interprétés comme des plis P_2.

Fig. 43 - Pli P_2 en "feuille de chêne" dans les calcaires de la formation de la Replatte (cote 2873 m ; série de Chabrière).

Le pli est contenu dans l'épaisseur même d'un banc calcaire, isolé dans les schistes. Au coeur du pli, on passe d'un flanc à l'autre sans discontinuité ; le pli, typiquement intrafoliaire ne peut être déroulé ; ceci, ajouté à sa géométrie en feuille de chêne étirée (section normale à l'axe) caractérise un pli formé essentiellement par des glissements parallèlement à son plan axial. Le pli, symétrique, se situe à proximité d'une charnière majeure de même âge. Dans le secteur étudié, un tel style ne se rencontre que pour les plis P_2.

Leurs axes, parallèles à une linéation d'intersection bien marquée, plongent tous vers le SW (fig. 42b). Les plis P_2 observés dans les calcaires marmoréens ou à la base de la formation de la Replatte sont sensiblement symétriques, ce qui s'explique si l'on admet qu'ils se situent à proximité du plan axial d'un pli P_2 majeur (voir plus loin).

Dans les niveaux plus tendres, on observe quelques plis ouverts asymétriques, de type flanc inverse W, dont les axes sont subhorizontaux (Fig. 42b). Par comparaison avec les affleurements de la crête principale (§ 2A, p. 107-108) nous les interprètons comme des plis P_3. Si l'on fait abstraction de ces plis P_3 (ce qui se justifie par leur importance relativement modeste ici), les plans de la schistosité S_2 apparaissent en zone avec l'axe moyen (N 35,40 SW) des plis P_2.

b. Le flanc inférieur

Il est dessiné par des calcaires marmoréens qui surmontent la formation de la Replatte (portion renversée de la série de Chabrière) et qui constituent le rebord nord du replat 2873 m.

Les calcaires marmoréens constituent de grandes dalles apparemment pauvres en plis. Elles portent une forte linéation d'intersection, toujours rectiligne, qui est associée à des plis intrafoliaires étirés. Cette linéation que l'on suit sans discontinuité dans l'ensemble du pli couché, semble correspondre à la linéation L_2 ; ceci s'accorde avec le style des plis qui lui sont associés.

Vers l'E, les dalles calcaires paraissent dessiner une large voussure anticlinale. Il s'agit en fait de l'enveloppe de charnières décamétriques constituées de calcaires marmoréens et qui sont isolées dans la formation de la Replatte. Les plis, déversés vers l'E et de type flanc normal W, paraissent être des plis P_2 dans la mesure où ils sont associés à la linéation d'intersection (L_2 ?) et aux petits plis intrafoliaires (P_2 ?) des calcaires.

La fig. 42creporte les directions mesurées sur les calcaires. Les axes des petits plis P_2 (?) et la linéation L_2 (?) restent bien groupés malgré la grande surface analysée. L'axe N 20,40 S que l'on peut construire pour la voussure anticlinale (axe de zone des dalles calcaires) se confond avec la direction précédente.

Dans la formation de la Replatte on observe quelques plis ouverts asymétriques de type flanc inverse W. Leurs axes sont subhorizontaux (fig. 42c). Il pourrait s'agir de plis P_3.

c. La charnière

Les deux flancs du grand pli couché se rejoignent à l'extrémité NE du replat 2873 m où l'on observe des lentilles de jaspes et de calcaires marmoréens (plusieurs mètres d'épaisseur et plusieurs décamètres de long) intercalées dans la formation de la Replatte et dans un peu d'ophicalcite. Chaque lentille représente en fait une charnière aiguë et très étirée, avec une disposition "en sandwich" ; la juxtaposition de ces lentilles constitue la charnière majeure du grand pli couché sans qu'on puisse voir les couches tourner à aucun endroit. Les petits plis associés à ces charnières décamétriques sont très probablement les plis P_2 : ils développent une schistosité de crénulation serrée, leur style est habituel pour les plis P_2 de la région étudiée, et surtout ils sont associés à la linéation d'intersection (L_2) bien visible partout.

d. Conclusion : une synforme P_2 couchée vers l'E

En l'absence de critère absolu (pli replissé, intersections de schistosité...) les âges relatifs proposés pour les petites structures ne sont qu'hypothétiques. On peut remarquer que les petits plis P_2 s'enchaînent de façon cohérente (plis "conformes") dans le grand pli couché, à l'extrados de sa charnière, près de son plan axial et sur ses flancs, à la manière de plis mineurs dans une structure majeure de même âge.

La direction des axes des petits plis P_2, comme celle de la linéation L_2, qui constitue un excellent repère, reste constante dans l'ensemble de la grande structure et elle est parallèle à l'axe probable N 30,40 SW du pli majeur (axe des plis associés au pli majeur, et d'ordre immédiatement supérieur, à la charnière de celui-ci :(ε) fig. 42c).

Les plis interprétés comme des P_3 sont peu nombreux et présentent des axes généralement N-S et subhorizontaux. Ils sont de type flanc inverse W sur les deux flancs du grand pli couché. Ils n'entraînent pas de dispersion importante des structures antérieures.

Il semble donc que le pli couché du replat 2873 m soit un pli P_2. Par comparaison avec les données recueillies dans d'autres massifs on peut

penser que *l'axe primitif de ce pli était NW-SE* (horizontal ?) et que sa direction axiale actuelle, nettement plongeante, résulte de sa reprise par les plis P_3 (voir ch. V).

Les plis P_3, de flanc inverse, déforment l'ensemble du pli couché comme ils déformeraient une couche épaisse unique. On peut donc supposer que le pli couché synforme était déjà réalisé (peut-être avec un profil moins isoclinal ?) avant les plis P_3 et qu'il a simplement été renversé vers l'E par ceux-ci.

C. Le pli couché de la carrière de marbre

C'est une synforme isoclinale déversée vers l'E qui se raccorde au creux de la synforme de Roche Noire. Le pli, schématisé sur la fig. 44, est surtout visible grâce aux calcaires marmoréens qui le dessinent sur 300 m environ. On peut le subdiviser en trois secteurs que nous étudierons successivement d'E en W.

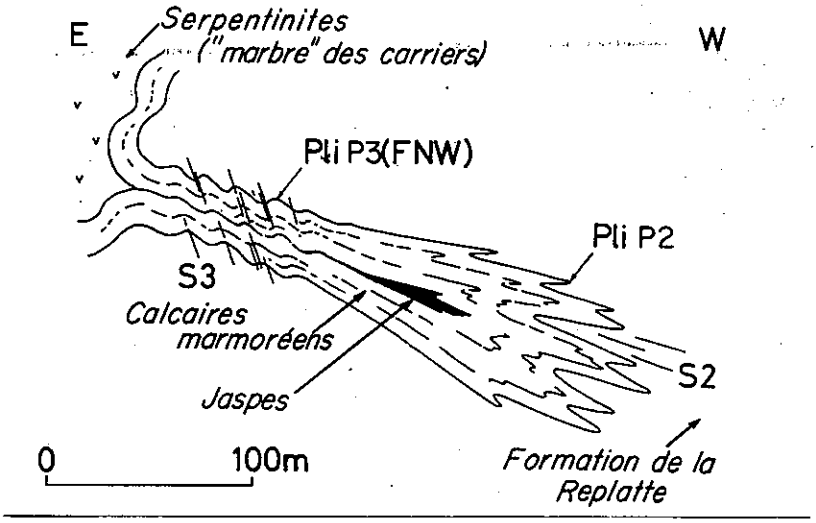


Fig. 44 - Schéma interprétatif du pli couché de la carrière de marbres.

a. Les flancs amincis du pli

Près de la zone de rattachement du pli couché à la synforme de Roche Noire, les calcaires marmoréens des deux flancs sont relativement peu épais et directement accolés. Ils passent stratigraphiquement vers le haut et vers le bas à la formation de la Replatte.

Ces formations montrent deux générations de plis, auxstyles très différents :

- des plis isoclinaux à charnières aiguës, avec, en profil, une géométrie de type concentrique-aplati à semblable ; ils sont contenus dans l'épaisseur des bancs et une schistosité de crénulation marque leur plan axial ; ils sont associés à une linéation d'intersection bien marquée ;

- des plis ouverts à charnières arrondies, montrant en profil une géométrie de type presque concentrique ; ils sont tous très asymétriques, de type flanc normal; suivant leur plan axial on note une schistosité espacée de type fracture ou crénulation, plus pentée que les limites lithologiques et que le débit en bancs des calcaires (photo 23, p. 139).

Les plis ouverts replissent les plis isoclinaux qui sont donc plus anciens (photo 22, p. 139). Comme on ne trouve pas de trace d'une déformation pénétrative encore plus récente, nous les interprèterons comme des plis P_3 reprenant des plis P_2.

Les plis P_2 et P_3 sont sensiblement coaxiaux (fig. 42f) ; leurs axes, qui plongent au S ou au SW, sont moyennement dispersés (arc à 50°) dans le plan de la schistosité S_3, qui constitue un plan de glissement. Les plans S_2 (débit en banc des calcaires) sont totalement dispersés autour de l'axe des plis P_3. Le débit S_3, bien distinct ici du débit S_2, constitue la seule surface de direction constante.

b. La charnière du pli couché dans les calcaires marmoréens

A 1'W de l'affleurement précédent, les calcaires marmoréens s'épaississent (fig. 44) ; les plis P_3 disparaissent complètement tandis que les plis P_2 sont de plus en plus nombreux (fig. 45).

Vers l'W, les bancs de calcaires marmoréens semblent s'effilocher dans la formation de la Replatte. On observe que chaque terminaison, vers le NW, d'un banc, correspond à la charnière d'un pli P_2 synforme, dont les deux flancs sont contenus dans l'épaisseur du banc.

La terminaison NW des calcaires marmoréens correspond à la juxtaposition d'un grand nombre de petits plis P_2. C'est l'enveloppe de ces plis qui dessine la charnière majeure du pli couché ; les couches elles-mêmes ne tournent pas à l'échelle du grand pli.

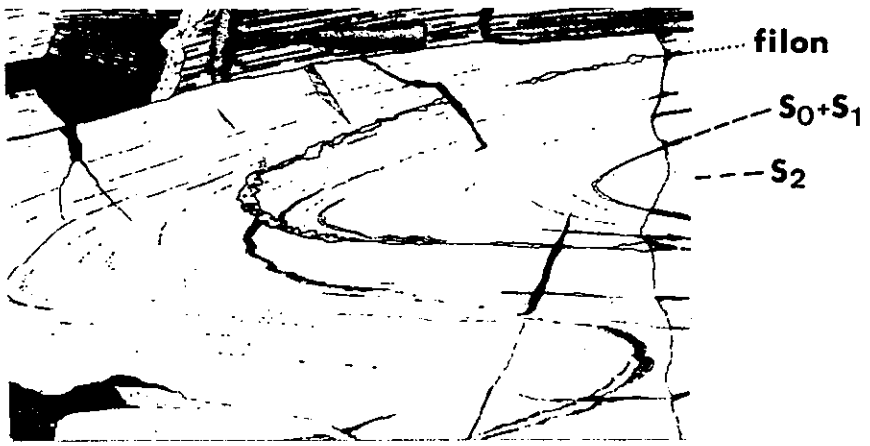


Fig. 45 - Plis P_2 mineurs dans des calcaires marmoréens (série de Chabrière) à la charnière du pli couché de la carrière de marbre. Les plis, qui sont exceptionnellement ouverts et peu étirés, montrent une charnière arrondie ; ils sont en cela caractéristiques d'une zone de charnière majeure de même âge ; ils diffèrent de la majorité des plis P_2 de la région étudiée, qui sont isoclinaux, étirés, et possèdent une charnière aigue, et qui se situent sur les flancs des grands plis P_2. On observe un filon de quartz oblique sur le litage (S_0 + S_1) et déformé avec lui dans le pli P_2.

Les axes des plis P_2 plongent au SW (fig. 42e). Ils se dispersent un peu (arc de 40°) dans un plan N 5,50 W proche du plan de glissement dans les plis P_3 voisins (voir § a et c) ; bien que l'on n'observe pas de plis P_3, cette dispersion des axes des plis P_2 pourrait être contemporaine de la phase III. Les plans S_2 sont dispersés autour des axes des plis P_2 (disposition en éventail).

c. La charnière du pli couché dans la formation de la Replatte

On observe de nombreux plis isoclinaux P_2 et P_3 qu'il est parfois difficile de distinguer. Les plis P_3, d'asymétries variées, reprennent les axes des plis P_2 sur des grands cercles (voir fig. 32 et 33, p. 76) ce qui indique d'importants glissements parallèlement à leurs plans axiaux, suivant une direction grossièrement NE-SW (fig. 42d).

Les plans S_2 et S_3 sont parallèles et constituent un plan de glissement dans lequel sont dispersés les axes des plis P_2 et P_3. On peut alors interpréter la position redressée de tous les axes comme une conséquence des glissements importants lors de la genèse des plis P_3. Ces glissements entraîneraient tous les axes et, par rotations dans le plan de glissement, tendraient à paralléliser ces axes avec leur direction propre (direction des glissements). Cette réorientation serait presque entièrement réalisée ici.

d. Conclusion : une autre synforme P_2 plurihectométrique

Les plis P_2 et P_3 peuvent être bien identifiés dans les marbres, grâce à leurs différences de style, grâce à l'obliquité de leurs plans axiaux respectifs et surtout grâce aux figures de plis replissés.

La charnière du pli couché de la carrière de marbre est dessinée par l'enveloppe de plis P_2 mineurs (fig. 44). Les deux flancs du pli couché majeur sont déformés par des plis P_3 de flanc normal W, à plans axiaux nettement plus redressés (fig. 44).

Le pli couché de la carrière de marbre apparaît donc comme un pli P_2 pluri-hectométrique qui rappelle beaucoup celui du replat 2873 m (§ 2 B, p. 109 à 112). Son axe ne peut être déterminé autrement que par comparaison avec l'axe des plis P_2 mineurs associés à sa charnière (axes dirigés NE-SW et plongeant moyennement au SW).

Sur les flancs amincis du pli couché majeur, la schistosité S_3 est nettement oblique sur les dalles de marbres et ne semble pas être le siège d'importants glissements (plis P_3 de style plutôt concentrique). *L'amincissement des flancs du pli couché pourrait donc résulter d'un fluage pénécontemporain de la formation du pli, c'est-à-dire de la phase II.*

D. Au N du Col Sud de Cristillan

Des marbres pointent sous les éboulis de serpentinites et jalonnent la remontée des couches vers la crête principale. Ce sont des dalles régulières dont la direction N 155,35 SW à N 100,30 S est reportée sur la fig. 42g. On observe des plis isoclinaux intrafoliaires, associés à une linéation d'intersection, et qui sont, vu leur style, très vraisemblablement des plis P_2.

E. Entre les cols de Cristillan

Les calcaires marmoréens de la cote 3071 m reposent sur la formation de la Replatte et plongent sous les serpentinites de Roche Noire, dont un placage de jaspes les sépare.

a. Dans les calcaires marmoréens et dans les jaspes

Les dalles de marbres et de jaspes, très redressées, portent une forte linéation d'intersection, très pentée au SW. Cette linéation est associée à des plis isoclinaux très étirés qui semblent être des plis P_2.

On observe, plus spécialement dans les jaspes, des plis qui reprennent la linéation L_2. Ce sont des plis fermés, à charnière arrondie, en gousse ou à axe sinueux (fig. 36, p. 78). Ils semblent plutôt de flanc inverse W, mais sans certitude. On est conduit à y voir des plis P_3.

La direction des glissements, déterminée par la méthode de WEISS sur un pli P_3 isolé est N 50,25 SW.

Les axes des plis P_3 sont fortement dispersés dans le plan desdalles (fig. 42h) (S_2 et S_3 sensiblement confondus) qui constitue un plan de glissement.

La linéation L_2 contenue dans ce plan est parallèle à la direction des glissements.

La disposition des petites structures indique donc d'importants glissements NE-SW dans les plans axiaux des plis P_3, glissements qui tendent à paralléliser les axes des plis P_2 et P_3 dans leur direction. Cette réorientation, effective pour les premiers axes n'est que partielle pour les seconds.

b. Dans la formation de la Replatte

On y observe aussi deux générations de plis, interprétables comme plis P_2 et P_3 :

- des plis isoclinaux, étirés et à charnière aiguë, développent une schistosité de crénulation très serrée qui correspond au débit en bancs des calcaires : ces plis sont associés à une linéation d'intersection, partout bien visible, qui constitue un repère commode.

- des plis de géométrie variable mais qui semblent appartenir tous à une même génération, plus récente, reprennent les structures ci-dessus. Ils développent une schistosité de crénulation moins serrée que la précédente ; suivant les endroits, celle-là est subparallèle à celle-ci ou au contraire la recoupe nettement, avec un pendage moindre.

Immédiatement sous les marbres du sommet 3071 m, les plis P_3 mésoscopiques sont très nombreux, serrés, et affectés de nombreux cisaillements parallèlement à leur plan axial ; ils sont généralement symétriques. Il semble qu'on soit à la charnière d'un pli P_3 plus grand, cependant invisible dans le paysage. Il est possible qu'un cisaillement, contemporain des plis P_3, sépare la formation de la Replatte et quelques marbres d'une part, des grandes dalles de marbres et de jaspes du sommet 3071 m d'autre part.

Plus au NE, vers le Col N de Cristillan (3011 m), on observe une alternance décamétrique à pluridécamétrique de 2 types de zones structurales, ce qui rappelle les observations faites entre Roche Noire et le Col des Ugousses (§ 2 A, p. 108).

- Des zones où les plis P_3 sont de style presque concentrique, très asymétriques, et déversés vers l'E (type flanc inverse W) ; leurs axes, N-S, subhorizontaux, sont parallèles à une linéation L_3 (intersection et microplis), exceptionnelle pour la région étudiée.

- Des zones où les plis P_3 sont de style presque semblable, isoclinaux, d'asymétrie difficilement interprétable ; on observe des plis désaxés, des plis à axe courbe (photo 7, p. 87), des plis acylindriques (photo 8, p. 87) qui témoignent de glissements parallèlement à leur plan axial, c'est-à-dire dans la schistosité S_3 qui est plus ou moins confondue avec le débit général S_2.

Tous les axes (plis P_2 et P_3) sont contenus dans un plan unique qui correspond aux schistosités S_2 et S_3 confondues, et qui a la signification d'un plan de glissement lors de la genèse des plis P_3 (fig. 42i, p. 106). La dispersion des axes dans ce plan n'est pas quelconque ; la direction des glissements dans les plis P_3 a pu être déterminée par la méthode de WEISS sur un petit pli P_3 isolé (fig. 34, p. 76) ; les axes des plis P_2 portés par des plans parallèles au débit général, qu'ils soient au flanc normal W ou au flanc inverse W d'un pli P_3, sont tous sensiblement parallèles à la direction des glissements dans les plis P_3 telle qu'on l'a déterminée plus haut. Les axes des plis P_3 ne se dispersent pas totalement dans le plan de glissement ; ils occupent presque tous une position voisine de celle de la ligne de plus grande pente de ce plan. Nous admettrons que les axes des plis P_3, quelle qu'ait été leur direction primitive (probablement horizontale comme dans les zones adjacentes à plis P_3 concentriques), ont été tournés ("dragués", entraînés) par des glissements dans les plans axiaux des plis P_3 après leur formation ou après le début de celle-ci. Cette rotation a tendu à paralléliser ces axes avec la direction des glissements ; ici les glissements sont particulièrement importants et cette parallélisation est presque réalisée.

c. Conclusion : une zone à forts glissements au flanc inverse d'un pli P_3 majeur

Les plis P_3 présents dans les marbres du sommet 3071 m, semblent de type flanc inverse W ; les observations sont néanmoins trop partielles pour que cette conclusion soit reprise dans les discussions ultérieures. L'asymétrie des petits plis P_2 n'y est pas connue.

Dans la formation de la Replatte sous-jacente les plis P_3, affectés par d'importants glissements, sont franchement de type flanc inverse W ; il est possible qu'un contact anormal tardif, cisaillant les plis P_3, se situe à la base des marbres du sommet 3071 m.

3. Interprétation de la structure d'ensemble

A. Direction des petites structures dans l'ensemble de la synforme

La constance de certains plans, axes ou linéations, contraste avec la dispersion, parfois extrême, des autres. Les deux phénomènes s'expliquent par les mêmes mécanismes.

a. Constance du plan de glissement et de la direction des glissements dans les plis P_3

L'analyse des affleurements (§ précédents) montre le rôle important des glissements parallèlement aux plans axiaux des plis P_3. *Pour l'ensemble de la synforme, ces glissements se font dans un plan et suivant une direction remarquablement constants par rapport à la grande variabilité des axes des petits plis P_3. Le plan de glissement (N-S fortement penté à l'W) et la direction des glissements (qui plonge au SW ou au SSW) constituent les seules éléments fixes associés aux plis P_3.* Eux seuls semblent pouvoir caractériser, par leur direction, la phase tectonique III.

b. Constance de la schistosité S_3 et faible dispersion de la schistosité S_2

Seuls la limite ophiolites - roches métasédimentaires (jaspes ou marbres) et de façon moins rigoureuse, le contact marbres - formation de la Replatte dessinent la synforme de Roche Noire. En effet, les ophiolites ne paraissent pas ployées (voir § 1B, p. 107) tandis qu'à une dizaine de mètres au plus de celles-ci, *le litage des roches métasédimentaires est systématiquement couché dans le débit général, de direction N-S, avec un fort pendage à l'W.*

Dans les calcschistes les plis P_3 sont isoclinaux et le plan de glissement (S_3) est généralement confondu avec le débit S_2 ; c'est pourquoi *les plans S_2 sont relativement peu dispersés* dans ce type de matériel (fig. 42a, d et i, p. 106).

Dans les marbres, par contre, les plis P_3 sont plus ouverts ; les plis P_2 présentent une schistosité en éventail ; il en résulte *une dispersion des plans S_2 sur des grands cercles* qui restent néanmoins en zone avec respectivement les axes des plis P_3 (fig.42f) ou P_2 (fig. 42b, c et e).

c. Dispersion des axes des petits plis P_3 et constance des axes des petits plis P_2

Les axes des plis P_2 gardent partout la même direction, NW-SE, plongeante au SW. Ils sont parallèles à la direction des glissements dans les plans axiaux des plis P_3 chaque fois que celle-ci est connue (fig. 42a, d, h et i).

Il semble que les axes des plis P_2 aient été tournés, réorientés, par les glissements dans les plis P_3 et parallélisés avec la direction très régulière de ces glissements.

Cette réorientation régionale quasi parfaite est la conséquence :

- de la reprise dans un plan des axes des plis P_2 par la majorité des plis P_3 ;

- du fait que de façon générale les axes des plis P_2 sont portés par le plan de glissement associé aux plis P_3 (voir § précédent b), lié au caractère isoclinal de ces derniers ;

- de la constance du plan de glissement et de la direction des glissements associés aux plis P_3.

Les axes des petits plis P_3 ont par contre des directions très variables mais ils restent contenus dans le plan de glissement qui leur est associé. Leur dispersion semble varier en fonction de l'intensité des glissements que l'on peu évaluer grossièrement en considérant le style des petits plis P_3.

Lorsque les glissements sont relativement peu importants, les plis P_3 sont ouverts, plutôt concentriques, et bien réglés ; leurs axes sont subhorizontaux (fig. 42b).

Lorsque les glissements sont plus importants, les plis P_3 sont relativement fermés et étirés, et souvent acylindriques ; leurs axes commencent à se disperser (plis à axe courbe, plis désaxés, relais de charnières : ils plongent au S (fig. 42f) et ils deviennent alors coaxiaux des plis P_2, ou au N (fig. 42a et h) et peuvent déterminer un angle de séparation (fig. 42a).

Si les glissements deviennent plus importants encore, les axes des plis P_3, devenus isoclinaux, avec des charnières très courtes, se parallélisent avec la direction des glissements dans leurs plans axiaux ; ils ont alors un plongement pratiquement maximum (presque la ligne de plus grande pente de leur plan axial) et leur direction est normale à celle des axes des plis P_3 peu affectés par les glissements (fig. 42d et surtout 42i).

A matériel identique (formation de la Replatte) ces glissements sont nettement plus importants à l'E des ophiolites (fig. 42i) qu'à l'W (fig. 42a). Peut-être les ophiolites ont-elles joué le rôle de noyau compétent et laminé leur substratum ? ou peut-être existe-t-il un gradient régional dans l'intensité de ces glissements ?

B. Détermination de l'axe de la synforme

Reporter sur un même stéréogramme toutes les positions des dalles des marbres qui entourent les ophiolites n'aurait pas de signification : en effet, elles dessinent deux plis isoclinaux P_2 plurihectométriques entièrement couchés dans le débit général ; de plus, en plusieurs endroits, des plis P_2, et surtout des plis P_3 ouverts, dispersent fortement les plans.

Nous ne reporterons donc (fig. 46) que les pôles des dalles restées planes et au contact des serpentinites.

On remarque que *la synforme est isoclinale* (plans 1 et 8 quasiment parallèles) avec un plan axial N 170,55 W

Les couches verticales, à la limite entre le flanc normal E et le flanc inverse W, sont masqués par les éboulis (entre les affleurements 6 et 7) : Elles auraient permis de mieux connaître la direction axiale de la synforme.

L'affleurement 5 au creux de la synforme indique un plongement axial moyen au SSW. Sur stéréogramme il est possible de construire *un axe N 10,25 SSW pour l'ensemble de la synforme.*

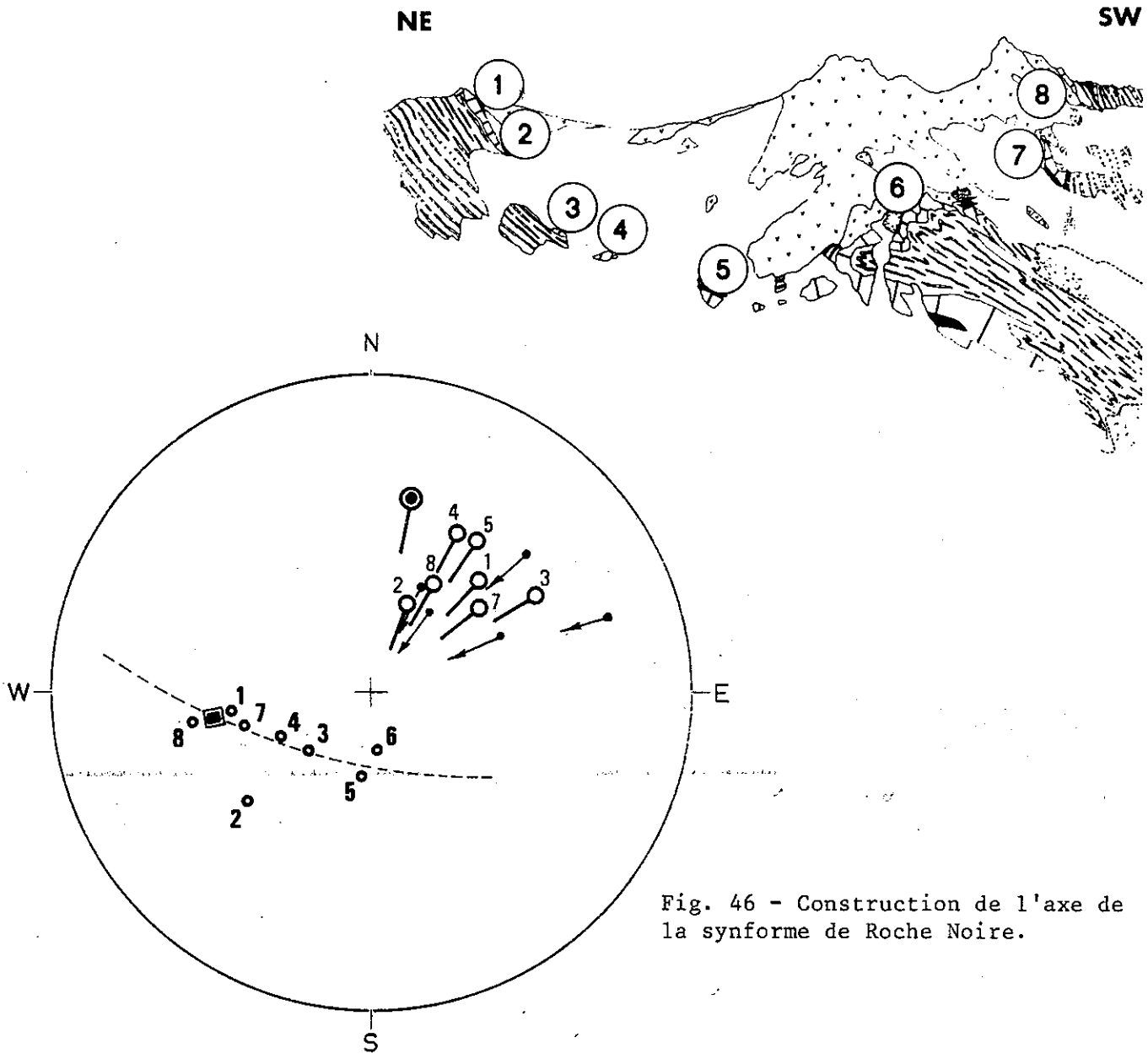


Fig. 46 - Construction de l'axe de la synforme de Roche Noire.

Eléments mesurés :

- débit en dalle (S_2) des calcaires marmoréens plaqués contre les ophiolites (dalles uniquement déformées par des plis isoclinaux à l'exclusion de tout pli ouvert) ;
- linéation L_2 portée sur les plans ci-dessus.

Eléments construits :

- axe de la synforme (axe de zone des plans S_2) ;
- plan axial de la synforme (plan bissecteur des deux flancs opposés de la synforme).

Eléments déterminés à proximité :

- direction des glissements parallèlement aux plans axiaux des plis P_3, dans la formation de la Replatte voisine des marbres ci-dessus.

C. Genèse et âge de la synforme

A priori, l'essentiel de l'édification de la synforme de Roche Noire peut résulter de l'une ou l'autre des trois phases tectoniques reconnues, ou encore d'une certaine combinaison de ces phases. La discussion peut s'appuyer sur divers caractères structuraux.

a. L'axe de la synforme

Si cet axe était horizontal et N-S, on aurait là un argument pour faire de la synforme un pli P_3 majeur (voir § V 4, p. 83). S'il était au contraire parallèle à la direction des glissements associés aux plis P_3, qui est la direction axiale régionale présentée par des petits plis P_2, cela permettrait de proposer, pour la synforme, un âge plus ancien (pli P_2 ou même P_1). En fait l'axe général de la synforme a une position intermédiaire entre les deux directionsenvisagées (fig. 46); *on ne peut donc en tirer de conclusion nette.*

b. L'enchaînement des petits plis P_3

Si la synforme de Roche Noire était un pli P_3 majeur, les petits plis P_3 devraient être partout conformes à la grande structure. On observe en effet, au flanc inverse W de la synforme, entre Roche Noire et le Col des Ugousses, des plis P_3 de flanc inverse W. Par contre, au flanc normal W de la synforme, entre les cols de Cristillan, les plis P_3 semblent également de flanc inverse W : ceci tend à exclure la possibilité que la synforme de Roche Noire soit un grand pli P_3.

Malheureusement, il est possible qu'un contact anormal récent se place à la base des marbres du sommet 3071 m. D'autre part, l'asymétrie des plis P_3, dans ces marbres, n'est qu'hypothétique à cause des importants glissements qui les affectent.

Par manque d'informations au flanc normal W de la synforme, *on ne peut donc interpréter l'enchaînement des petits plis* P_3 ni en conséquence, choisir entre les interprétations possibles pour l'âge de la synforme.

c. La reprise des axes des plis P_2

En comparant la position des axes des petits plis P_2 sur un flanc et sur l'autre de la synforme, on pourrait espérer déterminer si la synforme reprend les axes des plis P_2 et si le flanc normal W de la synforme est un

flanc normal W majeur pour les plis P_3, auquel cas la synforme serait un pli P_3 majeur.

Malheureusement les axes des plis P_2, parallélisés avec la direction des glissements associés aux plis P_3, occupent une position fixe et *indépendante* de la nature du flanc du pli P_3 qui la porte.

d. La géométrie générale de la synforme et les plis d'ordre supérieur

C'est ici qu'on trouvera les seuls arguments permettant de restreindre le choix entre les hypothèses possibles.

Le pli couché de la carrière de marbre est très vraisemblablement, par sa géométrie et par sa situation, un pli associé à la synforme de Roche Noire et d'ordre immédiatement supérieur. Or ce pli couché est un pli P_2 (§ 2 C d, p. 115). Si on admet les prémisses de ce raisonnement, la synforme de Roche Noire constitue donc un pli majeur de même âge.

Le même raisonnement peut être tenu pour le pli couché du Replat 2873 m ; cependant son association à la grande synforme est moins évident.

e. Conclusion : tête plongeante ou (plutôt) faux synclinal ?

En interprétant la géométrie de la synforme et en reconnaissant comme des plis P_2 des plis pluri-hectométriques qui lui semblent associés, *nous proposons d'interpréter la synforme de Roche Noire comme un pli P_2 pluri-kilométrique* (§ précédent). Aucun autre argument ne permet de confirmer cette hypothèse à Roche Noire même, mais l'analyse de la "synforme-soeur" du Pic Marcel permettra d'apporter des arguments nouveaux en sa faveur.

Il est dès lors probable que l'axe primitif de la synforme était NW-SE, comme l'axe initial des petits plis P_2, tel, du moins, que l'on peut le restituer en déroulant certains petits plis P_3 (voir § V 3 B a, p. 72-73). Dans cette hypothèse, *l'ensemble de la synforme a été plissé sub-isoclinalement lors de la troisième phase tectonique* avec en particulier :

- *un aplatissement* qui a parallélisé presque tous les plans de schistosité S_2 dans une direction N-S avec un fort pendage à l'W ;

- *des glissements* qui ont parallélisé avec leur propre direction NE-SW tous les axes des petits plis P_2 en leur donnant un fort pendage vers le SW ; l'axe de la synforme, dans la mesure où il est correctement reconstruit, aurait été moins réorienté dans la direction de ces glissements que

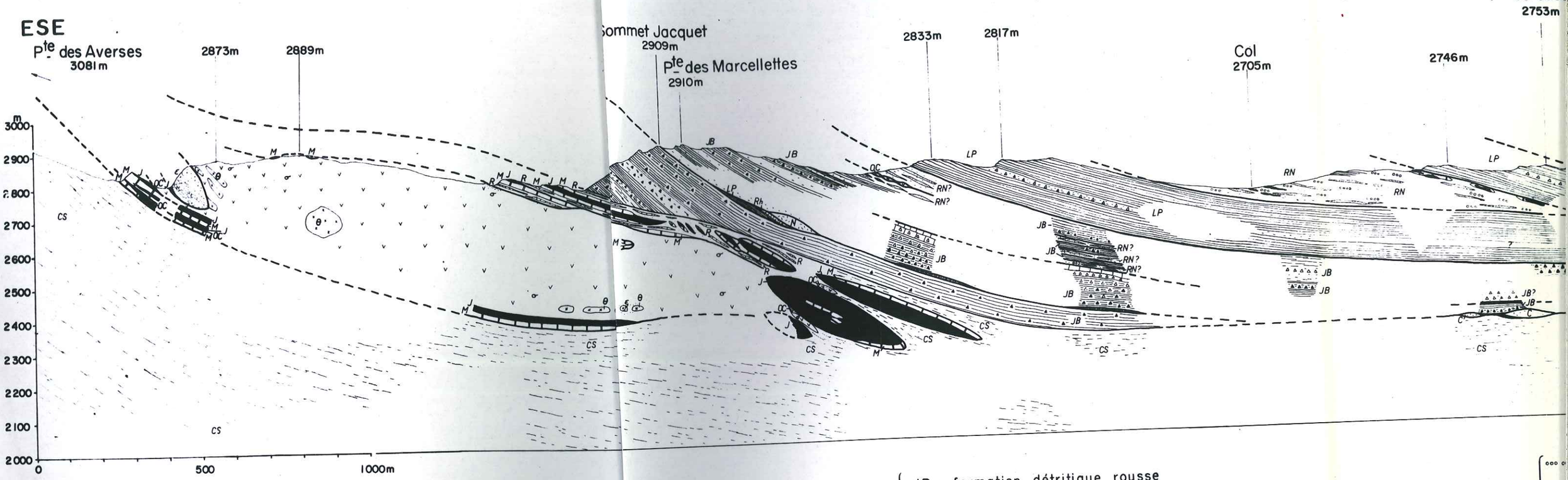
les axes des petits plis P_2, ce qui pourrait s'expliquer par la différence d'échelle entre ces structures.

Or, si on déplie la synforme de Roche Noire, on retrouve une série stratigraphique *à l'envers* (voir § 1 A, p. 105-106). Nous avancerons deux hypothèses entre lesquelles les observations locales ne permettent pas de trancher :

- la synforme pourrait représenter *l'ancienne tête plongeante d'un pli P_2 couché d'ampleur beaucoup plus grande* (il faut tenir compte du raccourcissement associé aux plis P_3) ; les deux plis couchés de la carrière de marbre et du replat 2873 m représenteraient des têtes plongeantes associées, d'ordre immédiatement supérieur ; la structure d'ensemble ne devrait rien d'important à la phase I (ni à la phase III) ;

- la synforme de Roche Noire pourrait, au contraire, dériver du *plissement, durant la phase II ("faux synclinal" s.s.), d'une série préalablement renversée,* probablement flanc inverse d'un pli couché de grande amplitude, au moins pluri-kilométrique ; un tel pli pourrait éventuellement être associé à la foliation métamorphique primitive et être considéré comme un pli P_1 majeur ; aucune structure attribuable à de petits plis P_1 associés n'a cependant pu être observé.

On notera que les deux hypothèses conduisent à admettre l'existence d'une *tectonique de plis couchés pluri-kilométriques (nappes du 1er genre ?) antérieurement aux plis P_3* et donc aux rétrocharriages.



SÉRIE DE CHABRIÈRE

- RN : formation de Roche Noire
- R : formation de la Replatte
- M : calcaires marmoréens
- J : jaspes
- ε : prasinites et roches associées
- θ : gabbros
- OC : ophicalcites
- σ : serpentinites

SÉRIE DE GONDRAN

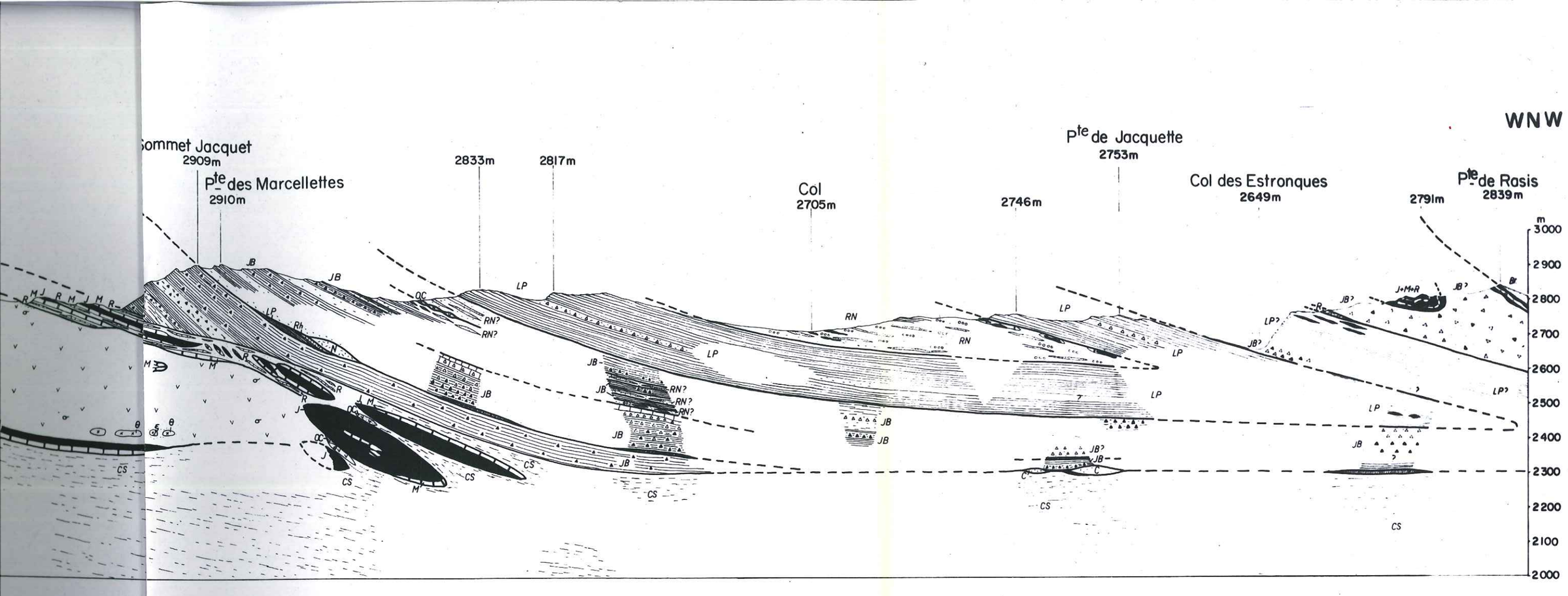
- JB : formation détritique rousse
- LP : Lias prépiémontais
- Rh : Rhétien
- N : Norien
- C : Carnien

CS : calcschistes indifférenciés

Br : formations briançonnaises

SIGNES DIVERS

Fig.47



Roche Noire
la Replatte
armoréens

roches associées

SÉRIE DE GONDRAN

- JB : formation détritique rousse
- LP : Lias prépiémontais
- Rh : Rhétien
- N : Norien
- C : Carnien

CS : calcschistes indifférenciés

Br : formations briançonnaises

SIGNES DIVERS

- brèches à éléments ophiolitiques
- brèches à éléments calcaréo-dolomitiques
- brèches à éléments quartzo-micacés
- niveaux jaspoïdes
- gypse et cargneules
- principaux contacts tectoniques

CHAPITRE VIII

ANALYSE DE LA SYNFORME "DU PIC MARCEL"

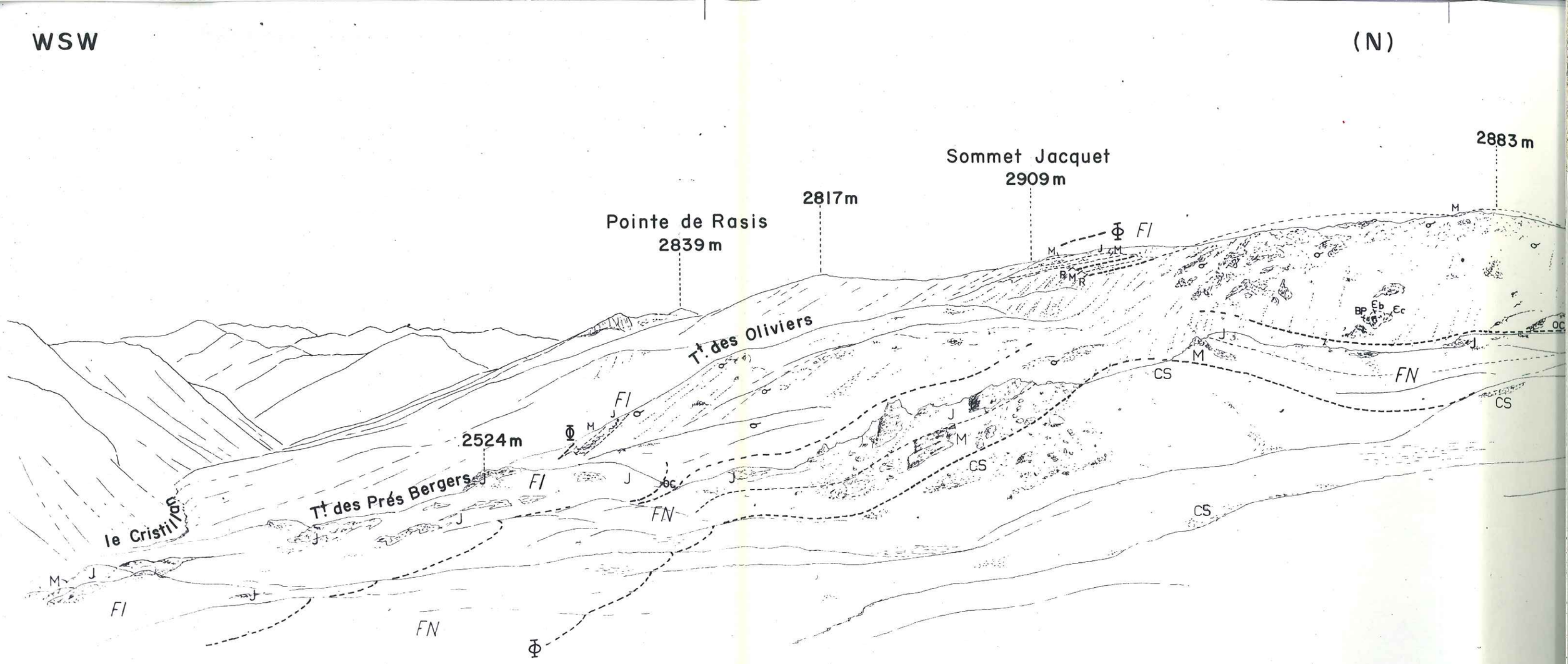
Résumé

Au S du Pic Marcel, la série de Chabrière dessine une synforme comparable à celle de Roche Noire, quoique plus complexe dans le détail. Le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel montre trois générations de structures dont des plis (P_1 ?) antérieurs aux plis P_2. Les enchaînements observés seraient anormaux dans le cas d'une synforme P_3 ; ils sont, au contraire, compatibles avec une synforme P_2. Au total, par addition des observations faites dans les deux massifs, les synformes de Roche Noire et du Pic Marcel paraissent dater de la phase tectonique II.

Immédiatement au S du Pic Marcel, entre l'Aigue Blanche et le Cristillan, des ophiolites et des termes métasédimentaires associés (série de Chabrière (voir chapitre II) affleurent suivant une disposition en synforme qui rappelle celle que l'on observe dans le massif de Roche Noire. Le Pic Marcel (2696 m) lui-même appartient, en fait, à une autre unité tectonique mais il constitue un repère géographique commode.

1. Structure d'ensemble du massif

Les ophiolites, dites du Pic Marcel, constituent une lame épaisse, biseautée vers le bas et déversée vers l'E. Sur ses deux faces sont plaqués des jaspes, des marbres et localement la formation de la Replatte, toutes formations associées stratigraphiquement à certaines ophiolites au sein de la série de Chabrière. Cette disposition a suggéré à M. LEMOINE (1955), qu'il pourrait s'agir d'une synforme, déversée vers l'E, analogue à celle de Roche Noire et symétrique de celle-ci par rapport au Cristillan. L'ensemble chevauche, vers l'E, les calcschistes indifférenciés de l'Aigue Blanche et de la Pointe des Averses (3081 m) ; il est chevauché par les couches du Sommet Jacquet (2909 m) qui appartiennent à la série du Gondran. Cet empilement des grandes unités est surtout visible en rive gauche de l'Aigue Blanche (fig. 49, p. 126).



limite de couche

contact anormal majeur

autre contact anormal

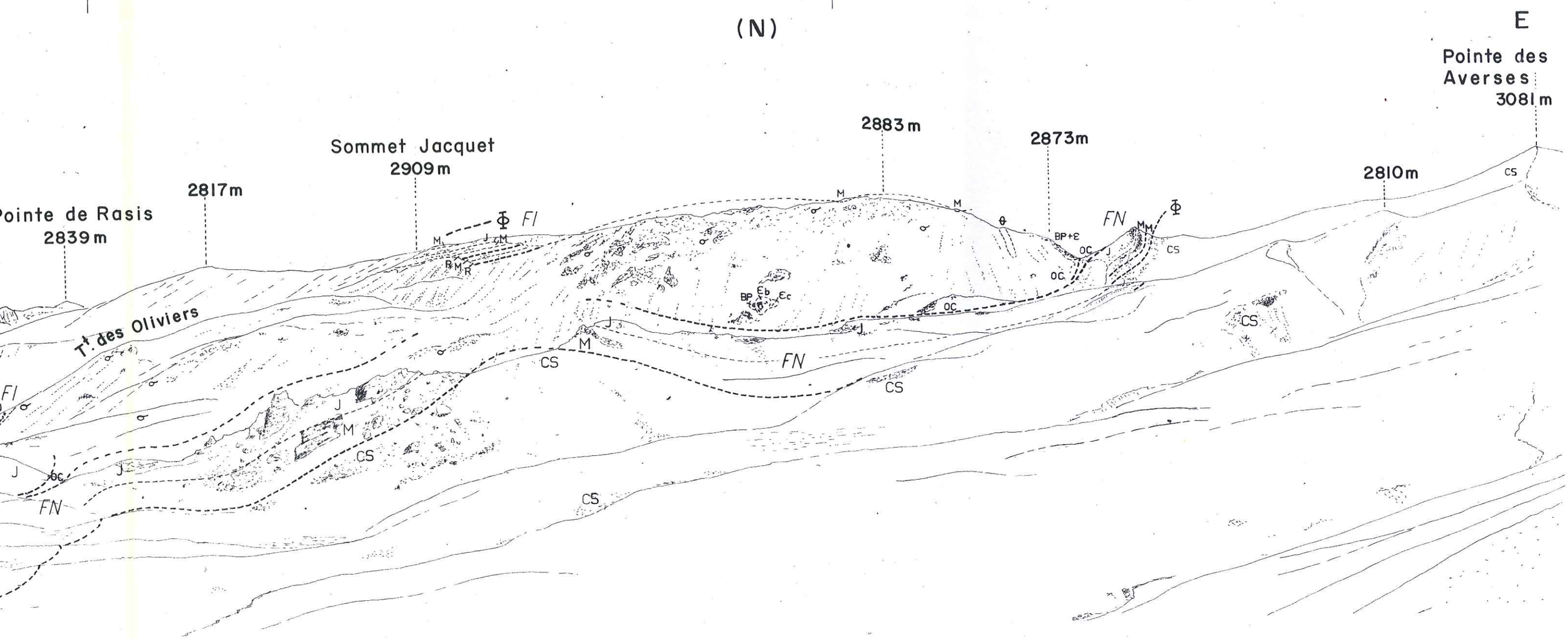
FN : flanc normal de la synforme

FI : flanc inverse de la synforme

Autres symboles : voir la carte géologique

FIG. 48 – LA SYNFORME DU PIC MARCEL EN RIVE DROITE DU CRISTILLAN

(Panorama vu depuis la cote 2645m ; largeur au niveau du Torrent des Prés Bergers : 2,5 km)



limite de couche

contact anormal majeur

autre contact anormal

FN : flanc normal de la synforme

FI : flanc inverse de la synforme

Autres symboles: voir la carte géologique

FIG. 48 – LA SYNFORME DU PIC MARCEL EN RIVE DROITE DU CRISTILLAN

(Panorama vu depuis la cote 2645m ; largeur au niveau du Torrent des Prés Bergers : 2,5 km)

- des roches effusives (diabases) et des brèches variées qui leur sont associées, en masses hectométriques (sommet 2873 m) et décamétriques (face S du sommet 2889 m).

Toutes ces inclusions se situent à la base géométrique de la lame de serpentinites (fig. 48 et 49). *Ceci incite à interpréter la masse ophiolitique comme une dalle renversée, plutôt que comme une synforme pincée* (fig. 47).

On observe, sur la crête principale, quelques petits placages de marbres au toit des serpentinites (sommet 2889 m, fig. 48). Ceci suggère que les ophiolites ne se prolongaient guère vers le haut. *Il semble qu'elles constituaient un noyau aplati, d'un volume voisin de celui qu'elles présentent encore actuellement, entièrement enveloppé de roches métasédimentaires.*

B. La dalle métasédimentaire régulière du flanc inférieur de la synforme

Les ophiolites reposent sur une *dalle* d'un remarquable continuité, qui repose elle-même directement sur les calcschistes indifférenciés de l'Aigue Blanche et de la Pointe des Averses (fig. 47 et 48).

Cette dalle, constituée de jaspes (10 m) qui surmontent des marbres (10 à 15 m, contact stratigraphique) correspond à une portion *renversée* de la série de Chabrière, *amputée* de ses termes les plus récents qui n'apparaissent jamais. Son contact avec les calcschistes indifférenciés, apparemment étrangers à la série de Chabrière, ne peut guère être que tectonique ; il est relativement tranché et reste remarquablement conforme au litage (fig. 48 et 49).

La dalle de jaspes et de marbres se suit sur près de 4 km, du point 2573 m (crête de Curlet) au N, jusqu'au SW de la Pointe des Averses (3081) m au S .

A son extrémité N, elle s'amincit sur quelques dizaines de mètres et disparaît par *troncature basale*. Les serpentinites reposent alors directement sur les calcschistes indifférenciés (fig. 50).

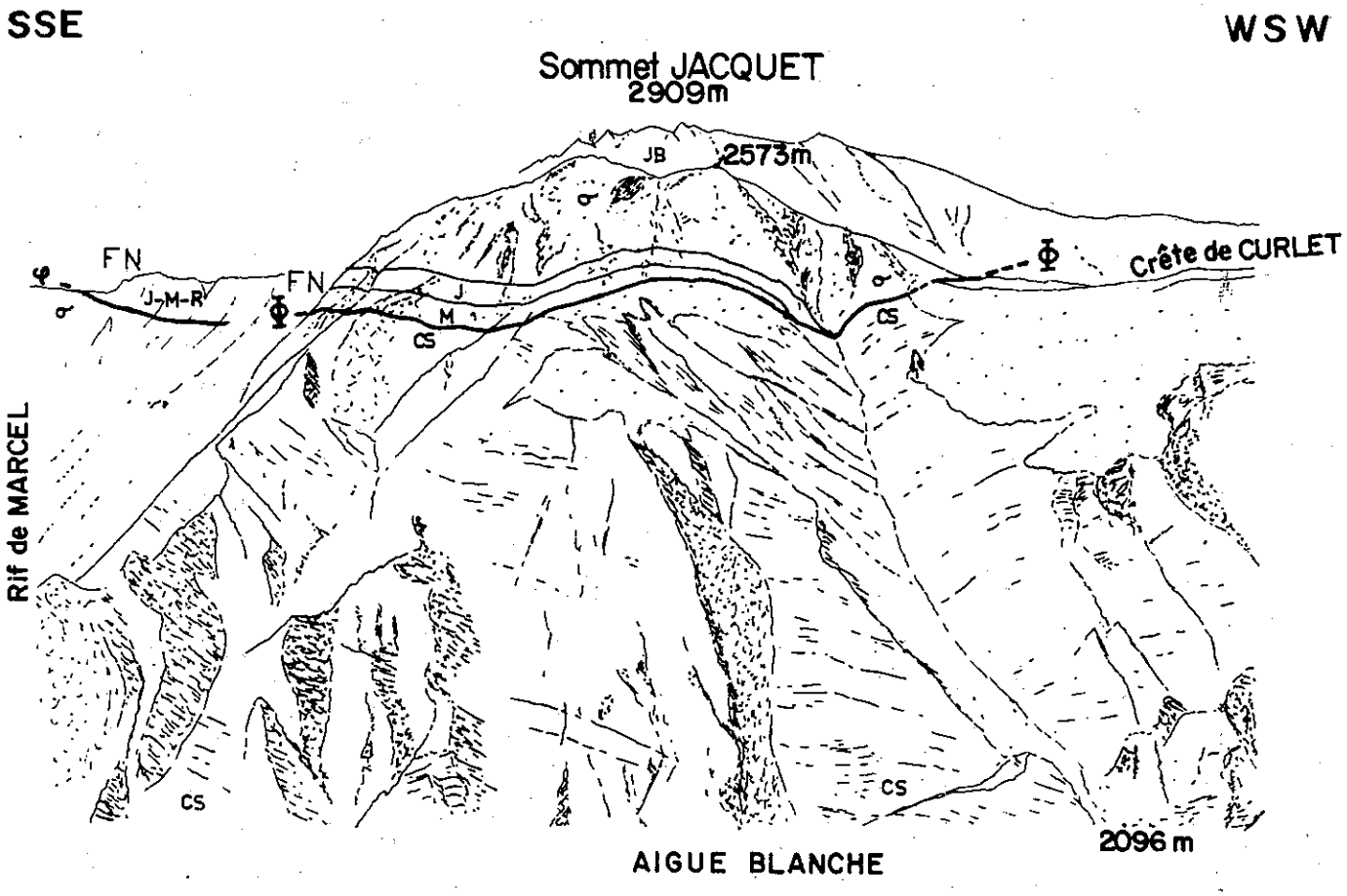


Fig. 50 - La rive gauche de l'Aigue Blanche vue depuis St Veran.
On observe l'extrémité N de la synforme du Pic Marcel et la troncature de son flanc inférieur (FI, FN, Φ et φ : voir la figure 49 ; autres symboles, voir la carte géologique).

La dalle est subhorizontale dans sa plus grande partie. Elle plonge à son extrémité SW, où elle supporte, par l'intermédiaire d'une lame d'ophicalcites, les jaspes du flanc supérieur de la synforme (voir § suivant). Elle se redresse au contraire sur sa marge orientale, au niveau de la crête principale, où elle est localement très écaillée (fig. 48 et fig. 4, p. 8) et au niveau de la crête SW de la Pointe des Averses (point 2645 m).

C. La structure complexe du faisceau métasédimentaire du flanc supérieur de la synforme

Le flanc supérieur de la synforme est constitué par un *faisceau complexe* de différentes couches de la série de Chabrière, directement posé sur les serpentinites. Il affleure sans discontinuité sur 2 km environ, au N, à l'E et au S du Sommet Jacquet (fig. 47 et 49).

Le faisceau présente sur sa plus grande longueur la structure suivante, bien visible en face E du Sommet Jacquet (fig. 49) : des jaspes verts lités (5 à 10 m) passent vers le haut et vers le bas à des calcaires marmoréens (5 à 15 m) ; l'ensemble est pris entre deux niveaux (10 à 15 m) de formation de la Replatte.

Vers le N (N de la cote 2789 m), l'ensemble médian est dilacéré et constitue un chapelet de 4 écailles (de 10 à 400 m de long) de jaspes et de marbres, isolées dans la formation de la Replatte (fig. 47).

Le flanc supérieur de la synforme se termine tout au N, près du Lac 2489 m, par 3 écailles plurihectométriques superposées, de jaspes et de calcaires marmoréens. Elles sont séparées les unes des autres par des ophicalcites et par des serpentinites tandis que leur extrémité N pénètre dans les calcschistes indifférienciés de l'Aigue Blanche.

En allant au contraire vers le sud, on trouve, sur la crête principale, deux niveaux supplémentaires (marbres et formation de la Replatte) qui s'intercalent entre le faisceau décrit ci-dessus et les serpentinites (fig. 51).

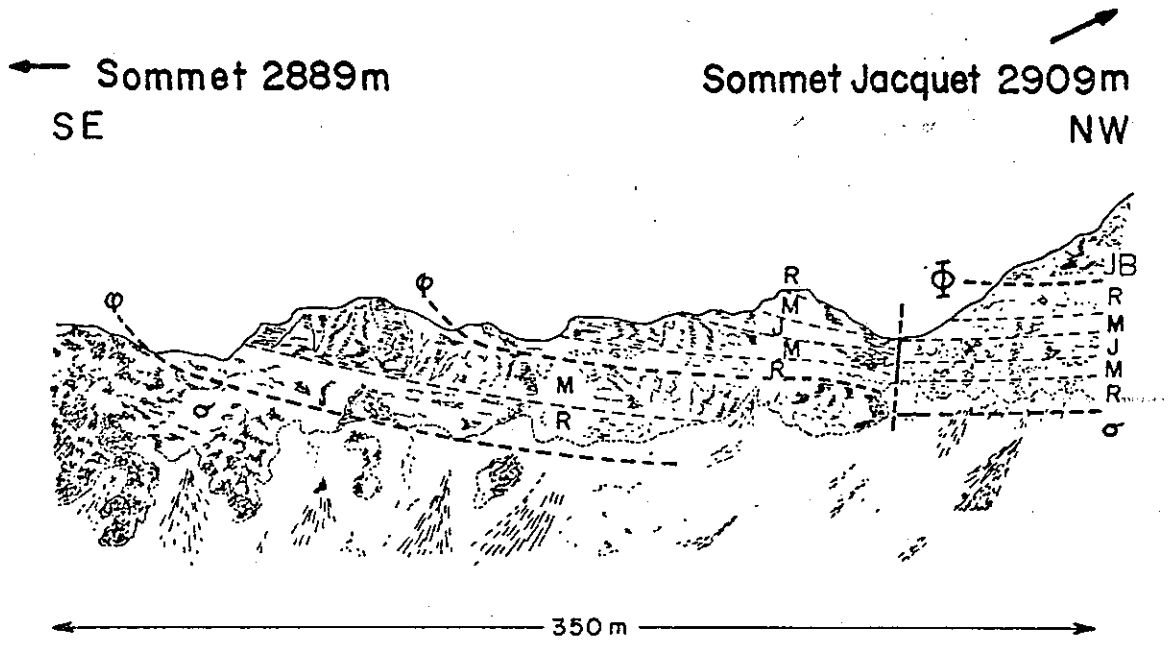


Fig. 51 - Coupe suivant la crête principale dans le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel. Un contact tectonique (φ), d'importance probablement secondaire, sépare les serpentinites (σ) des jaspes (J), marbre (M) et formation de la Replatte (R) du flanc supérieur de la synforme (série de Chabrière). Le Lias bréchique (JB) du Sommet Jacquet (série du Gondran) chevauche l'ensemble par un contact anormal majeur (Φ).

Les couches du flanc supérieur de la synforme se prolongent, vers le Sud, par l'épaisse dalle de jaspes de la partie basse du torrent des Prés Bergers (fig. 48). Celle-ci surmonte les jaspes du flanc inférieur de la synforme par l'intermédiaire d'une mince lame d'ophicalcites qui matérialiserait le plan axial de la synforme, et correspondrait au pincement extrême de la grande masse des serpentinites vers le S.

Le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel présente donc une structure plus complexe que le flanc inférieur ; il est, en plus, fortement cisaillé et écaillé.

D. Particularités de la synforme par rapport à celle de Roche Noire

a. Dissymétrie

Le flanc inférieur de la synforme du Pic Marcel, régulier, est constitué par des termes post-ophiolitiques de la série de Chabrière, disposés à l'envers. Le contact tectonique les séparant des calcschistes indifférenciés est probablement responsable de l'absence des termes les plus récents de la série. A cette réserve près, ce flanc inférieur semble tout à fait comparable à son homologue de la synforme de Roche Noire.

Par contre, le flanc supérieur, dont la structure est complexe, ne montre pas une succession stratigraphique simple et en position normale comme son homologue de Roche Noire.

Quant aux ophiolites, elles ne sont pas ployées du tout et semblent constituer une dalle "rigide" et renversée. Elles paraissent associées aux formations métasédimentaires du flanc inférieur et semblent, par contre, totalement désolidarisées des mêmes formations situées au flanc supérieur. *La synforme du Pic Marcel apparaît donc très dissymétrique et diffère en cela de celle de Roche Noire.*

b. Absence de charnière majeure

Vers le Nord, le flanc inférieur est tronqué sensiblement au niveau où le flanc supérieur est écaillé et disparaît. Les écailles du lac 2489 m qui correspondent à la jonction des deux surfaces limitant les ophiolites, respectivement vers le haut et vers le bas, ont donc la signification d'une ancienne charnière majeure cisaillée (disposition schématisée fig. 47, p. 124).

Vers le Sud, ces deux mêmes surfaces, limitant les ophiolites, se rejoignent près du point 2524 m ; là, une mince lame ophicalcitique sépare deux faisceaux de roches métasédimentaires, qui correspondent aux deux flancs de la synforme.

On n'observe donc pas de charnière majeure qui montrerait un passage continu entre les deux flancs de la synforme du Pic Marcel ; c'est là une deuxième différence avec celle de Roche Noire.

c. Raccord entre les synformes du Pic Marcel et de Roche Noire

Au S du Torrent des Prés Bergers, les jaspes et les marbres des deux flancs de la synforme du Pic Marcel s'accollent. Ils se prolongent géométriquement, au S du Cristillan, vers les dalles de jaspes et de marbres du massif du Lac de Clausis. Celles-ci constituent en ce point la charnière d'un pli P_2 couché (pli du replat 2873 m, voir § VII 2 B, p. 109-112) qui semble rattaché à la synforme de Roche Noire.

Les deux synformes paraissent donc reliées longitudinalement par un pli très pincé du coeur duquel les serpentinites auraient été "chassées". C'est un "cordon ombilical" semblable qui raccorderait, plus au S, la synforme de Roche Noire au complexe serpentineux de la Gavia (voir remarque sur le comportement tectonique des serpentinites, § VII 1 B, p. 106-107).

d. Conclusion : une synforme dissymétrique et écaillée

Le massif du Pic Marcel n'apparaît comme une synforme que si l'on en simplifie la structure en ne distinguant que deux ensembles - ophiolites et roches métasédimentaires associées - sans y faire de subdivisions.

Mais c'est aussi par comparaison et par continuité avec la synforme de Roche Noire que l'on peut reconnaître sa signification à la synforme du Pic Marcel. Il faut alors admettre pour cette dernière, les complications structurales suivantes :

- la charnière majeure, pincée et écaillée, n'est plus visible par suite de la disparition locale, par troncature basale, du flanc inférieur de la synforme;

- les ophiolites sont restées solidaires du flanc inférieur et ne se sont pas plissées;

- des plis et des cisaillements ont perturbé l'ordre des couches au flanc supérieur de la synforme.

2. Analyse tectonique sectorielle

A. Analyse du flanc supérieur de la synforme sur la crête principale

Le flanc supérieur de la synforme est constitué par l'empilement de différents niveaux de la série de Chabrière, qui ont été désignés par des chiffres (fig. 52) pour faciliter l'analyse.

a. Identification des petits plis P_2 et P_3

Dans les niveaux 2, 4 et 5 (voir fig. 52) *des plis ouverts P_3 déforment des plis isoclinaux plus anciens P_2.*

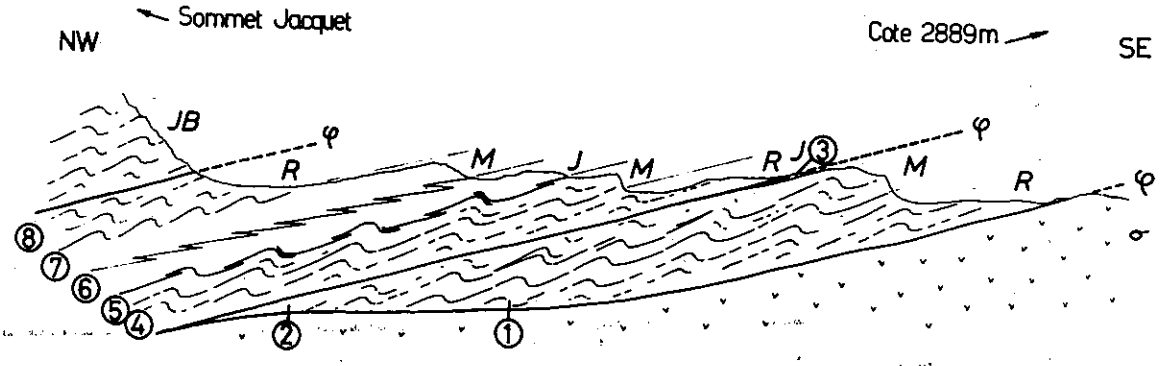


Fig. 52 - Figuration schématique des petits plis observés au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel.

Série de Chabrière	R formation de la Replatte
	M calcaires marmoréens
	J jaspes
	σ serpentinites
Série du Gondran	JB formation détritique rousse

Pli P_3 (observé) Pli P_2 (observé)

1 à 8 : désignation des formations dans le texte.

Les plis ouverts, disharmoniques, sont de géométrie concentrique. Leur plan axial, oblique sur le plan des dalles, est localement matérialisé par une schistosité de fracture ou de crénulation toujours espacée.

Les plis isoclinaux, de géométrie presque semblable, sont associés à une linéation d'intersection bien marquée. Leur plan axial, strictement parallèle aux dalles (photo 1, p. 85), est matérialisé par une schistosité de flux dans les calcaires et par une schistosité de crénulation, particulièrement serrée, dans les niveaux phylliteux (photo 24, p. 139). Ces plis qui déforment une foliation métamorphique plus ancienne s'interprètent comme des plis P_2.

Les plis P_2 sont surtout visibles dans les calcaires marmoréens et dans les jaspes tandis que les plis P_3 s'observent surtout dans la formation de la Replatte. Les figures de plis replissés sont néanmoins très nombreuses (photo 25, p. 139).

b. Les asymétries

Tous les plis P_3 observés (fig. 52, niveaux 1 à 5 et 8) sont asymétriques, de type flanc normal, et déversés vers l'E (photo 25, p. 139). Aucun pli P_3 n'a été observé dans les niveaux 6 et 7 ; néanmoins les observations semblent suffisantes pour admettre que toute *la coupe présente, pour les plis P_3, les caractères d'un flanc normal W au moins plurihectométrique.*

La surface limite entre les niveaux 5 (calcaires marmoréens) et 6 (jaspes) permet d'identifier de nombreux petits plis P_2. L'alternance de petits niveaux calcaires et silico-phylliteux souligne en effet très bien la lithologie ce qui permet de la distinguer de la schistosité de crénulation serrée qui se développe dans le plan axial des plis P_2. Tous les plis P_2 sont asymétriques de type flanc inverse W (fig. 53 ; photo 24, p. 139).

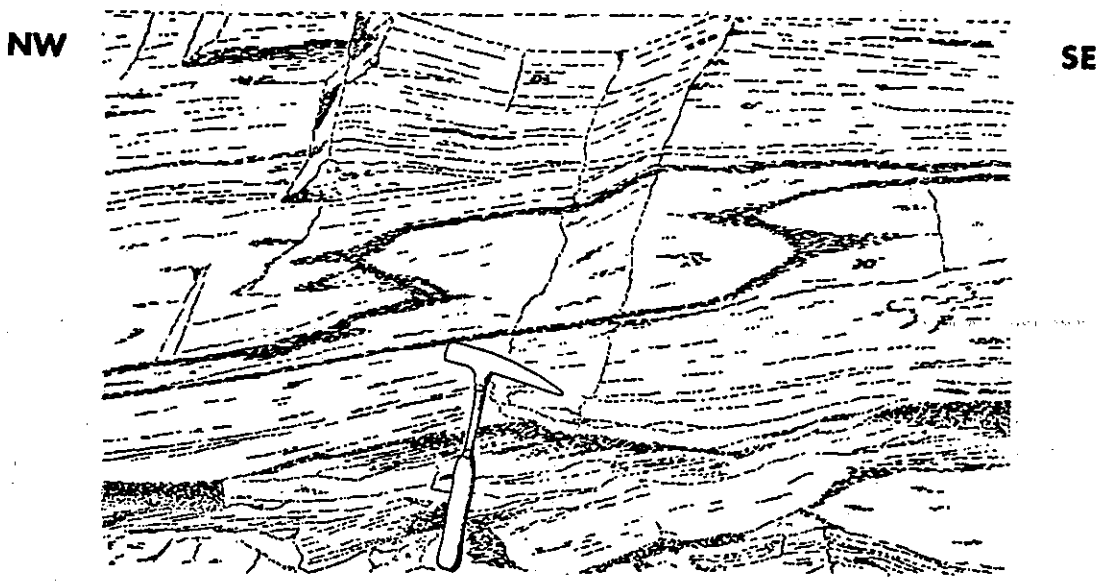
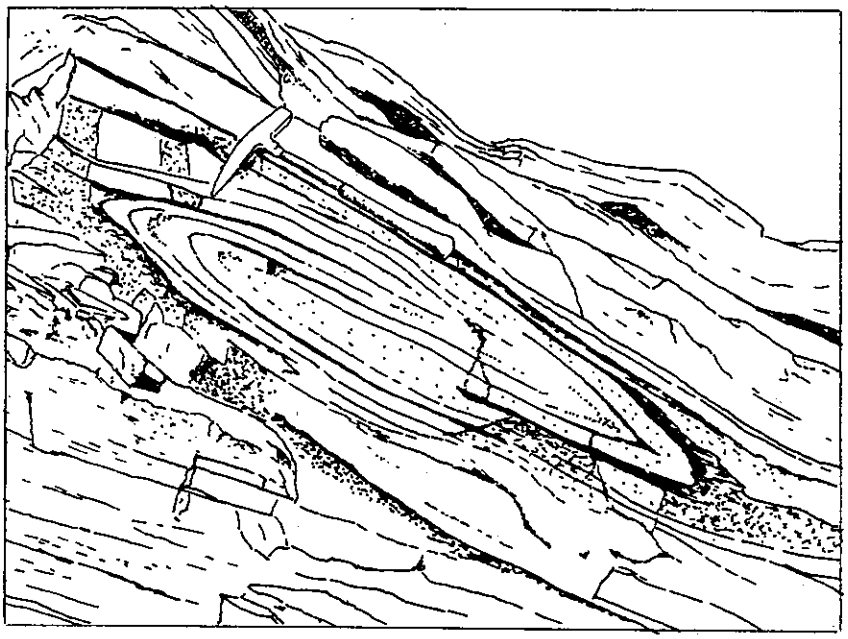


Fig. 53 - Pli P_2 de flanc inverse W dans les marbres du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel (crête principale ; série de Chabrière). Les plis déforment la limite des niveaux 5 et 6 schématisés sur la fig. 52. Remarquer l'étirement des flancs longs et l'épaississement du flanc court. Le pli développe dans le niveau silico-phylliteux (sombre) une schistosité de crénulation serrée (S_2) parallèle à l'orientation générale du litage ($S_0 + S_1$).

La limite entre les niveaux 6 (jaspes) et 7 (calcaires marmoréens) présente, de même, quelques plis P_2 qui sont également asymétriques, de type flanc inverse W (fig. 54). Les calcaires marmoréens du niveau 2 montrent de nombreux plis P_2 dont l'asymétrie n'est pas clairement interprétable (flanc normal W ?).

Il semble donc que le niveau 6 (jaspes) et les deux niveaux 5 et 7 (marbres) qui l'encadrent, se situent au *flanc inverse W, au moins plurihectométrique, d'un pli P_2 majeur*. Il est probable qu'il en soit de même pour la formation de la Replatte encaissante (niveaux 4 et 8).



SE NW

Fig. 54 - Autre pli P_2 de flanc inverse W dans les marbres du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel (crête principale, série de Chabrière). Ces plis déforment la limite entre les niveaux 6 et 7 schématisés sur la fig. 52 (p.132).

c. Les directions

La schistosité S_3, pentée à l'W, est nettement sécante sur la schistosité S_2 qui est subhorizontale et sensiblement parallèle à la lithologie (fig. 55a). Les axes des plis P_3 sont orientés N 20 à N 30 et restent subhorizontaux ; ces axes ne sont que relativement peu dispersés dans le plan axial des plis ce qui s'accorde avec le style concentrique et ouvert de ceux-ci ; la dispersion, sur 30°, que l'on note, peut s'expliquer simplement par le fauchage des couches.

Les plis P_2 sont coaxiaux aux plis P_3 : si on n'observait pas les plis P_2 replissés, on pourrait penser, à première vue, que la linéation L_2 omniprésente est associée aux nombreux plis P_3 visibles.

d. Conclusion : l'âge des différentes structures

La synforme est antérieure aux plis P_3. Le flanc étudié n'est autre que le flanc inverse W de la synforme, qui est déversée vers l'E (voir § 1, p. 125). Les plis mineurs associés à la synforme doivent y être de type flanc inverse W ; or tous les plis P_3 observés ici sont nettement de type flanc normal W. *Ceci permet d'exclure que la synforme du Pic Marcel représente un pli* P_3 *majeur.*

Les plis P_2 de ce même flanc, sont, par contre, de type flanc inverse W. *Ils sont conformes à la grande structure, qui pourrait donc constituer un pli* P_2 *majeur.* Cependant ces seules observations ne permettent pas d'exclure que la synforme puisse représenter un pli plus ancien encore.

Le dédoublement des couches du flanc supérieur est antérieur aux plis P_2. Le flanc supérieur de la synforme est essentiellement constitué par un faisceau de cinq niveaux disposés de façon symétrique. Le caractère stratigraphique des contacts entre ces différents niveaux exclut qu'ils correspondent à autant d'écailles.

Eliminant l'hypothèse, bien peu vraisemblable, de simples récurrences stratigraphiques, on peut proposer les deux interprétations suivantes :

> La première et la plus simple est que le faisceau de couches corresponde aux deux flancs d'un pli isoclinal plurihectométrique. La diminution régulière de l'épaisseur des jaspes du S au N permet de supposer que sa charnière, qui n'est pas visible, se situerait au N de la crête principale.
>
> Une deuxième possibilité, moins vraisemblable, et qu'il existe des contacts anormaux dans l'épaisseur même des différentes formations. Dans ce cas les passages stratigraphiques d'un niveau à l'autre indiquent que les écailles, ainsi limitées, n'ont pas la même polarité et résultent du clivage d'anciens plis isoclinaux.

Le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel constitue donc soit un pli isoclinal majeur soit encore une pile d'écailles de polarités variées affectant un ou plusieurs plis isoclinaux majeurs. Quelles qu'elles soient, *ces structures sont antérieures aux plis* P_2 qui les déforment avec la même polarité de haut en bas. Il est donc possible que ces plis isoclinaux anciens correspondent aux plis P_1 primitifs associés à la foliation métamorphique mais aucune autre observation n'a pu être faite en ce sens.

B. Analyse du flanc supérieur dans le Torrent des Prés Bergers

Dans la partie basse du Torrent des Prés Bergers, des calcschistes à brèches calcaréodolomitiques surmontent une épaisse dalle de jaspes. Ceux-ci, associés à quelques calcaires marmoréens (série de Chabrière), prolongent les couches du flanc supérieur que l'on vient d'étudier. Les calcschistes, qui appartiennent au Lias de la série du Gondran, se prolongent vers le N par les couches du Sommet Jacquet et vers le S par le flanc inférieur de la synforme du Péouvou (voir X 1 B b, p. 163).

Ces affleurements montrent clairement *la reprise des plis P_2 par des plis P_3 de type flanc inverse W* (photo 3, p.85). Le contact tectonique entre les séries du Gondran et de Chabrière est nettement déformé par les plis P_3 dont l'enchaînement est schématisé sur la fig. 55. *La superposition des deux séries est donc antérieure à la phase tectonique de rétrocharriage*, associée aux plis P_3.

Sur la figure 55, le stéréogramme b visualise la direction des petites structures dans le Lias bréchique et dans les jaspes. Pour les plis P_2, seuls ont été figurés les axes portés par les flancs longs des plis P_3 ; à cette différence près, la dispersion des directions est identique à celle de la fig. 28 (p. 68) qui correspond à un secteur plus limité.

On constate, par contre, des différences importantes avec les dispositions rencontrées dans le même flanc sur la crête principale (stéréogramme a, fig. 55) :

- le plan axial moyen des plis P_3 n'est plus N 20 mais N 170 et il est nettement plus redressé ;
- les axes des plis P_3 sont beaucoup plus dispersés dans le plan axial de ces plis (angle de séparation de 60°, contre 110° sur la crête principale) ;
- les axes des plis P_2 sont nettement repris par les plis P_3 alors que, sur la crête principale, les plis des deux générations sont sensiblement coaxiaux.

On observe donc de grandes *différences* dans l'asymétrie, la direction et le style des plis P_3, entre deux points relativement proches (1 km) du même flanc de la synforme. *Ceci serait difficilement admissible si la synforme constituait un pli P_3 majeur.*

C. Analyse du flanc inférieur dans le Torrent des Prés Bergers et sur la crête principale

Dans le flanc inférieur de la synforme, les plis P_2 et P_3, difficilement identifiables, sont fermés et étirés : c'est ce qui explique la régularité des dalles de jaspes et de marbres qui constituent ce flanc. On distingue relativement mieux ces plis au niveau de la crête principale (E du sommet 2873 m, fig. 55).

Les coupes sont faites en N 60 E sauf celle de la crête principale (N 110 E).

On a figuré les petits plis P3 et les pendages apparents dans les plans de coupe.

— Φ — Contact anormal majeur

— φ — Autre contact anormal

Autres symboles : voir la carte géologique

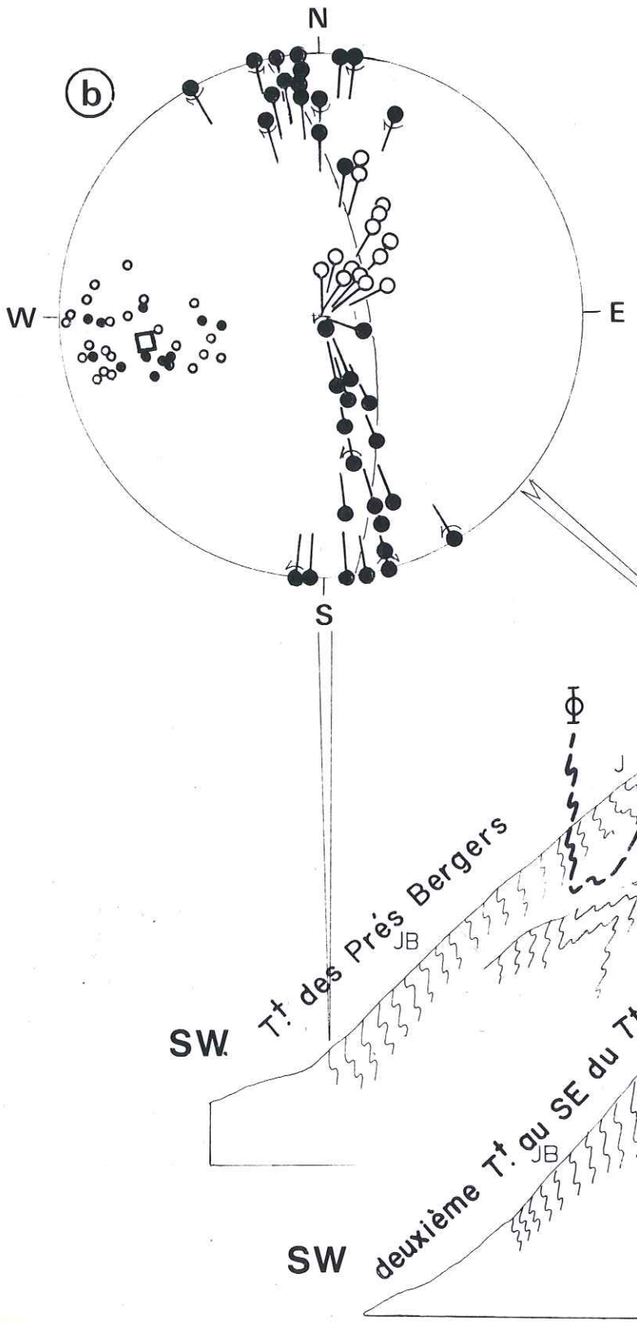
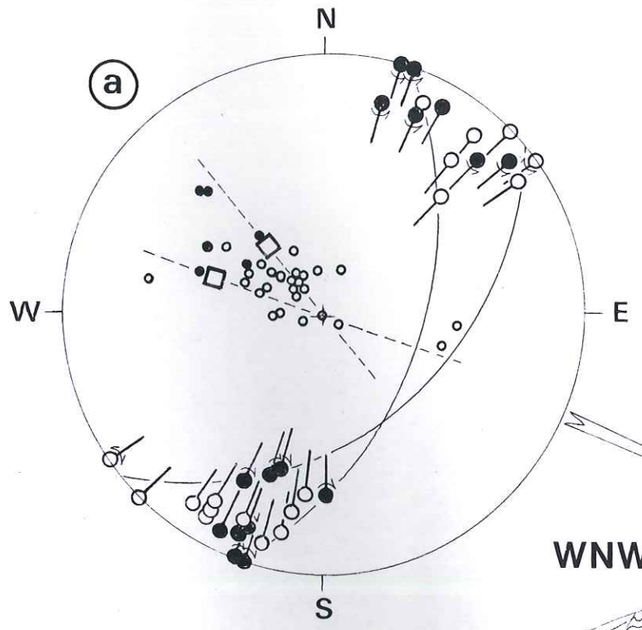
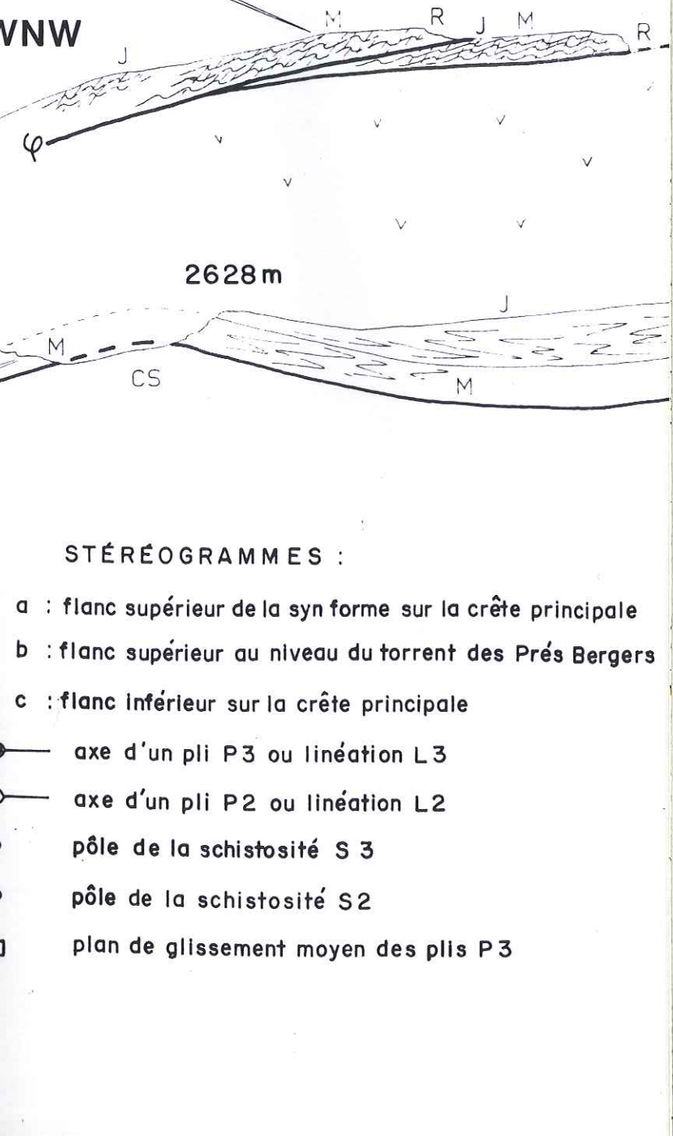


FIG. 55 – ENCHAINEMENT D

DAN





STÉRÉOGRAMMES :

a : flanc supérieur de la syn forme sur la crête principale

b : flanc supérieur au niveau du torrent des Prés Bergers

c : flanc inférieur sur la crête principale

● — axe d'un pli P3 ou linéation L3

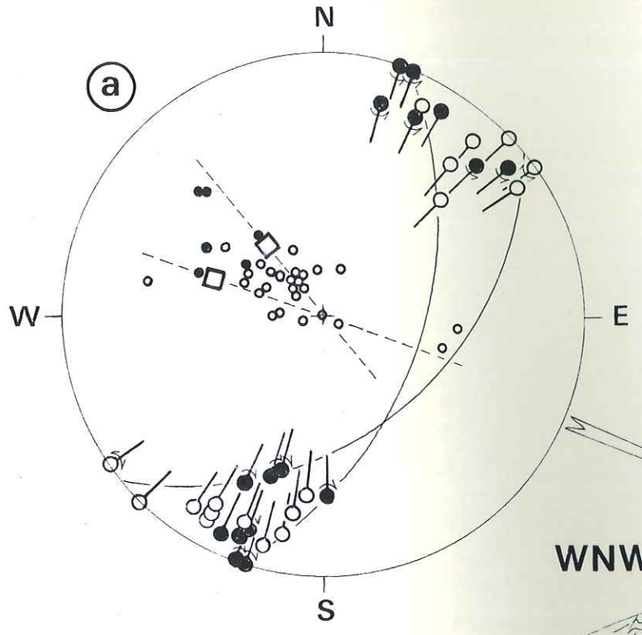
○ — axe d'un pli P2 ou linéation L2

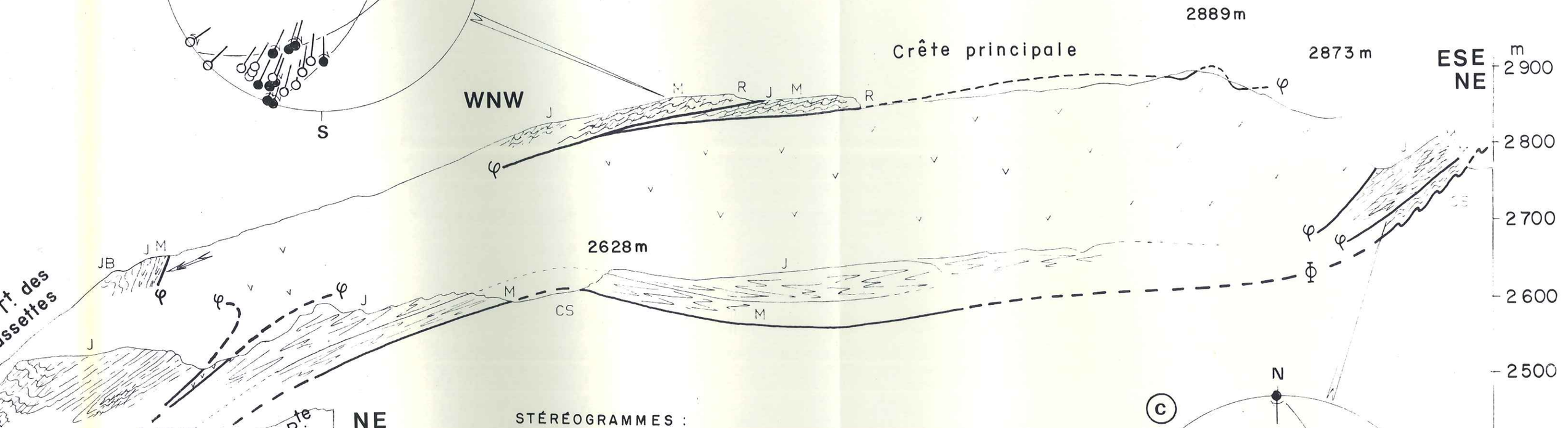
● pôle de la schistosité S 3

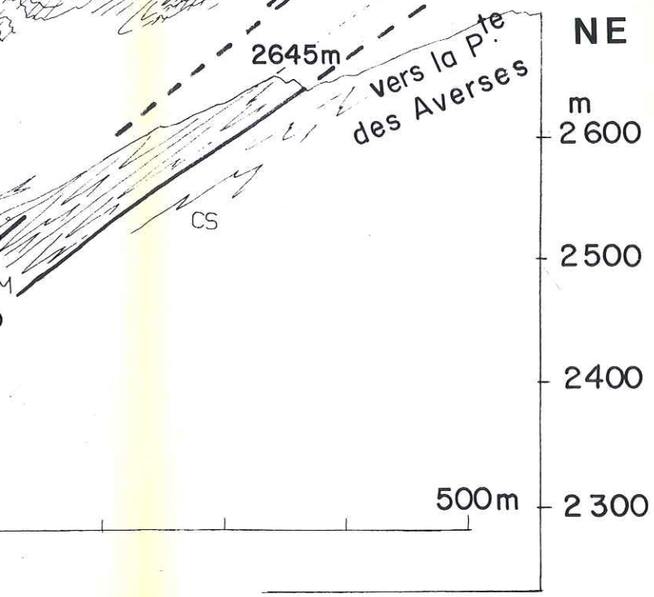
○ pôle de la schistosité S2

□ plan de glissement moyen des plis P3

FIG. 55 – ENCHAINEMENT DES PLIS P3 ET DISPERSION DES PETITES STRUCTURES DANS LA SYNFORME DU PIC MARCEL







STÉRÉOGRAMMES :

a : flanc supérieur de la syn forme sur la crête principale

b : flanc supérieur au niveau du torrent des Prés Bergers

c : flanc inférieur sur la crête principale

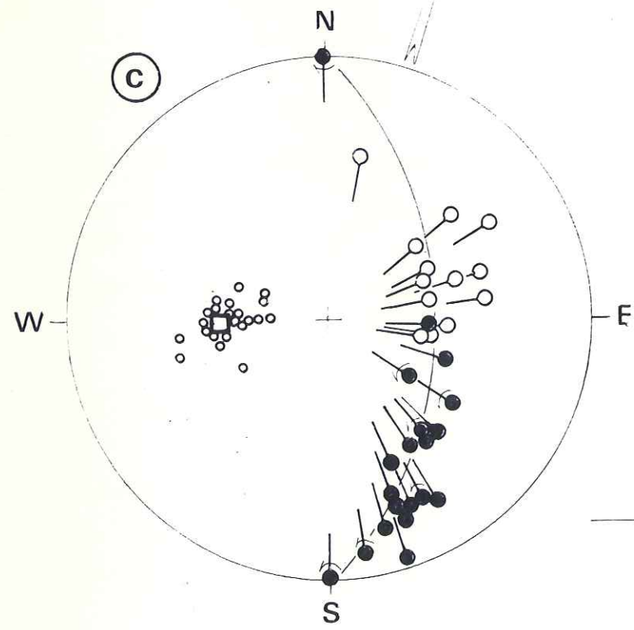
axe d'un pli P3 ou linéation L3

axe d'un pli P2 ou linéation L2

pôle de la schistosité S 3

pôle de la schistosité S2

plan de glissement moyen des plis P3



Les calcaires marmoréens et les jaspes y constituent deux écailles superposées (voir fig. 4, p. 8). Dans l'écaille supérieure, la plus importante, les plis P_3 sont de type flanc inverse W. Dans l'autre, ils sont de type flanc normal W. Cet écaillage du flanc inférieur de la synforme semble donc tardif par rapport aux plis P_3.

Les directions des petites structures (stéréogramme c, fig. 55) sont ici semblables à celles (fig. 55b) mesurées dans la partie basse du Torrent des Prés Bergers, dans le flanc supérieur de la synforme. Le passage d'un flanc de la synforme à l'autre semble donc n'avoir aucune incidence sur le style et sur la direction des petits plis P_3. Cela est facilement compréhensible si la synforme est antérieure aux plis P_3 et replissée par eux.

3. Conclusion : les synformes du Pic Marcel et de Roche Noire constitueraient des plis P_2 majeurs

Bien qu'un certain nombre de différences distinguent les synformes du Pic Marcel et de Roche Noire, il est très probable que ces deux structures majeures aient le *même âge*. Les éléments de discussion concernant cet âge, relatifs à chaque synforme, sont *complémentaires*.

La synforme du Pic Marcel ne peut représenter un pli P_3 majeur car, à son flanc inverse W, les plis P_3 sont du type flanc normal W. Les variations de style et de direction des petits plis P_3 s'expliquent beaucoup mieux si la synforme est antérieure aux plis P_3. L'enchaînement des petits plis P_2, là où il est connu, est par contre compatible avec une synforme P_2.

Dans la synforme de Roche Noire, l'analyse des polarités et des directions des petits plis ne permet pas de conclure aussi nettement. Par contre, les arguments concernant la géométrie de la grande structure sont forts : deux plis plurihectométriques déterminables comme P_2 semblent bien être associés à la synforme et représenter des replis d'ordre immédiatement supérieur.

Au total, les arguments, indépendants d'une synforme à l'autre, forment un faisceau convaincant et il paraît très probable que les synformes de Roche Noire et du Pic Marcel constituent des plis P_2 majeurs.

Leur disposition générale résulte-t-elle seulement de la phase II ? S'agit-il dans chaque cas de la tête plongeante d'un pli P_2 plurikilométrique ou d'une synforme P_2 replissant le flanc inverse d'un pli couché plurikilométrique plus ancien ? A Roche Noire on ne peut trancher entre les deux hypothèses. Par contre, *dans la synforme du Pic Marcel, la dissymétrie des flancs n'est pas bien expliquée par l'hypothèse de la tête plongeante ; elle se comprend mieux si l'on admet que le plissement II a affecté une série déjà renversée et plissée à grande échelle*. On observe en effet au flanc supérieur de cette synforme de grands plis isoclinaux, antérieurs aux plis P_2 et donc (probablement) antérieurs aux synformes. Ces plis anciens pourraient logiquement être associés au *renversement général de la série de Chabrière*, peut-être dans un *flanc inverse d'ampleur régionale* qui serait ensuite *replissé* par les synformes (P_2).

Photo 21. - Plis P_3 de flanc inverse W dans la formation de la Replatte (entre Roche Noire et le Col des Ugousses ; série de Chabrière)

Les plis sont très ouverts et dissymétriques ; par leurs charnières peu épaissies, ils tendent vers une géométrie plutôt de type concentrique, tandis que leurs axes restent sub-horizontaux. Ces caractères signalent une zone (ici décamétrique) où les glissements lors de la phase III ont été relativement peu importants. Comparer aux plis de la photo 10 (prise immédiatement à côté) qui, eux, caractérisent une zone au contraire très glissée.

Photo 22. - Plis P_2 sub-isoclinaux repris par des plis P_3 plus ouverts dans la formation de la Replatte (flanc supérieur du pli couché de la carrière de marbres ; série de Chabrière)

Les plis des deux générations sont ici strictement coaxiaux ; si de telles figures de plis replissés n'existaient pas, on pourrait penser que la linéation d'intersection L_2, partout bien développée, est associée aux plis P_3, qui sont les plus nombreux et les plus visibles (voir stéréogramme *f* fig. 42 (p. 106).

Photo 23. - Plis P_3 de flanc normal W dans la formation de la Replatte (même affleurement que la photo 22)

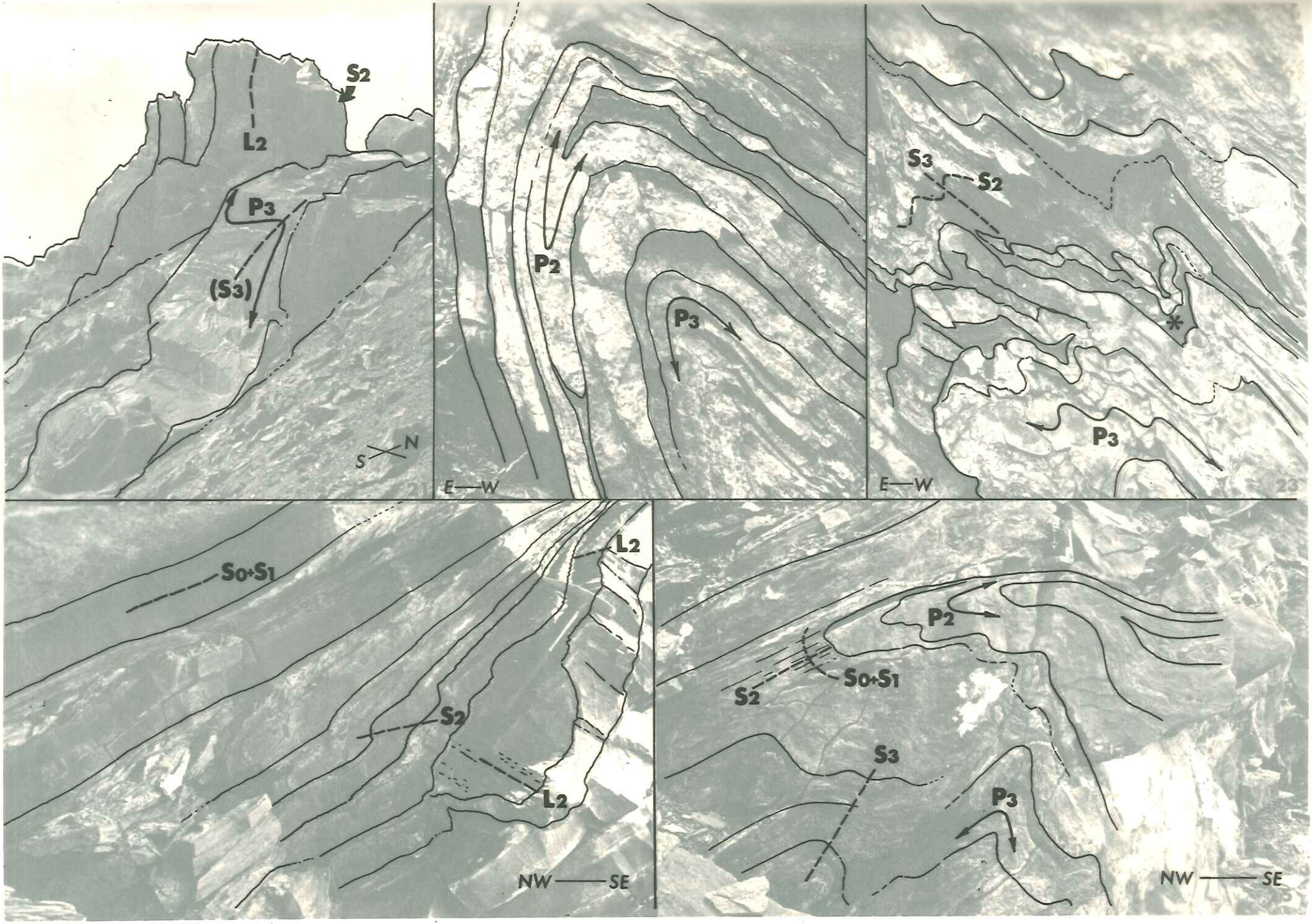
Les plis P_3, au profil de géométrie plutôt concentrique, sont très asymétriques ; ils sont associés à une schistosité fruste (S_3), nettement sécante sur le débit en bancs (S_2) des calcaires. Leur style est tout à fait caractéristique des flancs normaux de plis P_3 majeurs dans le secteur étudié (le stylo-feutre (*) donne l'échelle).

Photo 24. - Plis P_2 de flanc inverse W à la limite des jaspes et des marbres au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel (niveau 5 et 6 de la fig. 52, p. 132)

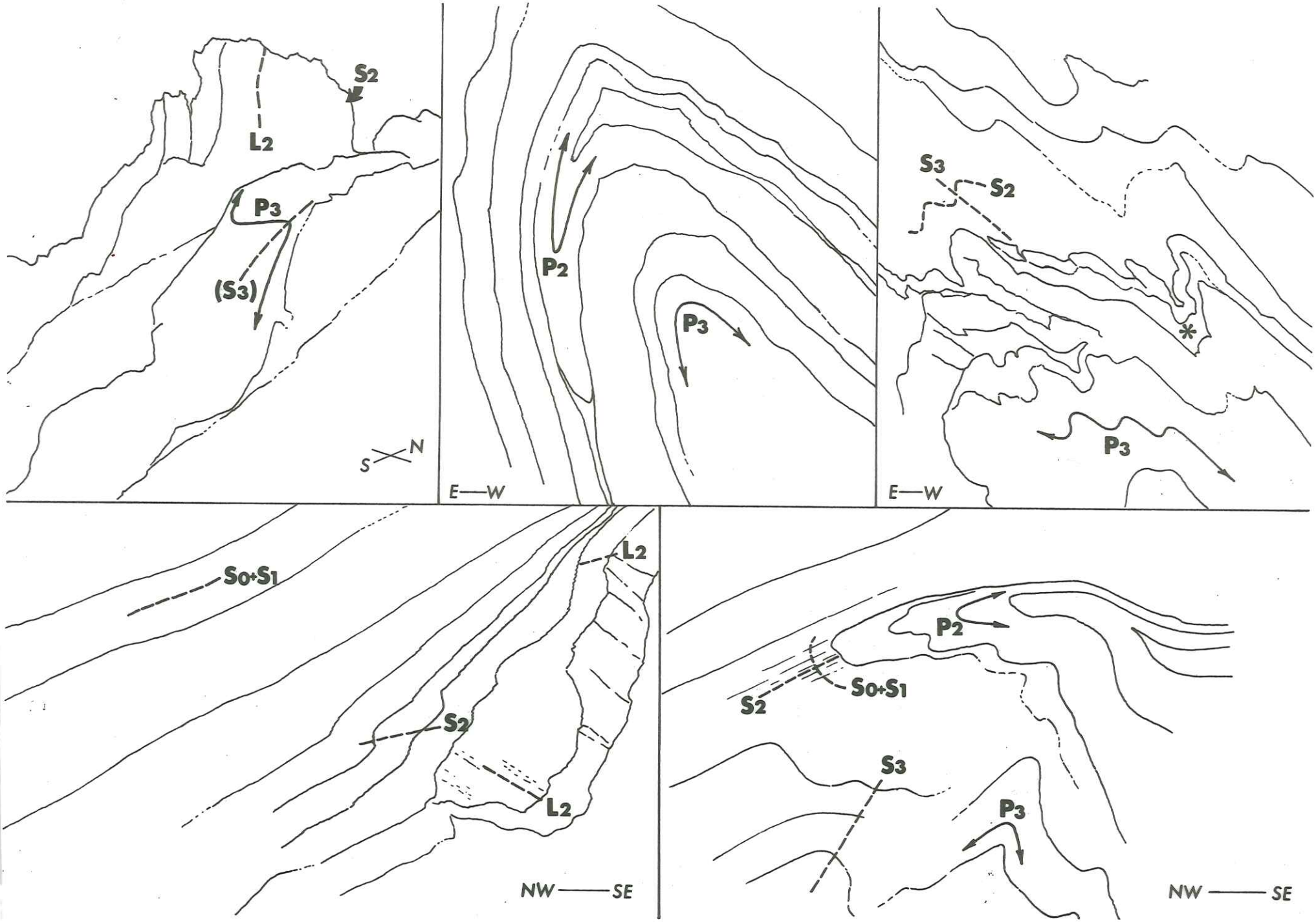
Une schistosité de crénulation serrée (S_2) apparaît dans les niveaux phylliteux ; par contre les niveaux calcaires fluent et gardent un aspect massif. Dans les flancs longs du pli, la schistosité S_2 est presque parallèle au litage ($S_0 + S_1$) ; elle le recoupe, au contraire, dans les flancs courts, où apparaît une linéation (L_2) en marches d'escalier.

Photo 25. - Figures de plis replissés dans la formation de la Replatte au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel (niveau 4 de la fig. 52, p. 132)

Les plis P_3 ouverts, de flanc normal N, déforment des plis P_2 (de flanc inverse NW) fermés. Les plis des deux générations sont ici coaxiaux. Voir stéréogramme *a* fig. 55 (p. 136).


S2
L2
P3
(S3)
S
N
E—W
P2
P3
E—W
S3
S2
*
P3
23
So+S1
L2
S2
L2
NW—SE
P2
So+S1
S2
S3
P3
NW—SE

23
22
21


S2
L2
P3
(S3)
S
N
P2
P3
E—W
S3
S2
*
P3
E—W
So+S1
L2
S2
L2
NW —— SE
P2
So+S1
S2
S3
P3
NW —— SE

CHAPITRE IX

LES PLIS TRANSVERSES DE LA POINTE DE RASIS

Résumé

Dans le massif de la Pointe de Rasis, et en liaison avec les mouvements de rétrocharriage, un épisode tardif de la phase tectonique III fait apparaître des directions structurales particulières : d'une part au niveau de plis E-W déversés au S et très localisés ; d'autre part au niveau de plans de cisaillement subparallèles au plan des couches. Ces structures entraînent la rotation des couches et des axes des plis P_3.

La synforme du sommet 2791 m, seul pli P_4 majeur du secteur étudié, fait l'objet d'une étude détaillée (§ 1). L'analyse sommaire de l'enchaînement et de la direction des plis P_3 entre la Pointe de Rasis et la Pointe de Jacquette (§ 2) permet de situer le pli du sommet 2791 m dans son contexte, et permet de détailler la phase de rétrocharriages (§ 3). Des hypothèses plus précises concernant le déroulement de la phase de rétrocharriage synthétisent les différentes observations (§ 3).

1. La synforme P_4 du sommet 2791 m

Immédiatement au S de la Pointe de Rasis, le sommet 2791 m est constitué de jaspes, de marbres et de calcaires à trame rousse de la série de Chabrière, apparemment mélangés. Ces couches dessinent une petite synforme de 200 m de long qui est emballée dans la grande masse du "flysch" de la Rousse (série du Gondran (?), voir fig. 16, p. 42). *La synforme, d'axe grossièrement E-W, est déversée au S* (fig. 56, p. 142 et 60, p. 151).

A. Analyse tectonique sectorielle

a. La charnière

On observe, à la charnière de la synforme, de nombreux plis décimétriques en chevrons assez ouverts dont les axes, de direction E-W, plongent un peu à l'E (fig. 56a). Ces plis passent à des meneaux de section semi-circulaire de 10 à 15 cm de diamètre lorsque les jaspes sont au contact des calcaires (photo 30, p. 155).

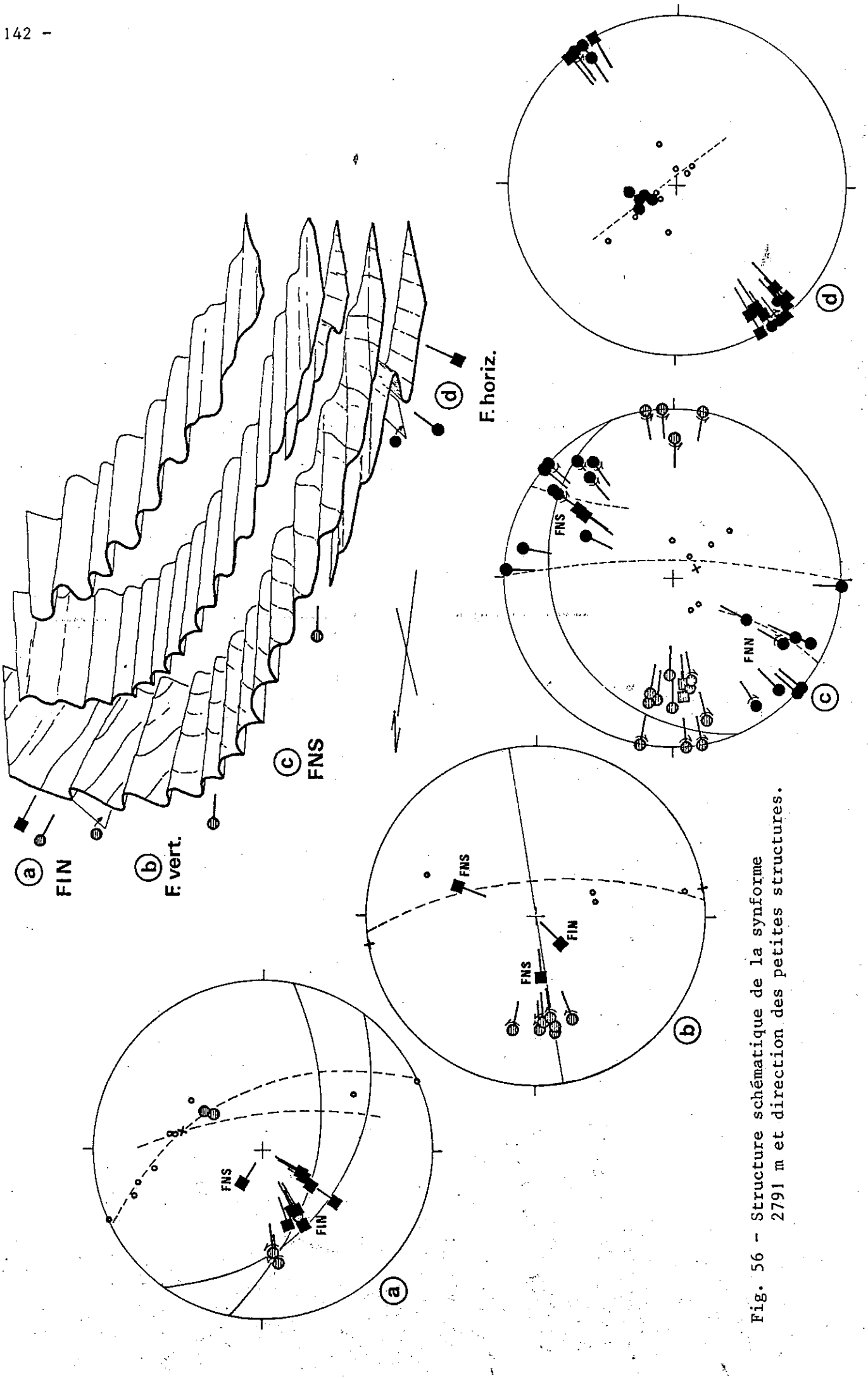


Fig. 56 - Structure schématique de la synforme
2791 m et direction des petites structures.

Les plis E-W reprennent une linéation plus ancienne (photo 31, p. 155) dont la direction varie de N 0 à N 60 lorsqu'elle est horizontale . C'est une linéation de microplis et de micromeneaux dans les jaspes, de type intersection dans les calcaires. La reprise s'effectue plutôt sur un petit cercle dans les jaspes (plis E-W de style concentrique) et plutôt sur un grand cercle dans les calcaires (rares plis E-W de style concentrique aplati, formant des dômes et des cuvettes d'interférence). Comme les jaspes et les calcaires alternent très irrégulièrement, ce double mécanique de plissement est probablement responsable de la grande variation en direction de la linéation reprise (fig. 56a).

b. Le flanc vertical

Immédiatement au N de l'affleurement précédent, les plis E-W sont progressivement déversés vers le S ; leurs axes acquièrent un plongement régulier (25°) vers l'E (fig. 56b) tandis que leurs plans axiaux se couchent (photo 26, p. 155).

Le litage (alternance de bancs de jaspes et de calcaires) et l'enveloppe des plis E-W se placent en position verticale dans une direction N 80 : c'est la direction axiale de la synforme.

Légende de la figure 56

Axe d'un pli P_4 avec indication éventuelle de son asymétrie (voir fig. 25, p. 60)

Linéation L_4 parallèle à l'axe d'un pli P_4

Pôle de la schistosité S_4

Axe d'un pli P_3 avec indication éventuelle de son asymétrie

Linéation L_3 parallèle à l'axe d'un pli P_3

Pôle de la schistosité S_3

Pôle de la schistosité S_2 (parallèle au litage)

Pôle et trace du plan tangeant à la surface-enveloppe des plis P_4 (orientation générale du litage)

La linéation reprise, toujours visible, fait avec l'axe des plis E-W un angle variable.

c. Le flanc inverse

Plus au N encore, le litage et l'enveloppe des plis E-W sont déversés vers le S : on se situe alors au flanc inverse N de la synforme.

Les meneaux deviennent plus pincés, plus fermés et passent progressivement à des plis très asymétriques de type flanc inverse N. Localement ils sont associés à une schistosité de fracture moins pentée au N que le litage (schistosité de flanc inverse N).

Leurs axes plongent de 20 à 40° vers l'ENE. La linéation ancienne des deux affleurements précédents est toujours bien visible ; elle est ici presque coaxiale aux plis qui la déforment (fig. 56c).

d. Le flanc normal

Au S de la charnière de la synforme, sur une trentaine de mètres, le litage pend faiblement vers le S ; on se situe au flanc normal S de la synforme. Les chevrons et les meneaux E-W changent progressivement de géométrie ; ils se pincent et se déversent au S tandis que leur plan axial reste penté au N (plis de flanc normal S). Parallèlement leur amplitude diminue (photo 32, p. 155).

Plus au S, le litage devient subhorizontal : c'est le creux de la synforme. Les plis E-W s'amenuisent et n'apparaissent plus que dans certains niveaux de jaspes. A une cinquantaine de mètres de la charnière, les plis E-W et la schistosité qui leur est associée ont pratiquement disparu. Ils ne réapparaissent pas plus au S.

Dans l'ensemble du flanc normal S, les plis E-W reprennent une linéation plus ancienne, déjà observée à la charnière et au flanc inverse de la synforme. Cette linéation est associée à de nombreux plis très bien visibles en l'absence de plis E-W.

Ce sont des plis ouverts, à charnières arrondies, décimétriques à métriques. Ils montrent, en profil, une géométrie de type concentrique à concentrique-aplati. Ils sont associés à une schistosité de fracture dans les calcaires et à une schistosité de crénulation dans les jaspes, toujours localisée au niveau des charnières (photo 27, p. 155).

A l'extrémité S de la synforme, là où les couches sont horizontales, ces plis ont des axes N 50 à N 60 horizontaux ; la schistosité qui leur est associée est faiblement pentée au NW. Ils sont très asymétriques, de type flanc normal NW (fig. 56d).

B. Interprétation : une synforme P_4 reprenant des plis P_3

L'axe approximatif de la synforme, donné par la direction des couches verticales, est presque E-W (N 80). La synforme, qui présente une schistosité très pentée au N, un long flanc normal S, peu penté, et un court flanc inverse N, très redressé, est bien *déversée vers le S.*

Les petits plis E-W gardent une direction axiale sensiblement constante dans l'ensemble de la synforme. Symétriques ou asymétriques, ils sont partout conformes à la grande structure. Ils ne peuvent que lui être associés et en représenter des replis d'ordre supérieur.

Les plis NE-SW que l'on peut repérer dans l'ensemble de la synforme sont antérieurs aux plis E-W qui les reprennent. Leur style est comparable à celui de nombreux plis P_3 de l'ensemble du secteur étudié ; il est par contre très différent de celui des plis P_2, même les plus ouverts et les moins aplatis ou les moins étirés de ce même secteur.

Nous proposons donc d'interpréter les plis NE-SW comme des plis P_3. La synforme 2791 m et les petits plis E-W qui lui sont associés correspondraient à des plis P_4, localisés ici, et dont il convient de préciser la signification.

La fig. 57 (voir p. suivante) représente la disposition des petites structures dans l'ensemble de la synforme 2791 m.

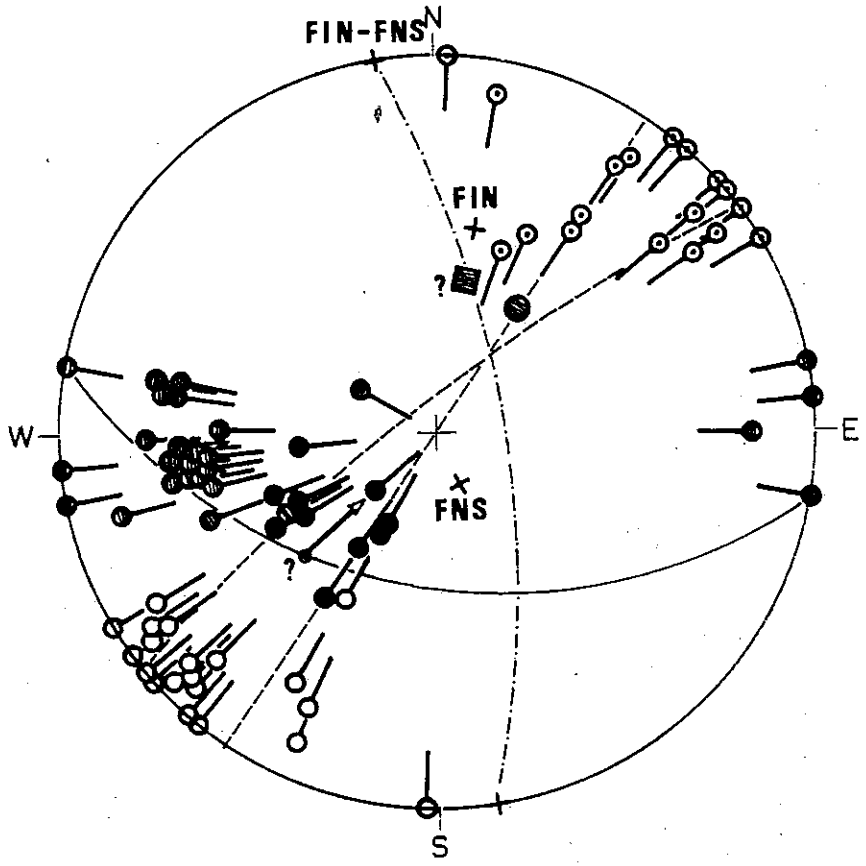


Fig. 57 - Analyse des directions dans l'ensemble de la synforme 2791 m.

Eléments mesurés :

axe d'un pli P_4 ou linéation L_4 associée ;

pôle de la schistosité S_4 au flanc inverse N de la synforme ;

axe d'un pli P_3 ou linéation L_3 associée au flanc normal S (FNS) d'un petit pli P_4 ;

idem au flanc normal N (FNN) d'un petit pli P_4 ;

idem au flanc inverse N (FIN) d'un petit pli P_4 ;

+ pôle de la position moyenne du litage pour les différents flancs de la synforme.

Eléments construits :

pôle et trace du plan axial approximatif de la synforme ;

grands cercles portant approximativement la linéation L_3 et les axes des plis P_3 ;

direction approximative des glissements dans le plan axial des plis P_4 ;

grand cercle porteur des pôles des flancs de la synforme.

Les plans moyens du litage, qui correspondent respectivement aux flancs normal, vertical et inverse de la synforme, sont sensiblement en zone autour d'une droite N 80,20 E qui constitue l'axe de la synforme.

On ne peut construire de façon précise le plan axial de la synforme car les flancs de celle-ci sont trop courts ; on peut néanmoins préciser sa position : c'est un plan en zone avec l'axe construit de la synforme ; son pendage est probablement intermédiaire entre celui du litage au flanc inverse de la synforme et celui de la schistosité S_4 correspondante. Il pourrait avoir une position approximative N 100,45 N.

Les axes des petits plis P_4 sont effectivement plus ou moins dispersés dans ce plan axial construit (arc à 40°).

Les axes des petits plis P_3 sont repris d'une façon intermédiaire : plutôt sur un petit cercle dans les jaspes, plutôt sur un grand cercle dans les marbres. Au total la dispersion est grande mais se fait grossièrement dans un plan subvertical NE-SW dont l'intersection avec le plan axial construit correspondrait à la direction des glissements dans la synforme. Cette direction serait environ N 45,40 NE c'est-à-dire voisine en azimut mais non en plongement de la direction régionale des glissements dans les plis P_3 (voir § V 3 B b, p. 77). Ces glissements semblent surtout importants au flanc inverse de la synforme : ils y désaxent les petits plis P_4 qui deviennent sensiblement coaxiaux aux plis P_3.

2. De la Pointe de Rasis à la Pointe de Jacquette

Les affleurements de la crête principale (fig. 60, p. 151) permettent d'étudier le cadre de la synforme P_4 qu'on vient d'analyser.

A. Dans l'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis

L'unité briançonnaise la plus orientale se présente comme une *dalle renversée* (voir carte géologique 1/50 000 Guillestre) qui pend de façon apparemment régulière au NW. En fait elle est *tordue* puisqu'au contact avec les unités piémontaises, dans le flysch lutétien, sa direction est N 55 alors que vers son toit, dans les calcschistes planctoniques, elle est N 170 (fig. 60, p. 151). On observe des plis de type flanc inverse NW qui reprennent une linéation d'intersection ancienne (L_2 ?) et qui ont le style courant des plis P_3 du secteur étudié.

B. Dans le "flysch" de la Rousse

L'épaisse formation détritique qui emballe la synforme de jaspes et de calcaires du sommet 2791 m, n'affleure pas de façon satisfaisante au N de cette synforme. Au S de celle-ci, par contre, on observe de nombreux plis de

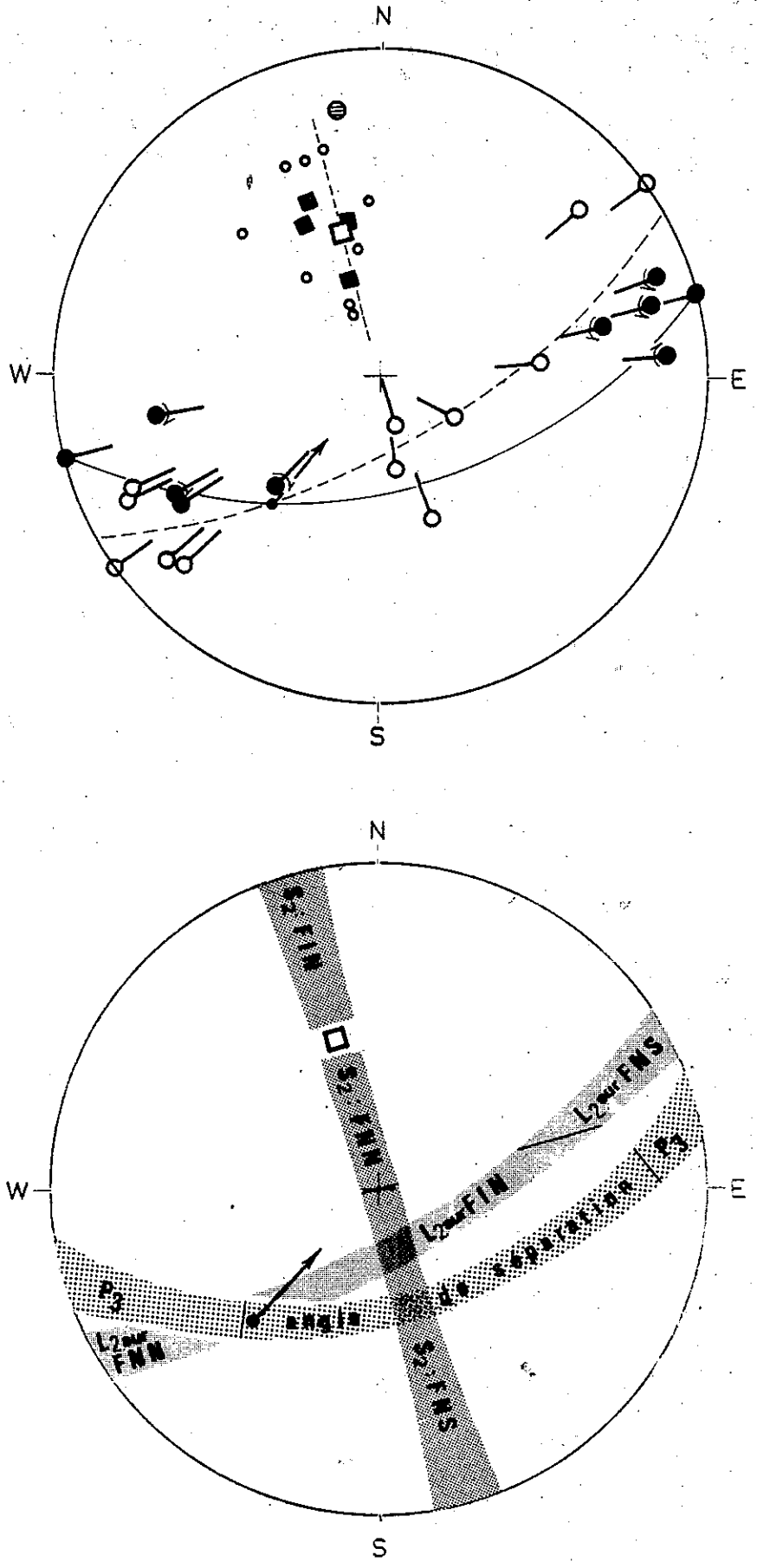


Fig. 58 - Reprise de la linéation L_2 par des plis P_3 de flanc normal NW dans le flysch de la Rousse au S du sommet 2791 m (affleurement présenté photo 28, p. 155 et localisé en a sur la fig. 60).

direction moyenne N 70, fermés à subisoclinaux et très acylindriques. Ils sont asymétriques de type flanc normal NNW (photo 28, p. 155) et deviennent sensiblement plus symétriques vers le S. Leur style est exactement celui des plis P_3 du Torrent des Prés Bergers et des torrents parallèles (§ V 3 A, p. 61). Ils sont caractérisés par d'importants glissements parallèlement à leurs plans axiaux (fig. 58) ; ils reprennent une linéation d'intersection associée à des plis isoclinaux intrafoliaires visibles dans l'épaisseur des dalles. On peut donc y voir *des plis P_3 reprenant une linéation L_2*.

Les axes des plis P_3 sont dispersés dans un plan (N 75,50 N) qui correspond à leur plan axial moyen et joue le rôle de plan de glissement. La dispersion des axes ménage un angle de séparation important de 115° (voir définition § V 3 A d, p. 69).

Il apparaît nettement que, sur le flanc court des plis P_3, la linéation L_2 est orthogonale à leur axe, tandis que sur leur flanc long, elle leur est sensiblement coaxiale. En fait, la linéation L_2 est reprise dans un plan proche du plan axial des plis P_3 ; l'intersection de ces deux plans (N 40,35 NE), parallèle à la direction des glissements dans les plis P_3, n'est déterminable que très approximativement ; elle est voisine en azimut mais non en plongement de la direction moyenne de glissements dans les plis P_3 du reste du secteur étudié (voir § V 3 B b, p. 77).

Localement des ondulations postérieures aux P_3 et très ouvertes sont associées à une schistosité de fracture N 80,80 N ; elles pourraient correspondre aux plis P_4 et à la schistosité S_4 de la synforme voisine.

C. Dans les calcaires de la Roche des Clots

Dans les falaises calcaires qui dominent au NW le col des Estonques (2649 m), on observe de nombreux plis décamétriques de style concentrique. Ces plis, d'axe N 20, sont très asymétriques et de type flanc inverse NW. Ils sont

---

Eléments mesurés :

- axe d'un petit pli P_3 ;
- linéation L_2 ;
- pôle du plan axial d'un petit pli P_3 ;
- pôle de la schistosité S_2 ;
- pôle de la schistosité S_4 (?).

Eléments construits :

- trace du plan de glissement associé aux plis P_3 ;
- trace du plan contenant la linéation L_2 ;
- direction des glissements dans les plis P_3.

associés à une schistosité de fracture subhorizontale dont les plans sont espacés de quelques centimètres (photo 29, p. 155 et fig. 59). Vers le haut des falaises, ces plis deviennent progressivement plus symétriques tandis que leur axe moyen passe de N 20 à N 45 . *Il s'agit vraisemblablement de plis* P_3 car dans le secteur étudié aucun pli P_2 n'est susceptible d'être associé à une schistosité de fracture aussi fruste ; quant aux structures P_4 elles sont, dans le voisinage immédiat, beaucoup moins déversées.

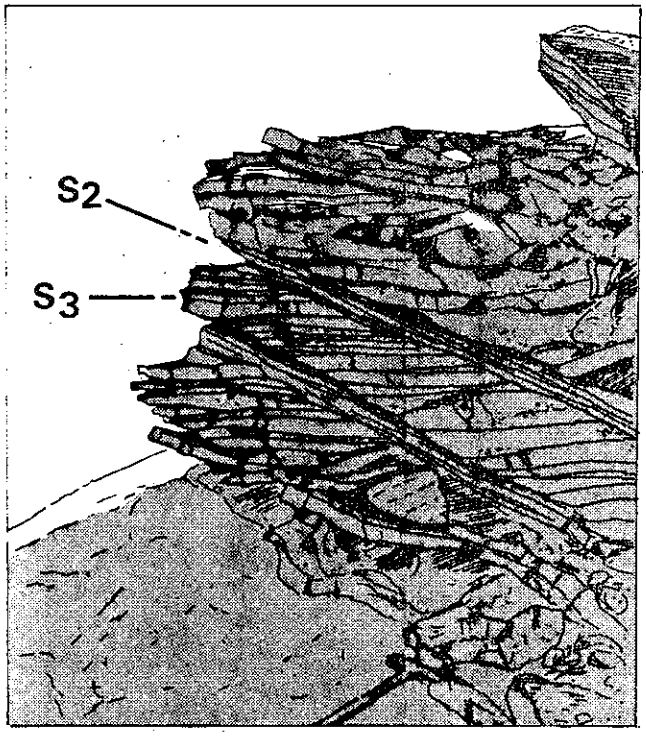


Fig. 59 - Schistosité S_3 de flanc inverse W dans les calcaires de la Roches des Clots (NW du Col des Estronques ; localisé en c figure 60). Le litage S_2 n'est repérable que grâce à l'alternance des calcaires et des calcschistes. La schistosité de fracture S_3, serrée et régulière, n'apparaît que dans les calcaires. Elle est invisible dans les calcschistes.

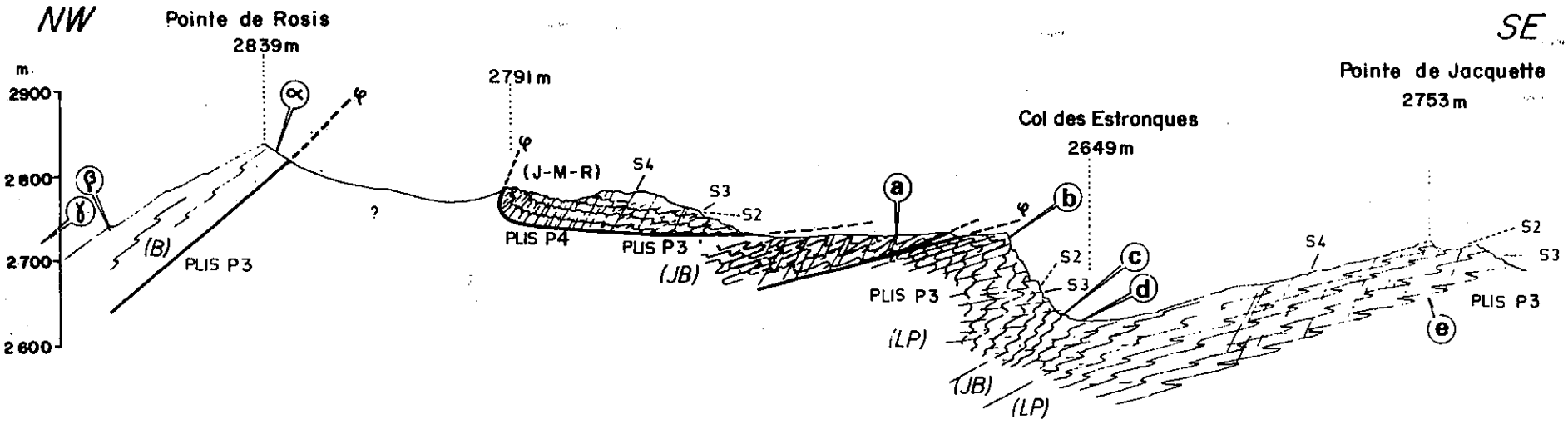
D. Dans la formation détritique du Col des Estronques

Les affleurements du Col des Estronques sont médiocres mais on peut observer une schistosité de crénulation espacée et régulière, moins pentée que la lithologie. Elle est associée à des petits plis centimétriques d'axe N 20 ; ce sont des chevrons plus ou moins ouverts, acylindriques et dysharmoniques, tous asymétriques de type flanc inverse NW. Par analogie de direction et d'asymétrie, *ils semblent représenter des plis* P_3.

E. Dans les calcaires de la Pointe de Jacquette (2753 m)

Les dalles calcschisteuses correspondent à une schistosité de crénulation serrée, associée à une linéation d'intersection et à des plis isoclinaux étirés contenus dans l'épaisseur des bancs (plis intrafoliaires).

Ces structures sont reprises par des plis plus ouverts d'axe moyen N 160,20 N de type flanc inverse W ; ils sont associés à une schistosité de fracture très couchée qui n'apparaît que dans les niveaux suffisamment phylliteux.



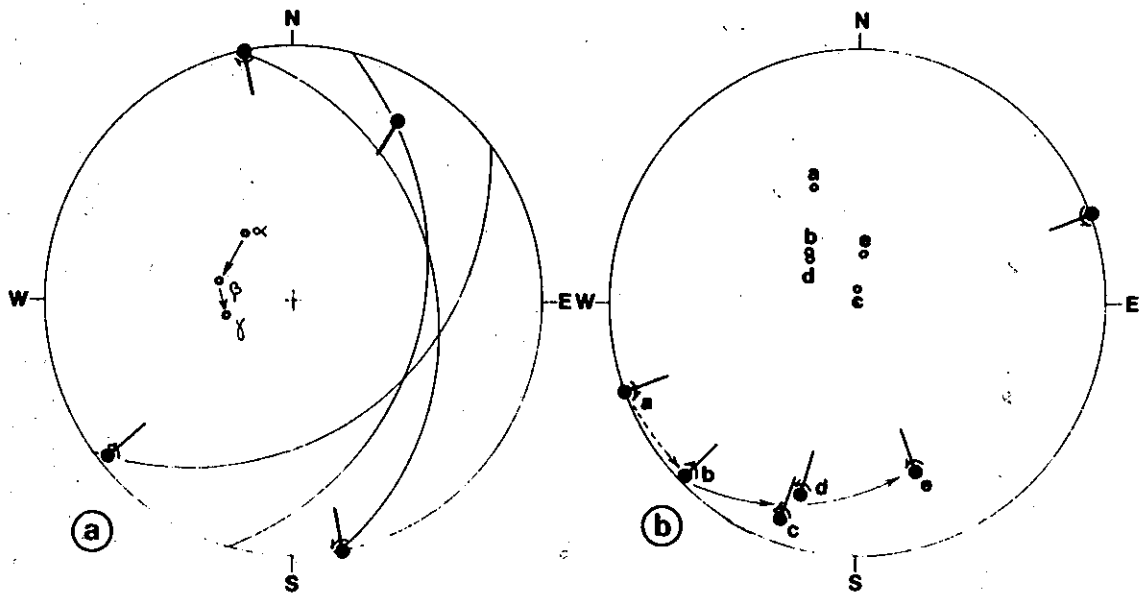


Fig. 60 - Enchaînement des petits plis P_3 et P_4 et dispersion des directions de la Pointe de Rasis à la Pointe de Jacquette.

Stéréogrammes a et b : directions moyennes des petites structures aux affleurements localisés sur la coupe.

- direction moyenne des petits plis P_3
- direction moyenne de la schistosité S_2

La direction des glissements dans ces plis, déterminée par la méthode de Weiss, est NE-SW. *On peut donc interpréter les plis ouverts comme des plis P_3 et les plis isoclinaux plus anciens comme des plis P_2.*

Une schistosité de fracture tardive, fortement pentée au NNW, recoupe toutes les structures ; elle constitue vraisemblablement l'équivalent de la schistosité S_4 observée au sommet 2791 m.

F. Conclusion : l'enchaînement des plis P_3 et leur rotation tardive

Les calcaires de la Roche des Clots et le flysch de la Rousse (série du Gondran ?) sont séparés par un contact tectonique que souligne une écaille de formation de la Replatte (série de Chabrière).

De part et d'autre de ce contact, les plis P_3 sont d'asymétries opposées. A proximité du contact ces plis deviennent plus serrés et plus symétriques, comme si l'on se rapprochait de la charnière d'un pli P_3 majeur (fig. 60, p. 151).

Ce contact tectonique semble donc séparer les deux flancs d'un pli P_3 majeur, anticlinal, déversé au SE, qui aurait été cisaillé tardivement suivant son plan axial.

Un autre effet de tectonique tardive se marque dans la *rotation des axes des plis P_3* entre la Pointe de Rasis et la Pointe de Jacquette (1 et 2, fig. 60, p. 151).

Dans l'unité de la Pointe de Rasis, le plan général des couches (S_2) tourne de 65° dans le sens horaire quand on se rapproche des calcschistes piémontais.

Du flanc normal de la synforme 2791 m à la Pointe de Jacquette, l'axe moyen des plis P_3 tourne de 90° dans le sens anti-horaire. *Cette rotation s'effectue de deux façons :*

- une rotation brutale de 25° au niveau du contact anormal signalé (écaille de formation de la Replatte) ; ce qui confirme que le contact est tardif par rapport aux plis P_3 ;
- une rotation continue de 65° du contact anormal précédent à la Pointe de Jacquette.

Or le même secteur se signale encore par le développement de plis P_4, particulièrement marqués dans la synforme 2791. La schistosité S_4 peut être reconnue jusqu'à la Pointe Jacquette. Il est logique de rechercher maintenant une relation génétique entre ces structures tardives.

3. Les plis P_4 et la tectonique tardive entre les Pointes de Rasis et de Jacquette

Les plis P_4 E-W sont très localisés ; ils n'apparaissent qu'à proximité de la charnière et surtout du flanc inverse de la synforme du sommet 2791 m. A son flanc normal, ces plis passent à des ondulations et ils disparaissent plus au Sud. Ceci évoque un rebroussement des couches vers le Sud, déterminant le flanc inverse de la synforme, les couches du flanc normal ne bougeant pratiquement pas. La schistosité de fracture S_4 redressée, associée à ce serrage, se suit plus longtemps vers le Sud (Pointe de Jacquette).

Au N et au S de la synforme, la direction des couches et la direction axiale des plis P_3 sont N-S. A proximité de la synforme, ces directions tournent progressivement et deviennent E-W. Cette rotation, visible de part et d'autre de la synforme, semble géométriquement liée à la présence des plis P_4 E-W.

La rotation des axes des plis P_3 semble également associée à un cisaillement tardif assez ample (écaille) dans le plan axial d'un pli P_3 majeur (§ précédent).

La synforme 2791 m pourrait correspondre à un rebroussement le long d'un tel contact cisaillant qui se situerait plus au N, au contact Briançonnais-Piémontais, ou dans le flysch de la Rousse (beaucoup plus épais là qu'au S du sommet 2791 m).

La phase de rétrocharriage se subdiviserait dès lors en deux "épisodes" successifs :

- le plissement N-S (plis P_3) avec déversement de toutes les structures vers l'E, y compris de la surface de contact entre unités briançonnaises et unités piémontaises ("rétrocharriage" des premières sur les secondes).

- un mouvement localisé et tardif de l'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis qui chevaucherait les calcschistes piémontais vers le S. Il provoquerait un rebroussement local des couches avec apparition de plis E-W reprenant les plis P_3. De façon plus générale, il serait associé à des cisaillements parallèlement au plan axial des plis P_3 avec rotation des axes.

Il est tentant de relier les plis tardifs E-W de la cote 2791 m avec les plis tardifs NE-SW de la crête de Tancinion (voir § V 3 C b, p. 80 et photo 12, p. 87) ; ces derniers sont en effet les seuls autres plis aussi vigoureux qui déforment les plis P_3 ; ils ont, de plus, le même caractère local et sont justement proches géographiquement. Cette similitude nous incite à les regrouper sous le nom de plis P_4.

Photo 26. - Flanc vertical de la synforme 2791 m (série de Chabrière)

Les empreintes de meneaux (*), visibles dans les marbres, correspondent aux plis E-W (P_4). Leur enveloppe est subverticale et leurs plans axiaux sont à plat. Voir stéréogramme *b* fig. 56 (p. 142).

Photo 27. - Plis P_3 dans une alternance de jaspes et de marbres au flanc horizontal de la synforme 2791 m (série de Chabrière)

Les plis, d'axe NE-SW, sont déversés vers le SE. Voir stéréogramme *d* fig. 56 (p. 142).

Photo 28. - Plis P_3 de flanc normal NW dans les calcschistes du flysch de la Rousse (série du Gondran)

Les plis, d'axe subhorizontal, sont déversés vers le SE. La linéation d'intersection L_2 est nettement reprise : au flanc long des plis P_3 (flanc normal NW ou SE) elle est presque normale à leur axe ; au flanc court des plis P_3 (flanc inverse NW) elle leur est presque coaxiale. Voir stéréogramme fig. 58 (p. 148).

Photo 29. - Plis P_3 de flanc inverse W dans les calcaires de la Roche des Clots (NW du Col des Estronques ; série du Gondran).

Le débit en gros bancs (S_2) est très redressé, tandis que la schistosité de fracture S_3, régulière, espacée et subhorizontale, peut mimer un litage. De petits meneaux apparaissent au contact entre les bancs calcaires et les minces interbancs calcschisteux (qui apparaissent en creux). Affleurement localisé *c* fig. 60 (p. 151).

Photo 30. - Plis en chevrons E-W (P_4) passant à des meneaux à la Charnière de la synforme 2791 m (série de Chabrière)

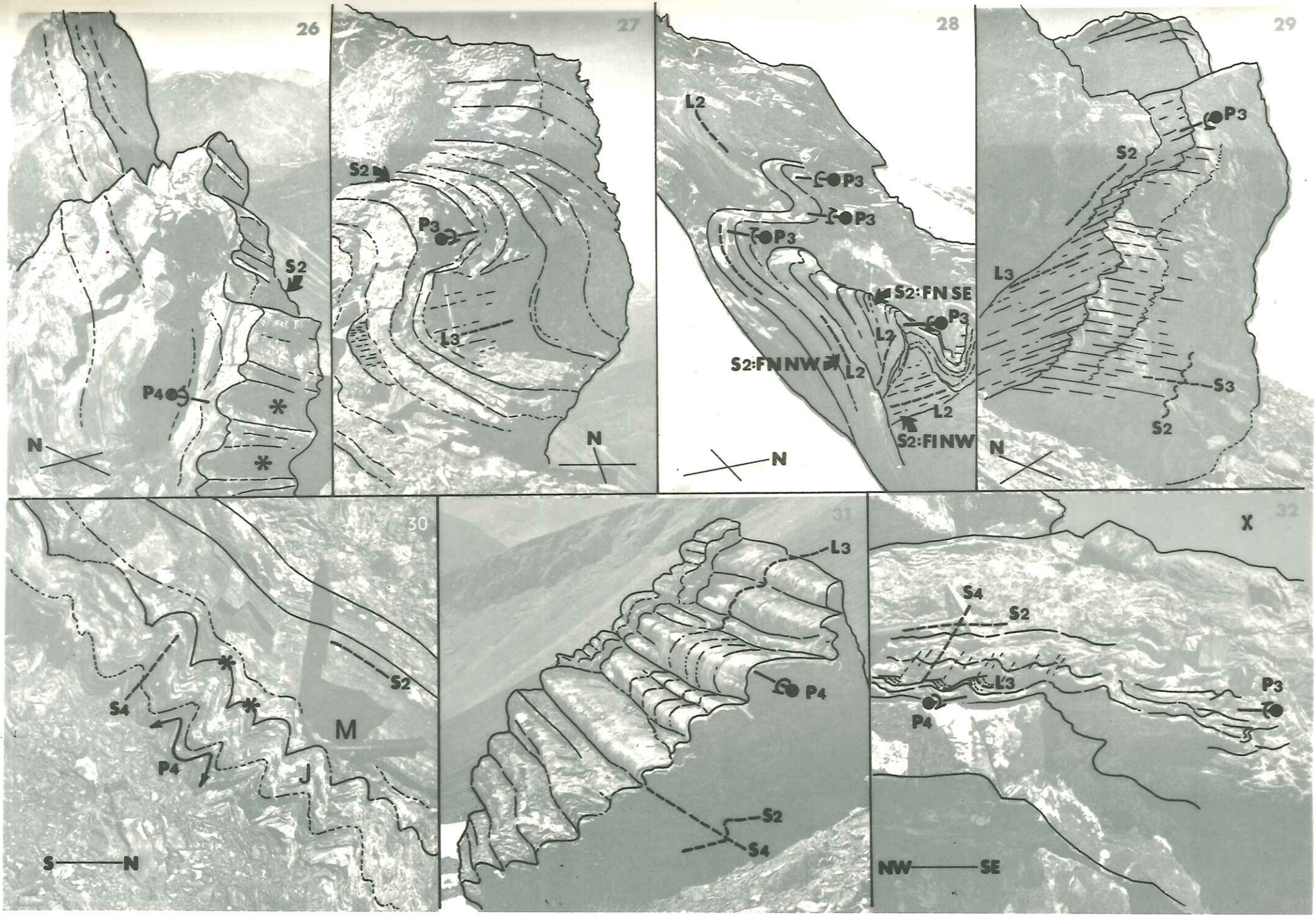
Les meneaux (*) se développent à la surface qui sépare les jaspes (J) des marbres (M). Les jaspes lités, qui se déforment en partie par flexure et glissements couche-à-couche, sont relativement compétentes. Les marbres, qui recristallisent et fluent davantage, sont au contraire relativement incompétents. Les meneaux passent à des chevrons dans les jaspes tandis qu'ils s'amortissent et disparaissent dans les marbres. Voir stéréogramme *c* fig. 56 (p. 142).

Photo 31. - Plis E-W (P_4) reprenant une linéation de microplis (L_3) (sur un bloc éboulé de l'affleurement de la photo 30)

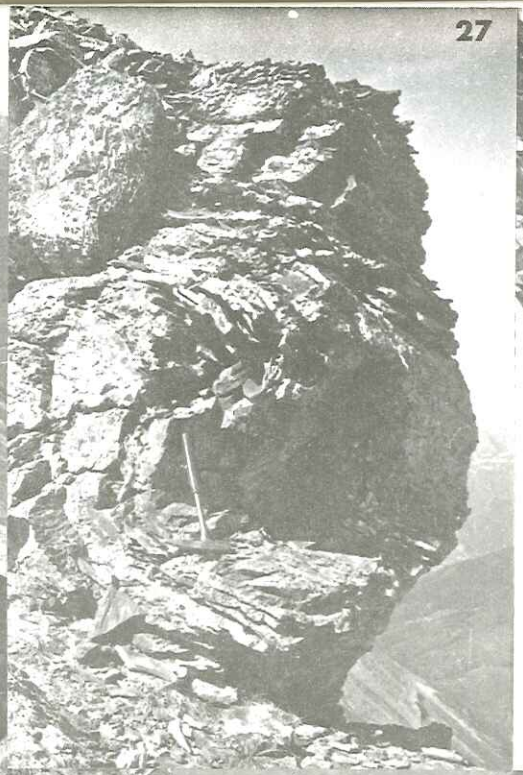
Les plis P_4, en chevrons, passent à des meneaux vers le haut, c'est-à-dire vers l'ancienne surface de contact des marbres. Ils reprennent la linéation L_3 sous un angle important.

Photo 32. - Plis E-W (P_4) au flanc normal S de la synforme 2791 m (marbres et jaspes de la série de Chabrière

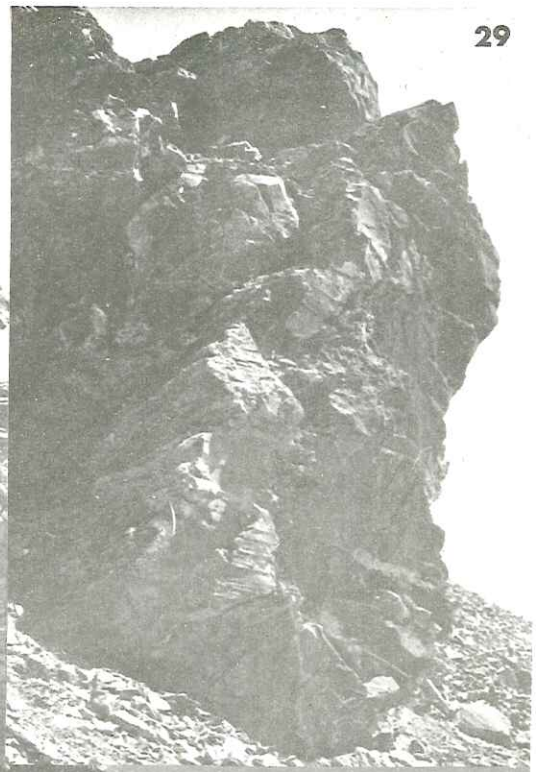
Les plis P_4 E-W, déversés vers le S et de type flanc normal S, n'apparaissent que dans les jaspes, où ils reprennent la linéation L_3. Celle-ci est parallèle à l'axe de plis P_3 NE-SW, déversés vers le SW, de type flanc normal SE. Affleurement localisé entre *c* et *d* fig. 56 (p. 142).

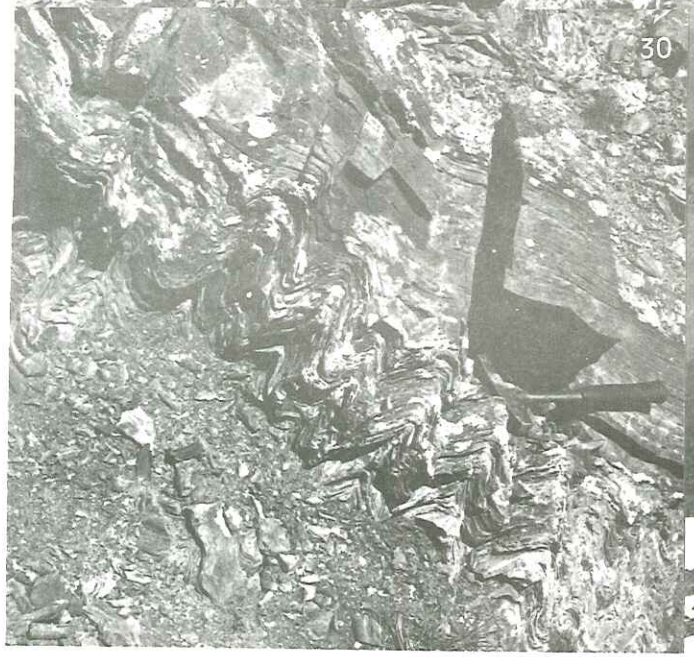

26
S2
P4
N
27
S2
P3
L3
N
28
L2
P3
P3
P3
S2:FN SE
P3
L2
S2:FN NW
L2
L2
S2:FI NW
N
29
P3
S2
L3
S3
S2
N
30
S2
S4
P4
M
J
S
N
31
L3
P4
S2
S4
32
X
S4
S2
L3
P3
P4
NW
SE

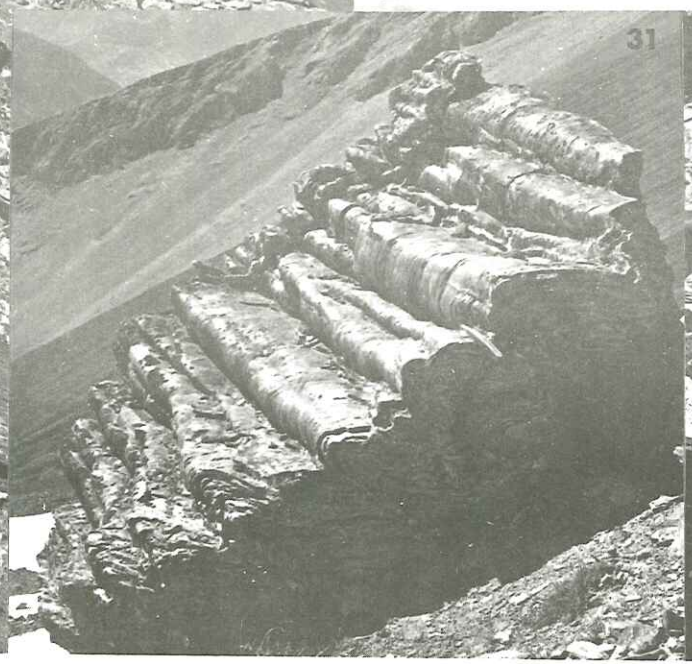
26


27

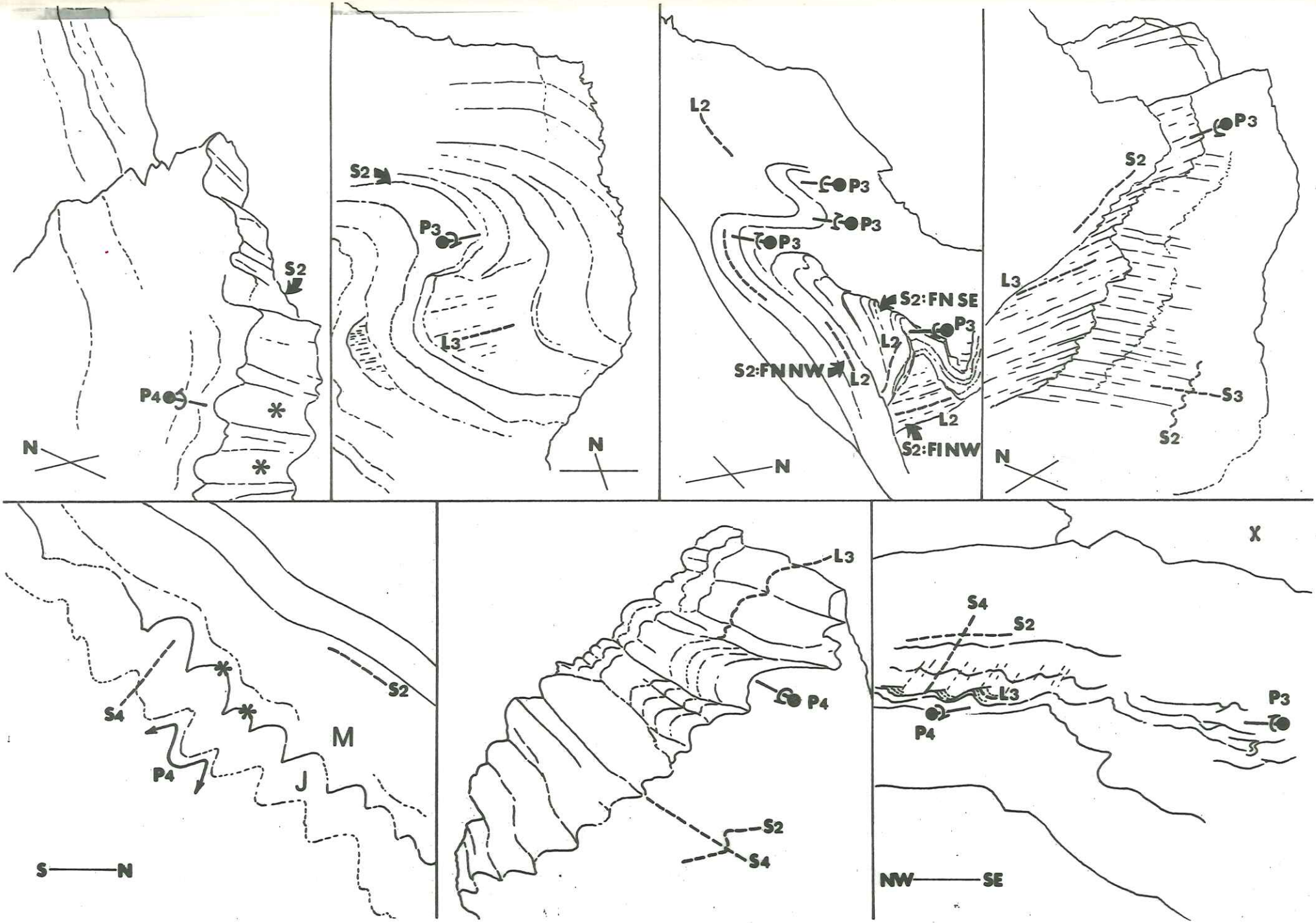
28


29


30


31

32


S2
P4
N
S2
P3
L3
N
L2
P3
P3
P3
S2:FNSE
P3
L2
S2:FNNW
L2
L2
S2:FINW
N
P3
S2
L3
S3
S2
N
S4
S2
P4
M
J
S—N
L3
P4
S2
S4
X
S4
S2
L3
P4
P3
NW—SE

CHAPITRE X

CONCLUSIONS STRUCTURALES

Résumé

L'architecture fondamentale du secteur étudié peut être interprétée comme un édifice de nappes replissé deux fois. La disposition relative des grands ensembles lithostratigraphiques résulterait principalement du charriage de la série de Chabrière renversée (nappe du premier genre ?) sur un autochtone relatif composite (série du Gondran et calcschistes indifférenciés) comprenant plusieurs unités tectoniques majeures. Des plis isoclinaux pluri-kilométriques (P_2) reprennent ces superpositions anormales ; ils commandent, par leur enchaînement, l'architecture régionale la plus visible. Lors des "rétrocharriages" un dernier plissement serré (plis P_3) donne au secteur étudié ses directions structurales actuelles ainsi que ses structures mésoscopiques les plus apparentes ; au Sud, où domine une tectonique souple, le "rétrodéversement" des couches vers l'Est redresse les axes des plis anciens ; au Nord, où domine au contraire une tectonique plus cisaillante, des "rétroécaillages" découpent l'édifice déjà polystructuré en nouvelles et dernières unités tectoniques majeures.

1. L'architecture régionale

Différentes analyses tectoniques analogues à celles qui ont été présentées pour les synformes de Roche Noire et du Pic Marcel et pour le secteur de la Pointe de Rasis, permettent d'interpréter dans de relativement bonnes conditions l'ensemble de l'architecture du secteur étudié.

A. L'enchaînement des grands plis couchés au S du Cristillan

a. Le contact majeur entre unités briançonnaises et piémontaises

Une première reconnaissance dans l'unité briançonnaise interne de la Pointe de Rasis a permis d'y reconnaître des plis de deux générations différentes ; leur style et leur direction sont identiques à ceux des plis, respectivement P_2 et P_3, des unités piémontaises.

Le contact tectonique majeur a été suivi de la Pointe de Rasis à l'Ubaye. Il semble antérieur aux plis P_3 et à fortiori aux plis P_4 et aux

cisaillements tardifs. *Les mouvements de rétrocharriage l'auraient simplement orienté N-S et déversé vers l'E comme pour les autres surfaces anciennes.*

L'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis forme la crête entre le Cristillan et le cirque de Beaubardon. C'est une dalle renversée, très pentée à l'W, et strictement conforme au débit général des Schistes lustrés qu'elle surmonte.

Le contact tectonique majeur contient des lentilles de cargneules et surtout, face au hameau de Roufène, deux écailles "intermédiaires" (décamétrique et hectométrique) qui représenteraient des témoins dilacérés de la zone d'Acceglio (LEMOINE 1961, LE GUERNIC 1966). Ce contact ne montre aucune petite structure particulière et les glissements parallèlement aux plans axiaux des plis P_3 n'y sont pas, apparemment, plus importants qu'ailleurs ; on observe seulement quelques figures de disharmonie dues à la proximité de la dalle triasico-jurassique très compétente.

L'unité de la Pointe de Rasis disparaît vers le sud au niveau du Longet (2169 m) où une autre écaille intermédiaire la sépare des unités piémontaises. Immédiatement au S et jusqu'à l'Ubaye, c'est l'unité briançonnaise de la Chapelue qui surmonte le complexe piémontais. Le contact anormal, peu visible, n'est souligné que par des lentilles de cargneules et de serpentinites ; au-dessus de Combe Brémond, il contient une nouvelle écaille intermédiaire à série réduite de type Acceglio (LEMOINE 1961, LE GUERNIC 1966 et 1967).

b. Les unités piémontaises externes du massif du Longet (2969 m)

Dans les grandes falaises face au hameau de Bois Noir, un pli antiforme plurikilométrique, couché vers l'E, chevauche un pli synforme de mêmes caractéristiques, par l'intermédiaire d'un contact anormal à gypses et cargneules (voir fig. 8, p. 20).

Le coeur du pli anticlinal est constitué par des calcaires siliceux en bancs et en plaquettes qui évoquent ceux du Lias "prépiémontais" de la série du Gondran. L'extérieur du pli est constitué par une formation détritique calcschisteuse à brèches calcaréo-dolomitiques et quartzo-micacées identique à celle du Col des Estronques (§ IV 4, p. 43; formation détritique rousse de la série du Gondran ?).

Vers le S, la formation détritique se prolonge cartographiquement par de larges affleurements de formation de la Replatte et de formation de Roche Noire (série de Chabrière). Le passage se fait par une zone où les deux types de formations alternent de façon serrée (fig. 8, p. 20 : sous le Longet et sous le Col Alberge). Le contact ainsi répété est probablement tectonique, car il sépare deux séries différentes, mais rien ne permet sur le terrain d'en faire la démonstration.

Il semble que dans un stade antérieur les termes de la série de Chabrière dessinaient l'antiforme à l'extérieur de la formation détritique. Le contact tectonique entre ces deux ensembles serait replissé par les plis mineurs, très cisaillés, associés au grand pli antiforme ; aux flancs de celui-ci les termes de la série de Chabrière auraient disparu par aplatissement et cisaillement.

Le pli couché synforme montre une disposition semblable, engageant à la fois la série du Gondran et celle de Chabrière.

Sa charnière est dessinée par une formation à brèches calcaréo-dolomitiques attribuable à la formation détritique rousse de la série du Gondran. Le coeur du pli est constitué par la formation de la Replatte de la série de Chabrière. Le contact anormal entre les deux séries, qui dessine nettement le pli, a sur le terrain les apparences d'un contact stratigraphique.

A la charnière du pli synforme, les petits plis P_2 et P_3 sont coaxiaux dans une direction N 60,30 SW. L'analyse des schistosités montre que le débit de plan axial du grand pli est une schistosité S_2 (photo 20, p. 103). La synforme, et probablement l'antiforme de même style et de même direction qui la surmonte, semblent donc représenter des plis P_2 majeurs.

La structure du Massif du Longet est ainsi commandée par un enchaînement de deux grands plis couchés qui représentent probablement des plis P_2 majeurs ; ils déforment la superposition anormale des séries du Gondran et de Chabrière.

c. La synforme du Péouvou

Une épaisse dalle dolomitique redressée constitue, au Péouvou (3231 m), le point culminant du secteur étudié. Sa position structurale, connue depuis les travaux de M. LEMOINE (1971), apparaît dans le massif du Lac de Clausis (2757 m) situé immédiatement au N.

En face NE du sommet 2757 m, la série du Gondran dessine un pli synforme plurikilométrique déversé vers l'E (fig. 5, p. 12). Il est constitué à l'extérieur par la formation détritique rousse tandis que son coeur est fait de dolomies noriennes. On observe différents écaillages, notamment au flanc supérieur du pli, qui sont probablement dus à la grande compétence des dolomies. Si on déplie la structure, la série du Gondran se trouve *à l'envers* ; c'est donc soit un *"faux synclinal" s.str.* soit une *"tête plongeante"* (voir l'emploi de ces termes (§ VII 3 C e, p. 123).

Les deux flancs liasiques (Lias "prépiémontais" et formation détritique rousse) de la synforme se prolongent au S jusqu'à l'Ubaye, soit sur 4,5 km. Les dolomies noriennes qui en constituent le coeur ne sont pas ployées ; elles forment une dalle épaisse (1000 m) et rigide, restée solidaire du Rhétien et du Lias du flanc inférieur de la synforme. La forte disharmonie qui en résulte, au niveau du flanc supérieur, est cicatrisée par une lame de cargneules (W du Péouvou).

Au SE du Péouvou, une partie du Norien, le Rhétien et le Lias" prépiémontais" du flanc inférieur de la synforme disparaissent par troncature basale. Le contact tectonique, qui sépare alors le Norien de la formation détritique rousse, semble ne traduire qu'une simple disharmonie entre ces deux ensembles de compétences très différentes.

Entre le Péouvou et le massif du Lac de Clausis, l'axe de la synforme est décroché dans le sens sénestre, avec effondrement relatif du compartiment N.

L'analyse tectonique de la face W du Péouvou (fig. 11, p. 28) fait ressortir les faits suivants :

Dans le Lias qui affleure de part et d'autre du Péouvou et qui représente les deux flancs de la synforme, les axes des plis P_2 sont constants. A une certaine distance des dolomies, les plans S_2 et les axes des plis P_3 ont eux aussi une direction constante.

La dalle dolomitique du Péouvou disparaît immédiatement au N de ce sommet. Le Rhétien et le Lias "prépiémontais" enveloppent cette terminaison en un pli qui semble prolonger la synforme du Péouvou vers le N. Ce pli est exactement coaxial en N 35,35 SW des petits plis P_2 ; de plus, ceux-ci indiquent par leur style qu'ils appartiennent à la charnière d'un pli P_2 majeur.

Au flanc supérieur de la synforme, c'est-à-dire à son flanc inverse W, des petits plis P_2 montrent des enchaînements de type flanc inverse W ; ils sont donc conformes à la grande structure.

Les plis P_3 semblent par contre correspondre à la parallélisation de toutes les couches situées à une certaine distance des dolomies en un ensemble parfaitement monoclinal. Plus près du Péouvou, au contraire, les calcschistes se moulent sur la surface des dolomies qui semblent commander la direction des plis P_3.

En conclusion, l'âge de la synforme du Péouvou (y compris le massif 2 757) n'a pu être démontré. *Il est néanmoins tout à fait possible, pour des raisons géométriques, de l'interpréter comme un pli P_2 majeur, mais rien ne permet d'exclure qu'elle représente un pli plus ancien.* Par contre, des observations faites dans le prolongement de la synforme du Péouvou, au N du Cristillan (formation détritique rousse du Sommet Jacquet), confirment qu'il est peu vraisemblable qu'elle constitue un pli P_3 majeur (voir § 1 B b, p. 163).

d. La synforme de Roche Noire

L'analyse de la synforme de Roche Noire (complétée par celle de la synforme du Pic Marcel) permet de l'interpréter comme *un pli P_2 majeur*. Quelles sont ses relations avec la synforme du Péouvou ?

Au niveau de la crête principale, le flanc inférieur de la synforme du Péouvou (flanc normal W ; série du Gondran à l'envers) chevauche directement le flanc supérieur de la synforme de Roche Noire (flanc inverse W ; série de Chabrière à l'endroit). Plus au N (Massif du Lac de Clausis), le même flanc de la synforme du Péouvou chevauche le pli couché du replat 2873 m, qui semble lui-même associé à la synforme de Roche Noire (fig. 5, p. 12).

Plus au N encore, au niveau du Cristillan, les deux synformes sont séparées par une antiforme de calcschistes indifférenciés dont les limites sont très approximatives (fig. 5, p. 12).

En déroulant les deux structures, on est amené à admettre soit que les deux synformes n'ont pas le même âge, soit qu'il s'agit de deux plis P_2 majeurs,

et qu'ils sont séparés par un contact tectonique important, postérieur à leur formation.

e. Conclusion

L'architecture des montagnes situées entre le Cristillan et l'Ubaye est commandée par l'enchaînement d'au moins quatre plis couchés plurikilométriques dont les relations ne sont pas toujours claires (fig. 62, p. 168):

- l'antiforme et la synforme du massif du Longet, qui semblent correspondre à des plis P_2 majeurs et qui plissent la superposition anormale des séries du Gondran et de Chabrière ;

- la synforme du Péouvou, qui correspondrait à un pli P_2 ou plus ancien, et qui plisse la série du Gondran à l'envers sur un soubassement (unité briançonnaise ? unité piémontaise ?) qui n'est pas visible ;

- la synforme de Roche Noire, qui constitue très vraisemblablement un pli P_2 majeur et qui déforme la superposition anormale de la série de Chabrière, à l'envers, sur les calcschistes indifférenciés de la Pointe des Averses.

Les axes de ces grands plis plongent tous au SW parallèlement à la direction axiale moyenne des petits plis P_2 (voir § 2A, p. 172). *Ce plongement axial général de toutes les grandes structures* explique qu'on observe leur enchaînement sur la carte géologique, indépendamment des coupes naturelles qu'offrent les vallées. Il explique également que plusieurs contacts stratigraphiques ou tectoniques anciens soient grossièrement transverses (E-W) à la direction d'ensemble des assises (N-S) comme par exemple :

- la limite N des ophiolites de Roche Noire ;

- la limite N des dolomies du Péouvou ;

- la limite S de la formation détritique rousse du Lac de Clausis ;

- le "passage latéral" apparent de la série du Gondran au N à la série de Chabrière au S, dans le massif du Longet (rive gauche du ravin de Clausis).

Ces limites correspondent en fait à l'intersection de la topographie avec le creux (deux premiers exemples) ou la crête (deux autres exemples) d'un pli majeur (respectivement synforme et antiforme) dont l'axe plonge au SW.

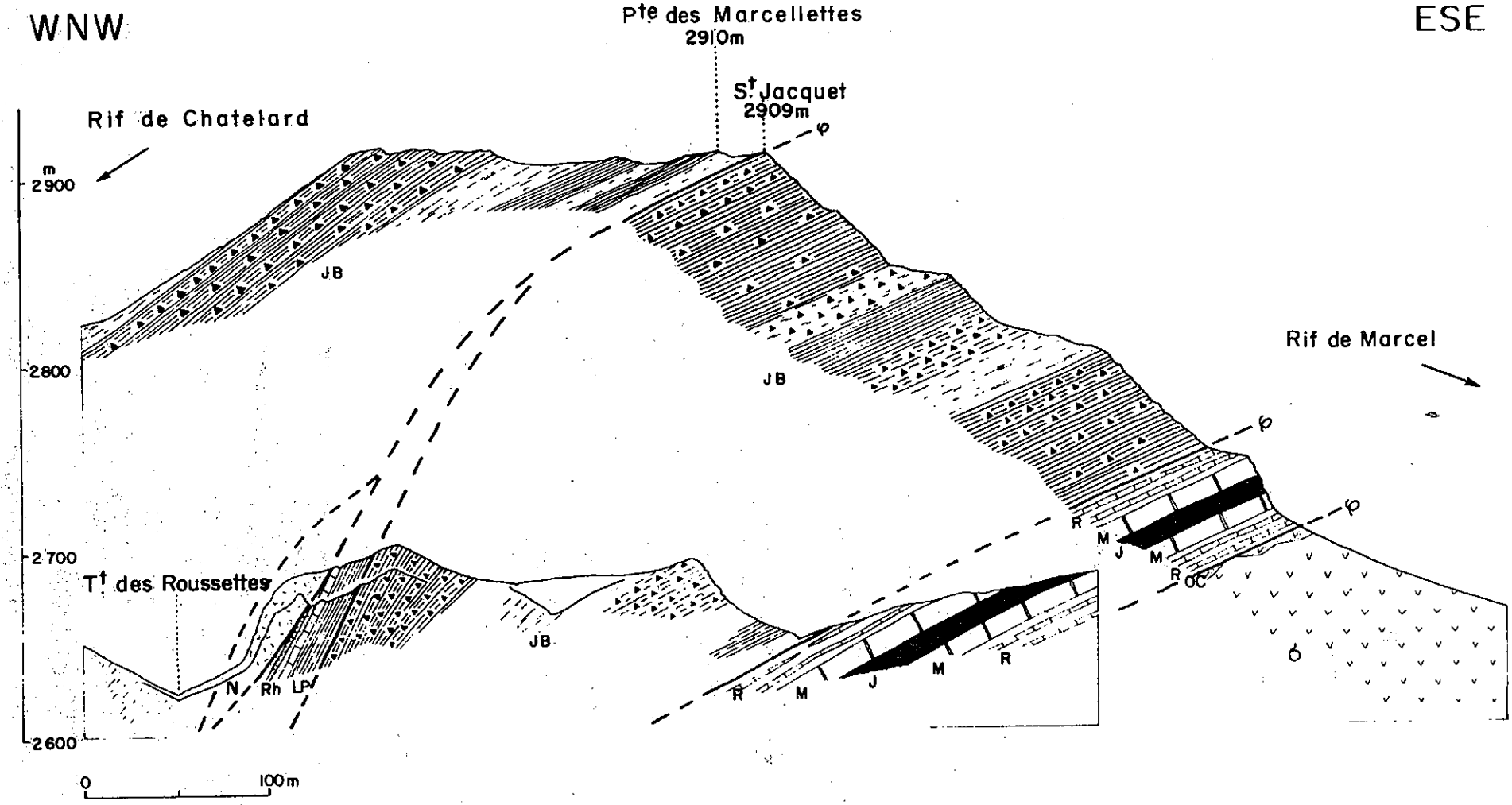


Fig. 61 - Coupes du Sommet Jacquet et du haut torrent des Roussettes.

Mêmes symboles que pour la carte géologique. Le faisceau de couches de la série de Chabrière représente le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel. Les écailles du torrent des Roussettes reconstituent une série du Gondran à l'envers ; elles représentent le prolongement vers le N du flanc inférieur de la synforme du Péouvou.

B. L'empilement des grandes écailles au N du Cristillan

Les montagnes entre l'Aigue Blanche et le Cristillan montrent la superposition de 3 unités tectoniques majeures (fig. 47, p. 124).

L'unité la plus basse est constituée par la grande masse monotone des calcschistes de l'Aigue Blanche et de la Pointe des Averses et occupe la position structurale la plus basse.

L'unité la plus haute correspond à la série briançonnaise renversée de la Pointe de Rasis.

L'unité moyenne est nettement délimitée, vers le haut comme vers le bas, par *deux contacts tectoniques importants* jalonnés d'écailles diverses (gypse, cargneules, dolomies). Sa structure interne est complexe ; elle montre une alternance de faisceaux calcaires et de formations détritiques qui appartiendraient à la série du Gondran. Ces couches semblent constituer un *empilement d'écailles* dans lesquelles on peut retrouver *les restes, cisaillés, d'anciens grands plis couchés. Des formations de la série de Chabrière s'insèrent dans cet ensemble et constituent des synformes pincées, toutes situées en position structurale haute.*

a. La synforme du Pic Marcel

C'est la plus vaste de ces unités hautes. Elle correspond très vraisemblablement à *un pli couché P_2 majeur* dessiné par la série de Chabrière qui est probablement *déjà plissée de façon isoclinale initialement* (voir chapitre VIII). Elle se prolonge vers le S par le pli couché du replat 2873 m (massif du Lac de Clausis) qui semble se raccorder lui-même à la synforme de Roche Noire.

b. Les couches du Sommet Jacquet

Les couches du Sommet Jacquet, isolées tectoniquement, représenteraient *les restes du flanc inférieur, très cisaillé, de la synforme du Péouvou.*

> Le Sommet Jacquet est constitué par une épaisse dalle de formation détritique rousse de la série du Gondran (fig. 61). Cette dalle repose, par un contact anormal, sur le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel. Elle est limitée vers le haut par un autre contact anormal jalonné d'écailles (Cargneules, Norien, Rhétien, Lias "prépiémontais") qui reconstituent une série de type Gondran à l'envers. Les couches du Sommet Jacquet disparaissent vers le NW par la troncature basale. Vers le S, au contraire, elles se prolongent vers le flanc inférieur de la synforme du Péouvou.

L'analyse tectonique des couches du Sommet Jacquet y met en évidence des petites structures de même style et de même direction qu'au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel (voir § VIII 2 A c, p. 134). Des plis P_3 ouverts, à charnière arrondie, y sont coaxiaux à des plis P_2 isoclinaux à charnière aiguë, dans une direction N 45 horizontale. Les plis P_3 (photo 6, p. 87) sont de type flanc normal NW et développent une schistosité de fracture nettement plus pentée que le litage (S_2).

Le contact anormal entre les couches du Sommet Jacquet et le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel n'a aucune influence sur les plis P_3 et semble donc antérieur à ceux-ci.

Les couches du Sommet Jacquet représenteraient le flanc inférieur de la synforme du Péouvou, c'est-à-dire son flanc normal. Les plis P_3, justement de type flanc normal, paraissent conformes à la grande structure. En fait, ils restent de type flanc normal dans les couches sous-jacentes appartenant à la synforme du Pic Marcel, qui pourtant sont indépendantes de la synforme du Péouvou. On peut donc penser que l'aspect conforme des plis P_3 est fortuit et qu'ils ne représentent pas les petits plis associés à la synforme du Péouvou.

La synforme du Péouvou représente donc une structure très vraisemblablement *antérieure aux plis P_3*.

c. La synforme 2705 m

Un puissant faisceau calcaire (Lias "prépiémontais" de la série du Gondran ?) qui contient, à mi-épaisseur, un niveau schisteux à brèches quartzo-micacées, constitue d'une part la Pointe de Jacquette (2753 m) et d'autre part les sommets 2833 m et 2817 m. Il représente très probablement les deux flancs d'un *pli synforme couché vers l'E* dont le coeur serait constitué par la formation de Roche Noire (série de Chabrière) et dont la charnière n'est pas visible (fig. 47, p. 124).

d. Le massif de la Pointe de Rasis

Ce secteur a été étudié en détail au chapitre IX. Les calcaires de la Roche des Clots, qui forment les falaises au NE du Col des Estronques, représentent le coeur anticlinal d'un *pli P_3 couché majeur*, le seul de cette ampleur qui ai été observé dans le secteur étudié. Ce pli est cisaillé au niveau de son flanc supérieur.

La synforme de jaspes et de calcaires de la série de Chabrière (cote 2791) représente un *pli tardif (P_4)*, associé à la fin des rétrocharriages.

e. Conclusion

On ne retrouve pas, entre le Cristillan et l'Aigue Blanche, un enchaînement en grands plis couchés déformant toutes les séries, comme au S du Cristillan.

Une première différence vient de la subdivision locale du domaine piémontais en *deux vastes unités superposées*, séparées par un *contact tectonique majeur* et semble-t-il *tardif* (contemporain des rétrocharriages; voir § 2 C, p. 173-174). Ce contact passe à l'extrémité N des crêtes du Pis, de Tancinion et du Puy, et se prolonge vers le N jusqu'au Sommet Bucher (carte géologique Guillestre 1/50 000) ; on le suit donc sur plus de 7 km.

L'unité inférieure correspond à la masse monotone des calcschistes indifférenciés. Sa structure interne reste inconnue par manque de repère lithologique.

L'unité supérieure pourrait correspondre à une ancienne architecture en grands plis couchés P_2, comme celle que l'on observe au S du Cristillan. L'ensemble aurait ensuite été fortement aplati et cisaillé, vraisemblablement lors des rétrocharriages.

La synforme du Pépouvou semble se prolonger vers le massif du Lac de Clausis et vers le Sommet Jacquet. La synforme de Roche Noire semble se prolonger par la synforme du Pic Marcel. La *direction cartographique* (actuelle) de ces deux unités tectoniques anciennes est NW-SE ; elle est *oblique* sur l'*axe réel* de ces structures (NW-SE ou NNW-SSE) et sur la direction générale des couches (N-S). Ceci s'explique géométriquement si l'on admet comme les observations tendent à le montrer :

- que ces grandes structures correspondent à des plis P_2 plurikilométriques ;

- que les plis P_3 correspondent à un serrage E-W qui ne forme que des plis au plus plurihectométriques, rarement d'importance régionale.

On vérifie en effet que, dans ce cas, les alignements anciens conservent une direction cartographique proche de leur direction primitive. L'angle qu'ils font avec celle-ci est fonction, d'une part de l'angle sous lequel les plis anciens sont repris par les plis récents et, d'autre part du raccourcissement dans ce plissement récent.

La direction cartographique des unités anciennes est effectivement voisine de la direction primitive des plis P_2 (NW-SE voir § V 3 B a, p. 72-73) et légèrement tournée vers la direction des plis P_3 (N-S). Ce pluriphasage introduit un tronçonnement suivant une direction NW-SE et de petits décrochements E-W sénestres des dolomies, trop rigides (?) pour dessiner les plis P_3. Ceci est indépendant des rotations liées à des cisaillements tardifs qui semblent localisés au NW du secteur étudié.

C. L'importance des structures anciennes

Dans la synforme de Roche Noire et, de façon moins visible, dans celle du Pic Marcel qui paraissent constituer des plis P_2 majeurs, la série de Chabrière se trouve en position renversée. Deux interprétations sont a priori possibles(chapitres VII et VIII) :

- les synformes plissent une série déjà initialement à l'envers, qui correspond hypothétiquement au flanc inverse d'un pli couché plus ancien de grande ampleur ;

- les synformes représentent les têtes plongeantes de plis P_2 couchés de grande ampleur, ne devant rien à une ou plusieurs phases antérieures quant à cette structure majeure.

Dans le premier cas, le renversement de la série de Chabrière est *antérieur* à son ploiement en synforme ; dans le deuxième cas, les deux phénomènes sont *simultanés*.

La synforme de Roche Noire repose sur les calcschistes de la Pointe des Averses. Il semble, mais cela n'apparaît que cartographiquement, que le contact anormal soit ployé avec la synforme (fig. 62).

A l'W de l'alignement ophiolitique (massif du Longet), des termes de plus en plus récents de la série de Chabrière, qui occupent la position structurale la plus élevée, reposent sur la série du Gondran. La superposition anormale des deux séries est nettement déformée par les grands plis P_2 (fig. 62).

Il apparaît donc que la série de Chabrière est renversée à l'échelle du secteur étudié, et qu'elle repose comme telle à l'W sur la série du Gondran, à l'E sur les calcschistes indifférenciés.

Si le renversement de la série de Chabrière est contemporain des plis P_2, les synformes de Roche Noire et du Pic Marcel représentent des têtes plongeantes P_2. Il faut alors admettre que tous les autres plis P_2 majeurs du

secteur étudié représentent également des têtes plongeantes. Ceci revient à concevoir une tête plongeante d'amplitude régionale, dont les plis P_2 majeurs étudiés représentent des replis mineurs, ce qui est peu vraisemblable. Il faudrait de plus admettre qu'elle déforme également la série du Gondran et les calcschistes indifférenciés, ce qui est également difficile à concevoir. Cette hypothèse, admissible pour chaque synforme prise séparément, ne l'est plus pour rendre compte de l'ensemble de la structure régionale.

On peut donc émettre l'autre hypothèse (fig. 63) : celle d'une nappe ophiolitique avec flanc inverse (nappe du premier genre) charriée sur la série du Gondran, pour la partie W du secteur étudié, et sur les calcschistes indifférenciés pour la partie E. Ce charriage serait antérieur au serrage associé aux plis P_2, mais ses relations avec la phase I, telle qu'elle est définie (réalisation d'une foliation métamorphique initiale, voir § V 4 p. 83), restent hypothétiques.

Des plis isoclinaux antérieurs aux plis P_2, comme ceux du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel, pourraient dater de ce charriage initial.

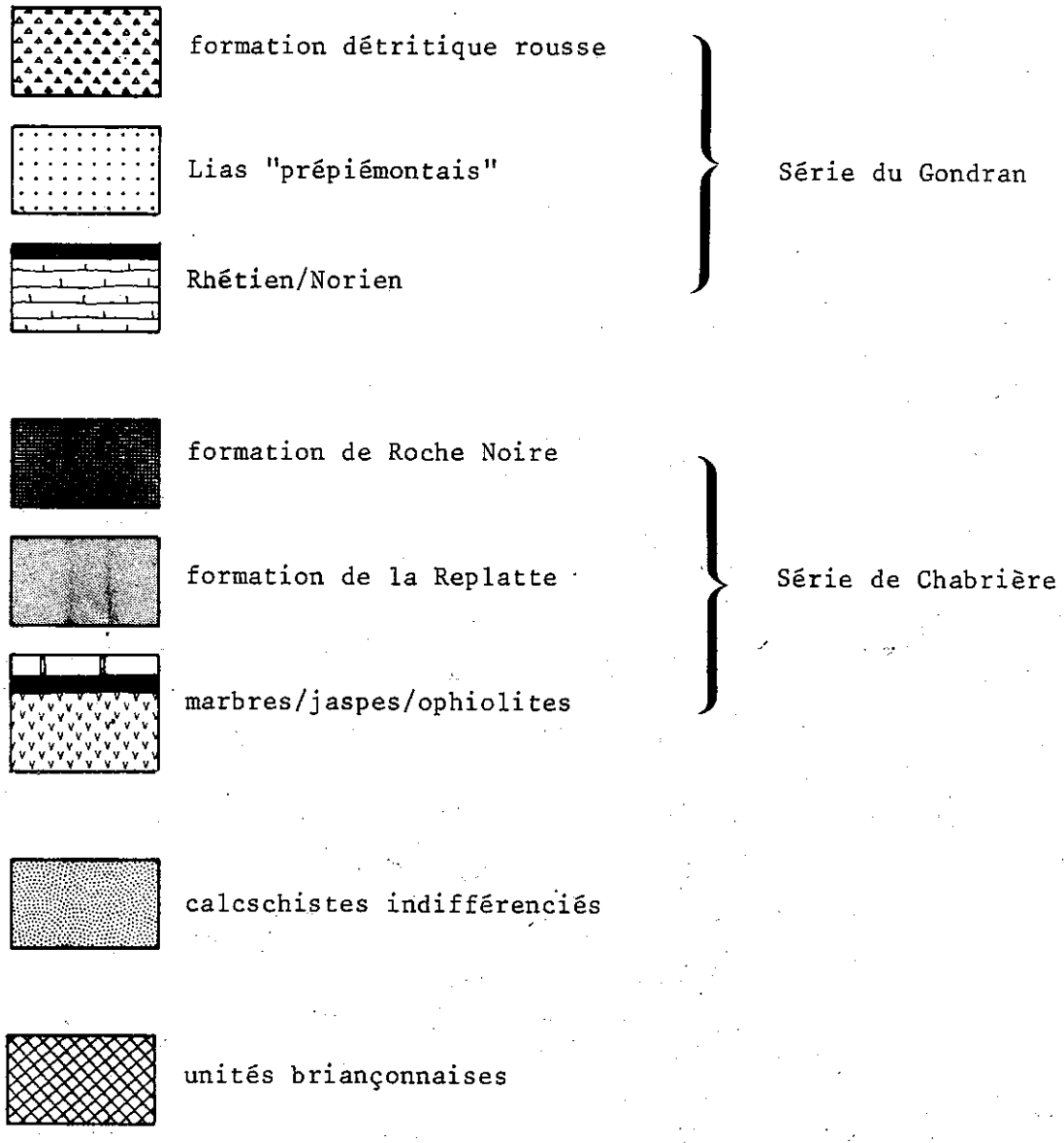
Si on admet cette hypothèse, on remarque qu'à Roche Noire la surface de charriage de la nappe ophiolitique se situe dans la formation de la Replatte. Dans le massif du Longet, elle se situe dans la formation de Roche Noire, plus haut dans la série, c'est-à-dire plus bas dans le flanc inverse de la nappe. *Ceci pourrait résulter d'une diverticulation vers l'W (situation actuelle) de la formation de Roche Noire, et/ou d'une troncature basale du flanc inverse de la nappe* (voir fig. 63). Cette diverticulation aurait permis le charriage plus en avant, sur le domaine briançonnais, d'éventuels niveaux plus récents de la série de Chabrière (encore inconnus), la formation de Roche Noire jouant le rôle de niveau de décollement (fig. 63).

Dans la partie occidentale du secteur étudié, les différentes formations de la série du Gondran représentent un autochtone relatif pour la nappe ophiolitique (série de Chabrière). Dans le massif du Longet, le charriage s'est fait sur la formation détritique rousse. Au SE de la Pointe de Jacquette, il s'est fait sur le Lias "prépiémontais". Il semble donc qu'avant l'arrivée de la nappe ophiolitique, la série du Gondran était déjà :

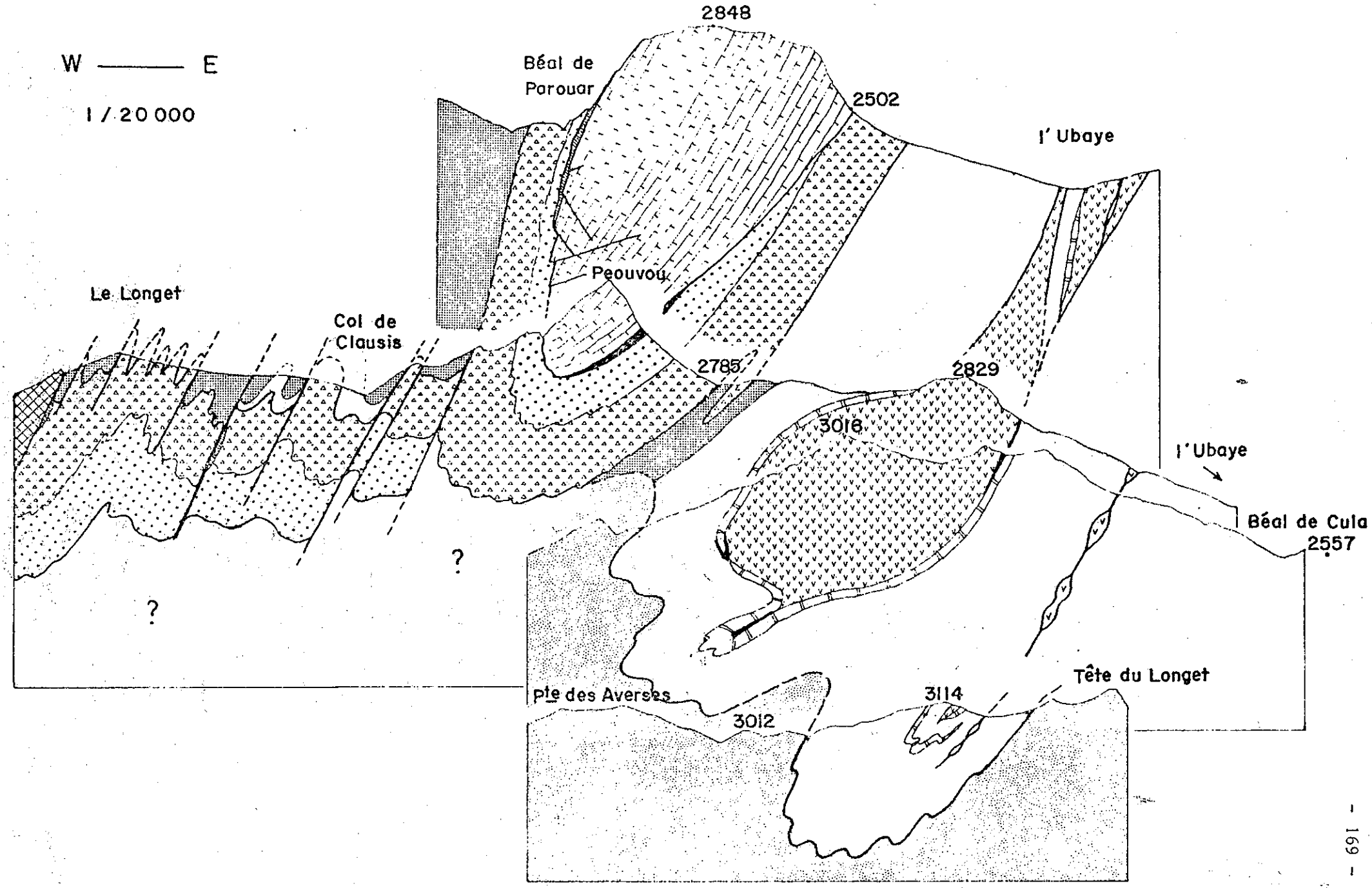
- soit plus ou moins érodée (probablement à la suite d'un premier plissement), auquel cas la nappe ophiolitique serait épiglyptique ;

- soit plissée, puis cisaillée, éventuellement par la mise en place de la nappe elle-même (fig. 63).

Fig. 62 - Hypothèse sur la superposition anormale et sur l'enchaînement des grandes structures entre le Cristillan et l'Ubaye.



Les structures ont été simplifiées et largement interprétées. Le plongement axial général des grands plis vers le SW détermine l'ordre d'assemblage des coupes. Les variations de la valeur de ce plongement créent, localement, de fortes distortions (coupe du haut à gauche ; coupe du bas à droite).


W —— E
1 / 20 000
2848
Béal de
Parouar
2502
l' Ubaye
Peouvou
Le Longet
Col de
Clausis
2785
2829
3016
l'Ubaye
Béal de Cula
2557
?
?
Tête du Longet
pte des Averses
3114
3012

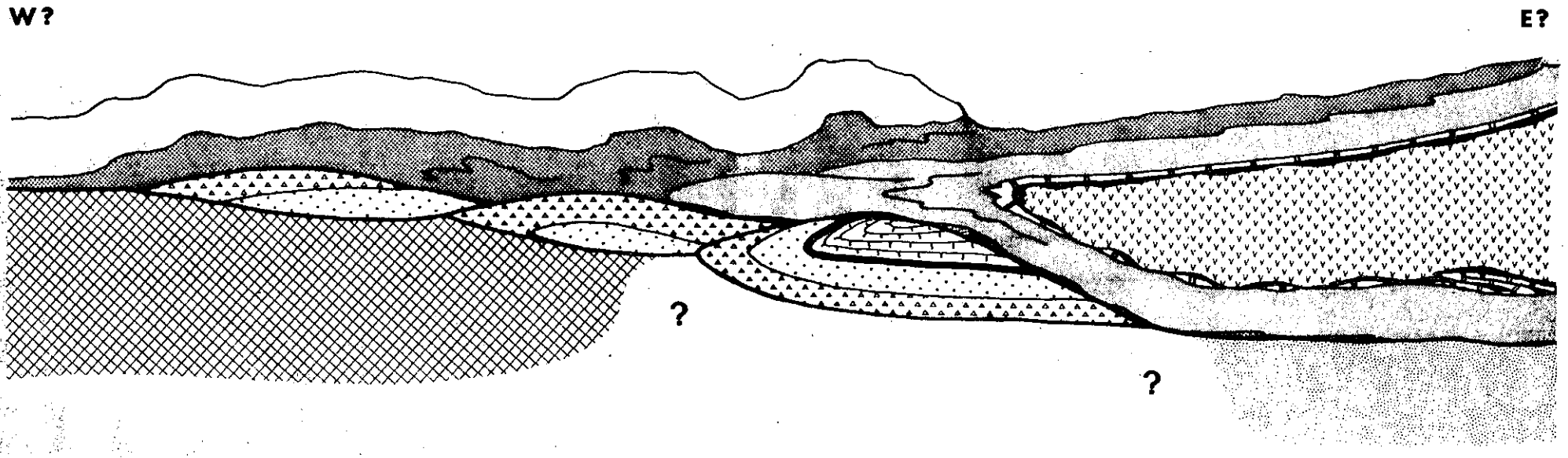


Fig. 63 - Reconstitution hypothétique de l'édifice de nappes immédiatement avant la phase tectonique II. Mêmes figurés que pour la figure 62. On a figuré en blanc un niveau, hypothétique et non reconnu, pouvant éventuellement surmonter stratigraphiquement la formation de Roche Noire au sein de la série de Chabrière.

Dans les deux cas, *l'autochtone relatif pourrait comporter des plis primitifs ne se prolongeant pas dans l'allochtone.*

Il n'est pas possible d'éliminer l'une ou l'autre hypothèse actuellement.

Le soubassement de cet ensemble (séries du Gondran et de Chabrière) n'est pas visible et reste très hypothétique ; en particulier ses relations avec la grande masse des calcschistes indifférenciés ne sont pas claires, car le contact tectonique majeur qui les sépare actuellement, apparaît comme relativement tardif. Il pourrait s'agir d'une unité briançonnaise ou bien d'une unité piémontaise, soit nouvelle, soit déjà décrite ailleurs en position plus haute.

D. Remarque sur la nature des contacts tectoniques

Le secteur étudié est particulièrement riche en contacts tectoniques qui, compte tenu des hypothèses précédentes, appartiendraient à différentes générations. Ils ne présentent en effet pas tous, les mêmes caractères.

Les contacts primitifs entre la série du Gondran, la série de Chabrière et les calcschistes indifférenciés ne montrent jamais de petites structures particulières ni d'écailles tectoniques d'aucune sorte.

Les contacts qui paraissent associés aux plis P_2 sont, par contre, soulignés de nombreuses écailles :

- de gypse et de cargneules quand ils se situent dans la série du Gondran (cisaillement entre les deux plis P_2 majeurs du massif du Longet ; disharmonie au coeur de la synforme du Péouvou) ;
- d'ophiolites (surtout les serpentinites et ophicalcites) quand ils recoupent la série de Chabrière (différents contacts à proximité des ophiolites de Roche Noire).

On n'identifie aucun contact tectonique dans les calcschistes indifférenciés.

Les quelques contacts tectoniques contemporains des rétrocharriages sont les plus visibles par leur influence sur le style et la direction des petites structures et par les grosses écailles de nature très variée qui les jalonnent (contact des crêtes du Puy, de Tancinion et du Pis ; écaillage au NE du Col des Estronques).

2. La dispersion régionale des petites structures

L'analyse des grandes structures met en évidence l'importance des phases tectoniques anciennes ; l'analyse de la direction des petites structures -

schistosités et plis - nous renseigne au contraire surtout sur la dernière phase tectonique.

Le schéma tectonique (fig. 64)* visualise essentiellement la position moyenne des couches et les axes des plis P_2, ainsi que la dispersion des axes des plis P_3, en différents endroits du secteur étudié.

A. Trois domaines

Les stéréogrammes (fig. 64) se regroupent en trois ensembles qui correspondent à trois domaines distincts:

- Le domaine central qui correspond aux massifs de la Pointe des Averses, du Longet, du Péouvou et de Roche Noire (stéréogrammes h à r) est caractérisé par des couches N-S fortement pentées à l'W (débits S_2 et S_3 confondus). D'importants glissements, associés aux plis P_3, se produisent dans une direction relativement constante NE-SW à ENE-WSW, contenue dans le plan des couches. Ces glissements parallélisent avec leur direction les axes de tous les plis P_2, quelle que soit la polarité des plis P_3 ; ils dispersent fortement les axes des plis P_3 dans le plan des couches. C'est ce domaine, le plus étendu, qui est essentiellement décrit au chapitre V.

- Le domaine méridional ne montre que peu d'affleurements en place. Il correspond à la rive droite de l'Ubaye (stéréogramme s) et se prolonge, en rive gauche, dans le massif de Chabrière (stéréogramme t d'après STEEN 1972). La disposition relative des petites structures est la même que dans le domaine central. Par rapport à celui-ci, on observe une rotation de la direction des couches et de la direction des axes des plis P_2 horizontaux, qui passent de N-S à NW-SE.

- Le domaine NW correspond aux montagnes entre l'Aigue Blanche et le Cristillan, situées au NW des ophiolites du Pic Marcel (stéréogrammes c à g). Les couches, qui correspondent généralement au débit S_2, sont NE-SW et modérément pentées au NW.

Des zones où les plis P_3 sont affectés par des glissements dans une direction NE-SW et où le débit S_3 est confondu avec le débit S_2 alternent avec des zones plus importantes, où le débit S_3 est nettement sécant sur le débit S_2 ; le débit S_3 y est plus penté au NW que le débit S_2. Les plis P_2 et P_3, peu dispersés, sont partout coaxiaux en NE-SW et sont parallèles à la direction des glissements dans les plans axiaux des plis P_3.

*H.T. in fine.

Ce domaine montre des plis P_4 E-W déversés vers le S et localisés au contact avec les unités briançonnaises. Ils redressent les couches qui pendent alors au N (stéréogramme b).

B. Rotations et virgation associées aux plis P_3

Entre l'Aigue Blanche et l'Ubaye *la direction générale des couches (S_2), comme celle des axes des plis P_3 horizontaux, tourne d'environ 90°. Cette virgation semble essentiellement associée à la genèse des plis P_3*, car la direction des glissements dans leurs plans axiaux, partout où elle est connue, garde une direction sensiblement constante (voir aussi : CARON 1973 et CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973).

La rotation semble (?) progressive entre le domaine méridional et le domaine central. Le passage du domaine central au domaine NW s'accompagne par contre d'une rotation brusque de 40-50°, qui est localisée au niveau des serpentinites du Pic Marcel (stéréogrammes h et i d'une part, g d'autre part).

Dans tout le domaine NW on observe de telles *rotations*, d'ampleur moindre, localisées aux *zones très cisaillées* (parallèles aux couches) où les débits S_2 et S_3 sont confondus, ainsi qu'exceptionnellement au niveau de *contacts anormaux*. Ces rotations se font dans le sens des aiguilles d'une montre quand on se déplace de bas en haut ou de SE vers le NW. *Elles seraient associées à des fluages et à des cisaillements parallèlement aux plans axiaux des plis P_3* qui auraient immédiatement suivi la formation des plis eux-mêmes. Les plis P_4 E-W de la Pointe de Rasis prolongent et accentuent cette rotation.

Au S du Cristillan le contact "majeur" entre unités piémontaises et briançonnaises, n'est le siège d'aucun changement de direction des petites structures (stéréogrammes n, o et p), ce qui s'accorderait avec son âge probablement ancien (voir § suivant).

C. Rétrodéversements et rétrocharriages *(s.s.)*

Les différents domaines distingués précédemment correspondraient à deux types de mouvements vers l'E.

Le domaine central et le domaine méridional semblent caractérisés par un *rétrodéversement s.s* de toutes les structures vers l'E autour d'un axe horizontal (courbe) N-S à NW-SE. Aucune structure majeure - contact anormal d'ampleur régionale, pli plurikilométrique - ne lui semble associé. *Ce rétrodéversement se traduit par un plissement isoclinal N-S à NW-SE déversé vers l'E*

avec nette prédominance des flancs inverses. Le contact entre les unités briançonnaises et piémontaises semble avoir été simplement basculé vers l'E comme les différents contacts au sein des Schistes lustrés.

Le domaine NW semble caractérisé par le *rétrocharriage s.s.* d'une unité complexe (séries du Gondran et de Chabrière intriquées) sur les calcschistes de l'Aigue Blanche par l'intermédiaire d'un *contact tectonique plat*. L'unité rétrocharriée s'enracinerait latéralement vers le N au sommet Bucher et vers le S dans l'épaisseur des serpentinites du Pic Marcel. A l'intérieur de cette unité, plusieurs contacts tectoniques plats cisaillent les structures anciennes.

3. Charriages et plissements superposés : rapports des petites et grandes structures

L'analyse des petites structures permet de retrouver les traces de trois phases de déformation généralisée (chapitre V). Elles constituent des repères chronologiques par rapport auxquels il convient de situer la mise en place des structures majeures (CARON, SCHUMACHER et TRICART 1973 ; TRICART 1973).

La phase tectonique I correspond à la réalisation de la *foliation métamorphique* primitive des calcschistes piémontais, et donc, en toute probabilité, à un *premier plissement isoclinal*. Ces plis P_1 synschisteux n'ont pas encore pu être identifiés ici. Leur association avec le métamorphisme initial, de haute pression et basse température, des ophiolites est probable mais reste hypothétique.

Différents évènements sont antérieurs à la phase tectonique II ; leur liaison avec d'éventuels plis P_1 synschisteux est plausible mais n'a pas pu être démontrée :

- le plissement de la série du Gondran, suivi peut-être de son érosion partielle (cette dernière hypothèse étant peu vraisemblable) ;

- le dédoublement tectonique des termes post-ophiolitiques de la série de Chabrière, avec des plis isoclinaux au moins plurihectométriques comme ceux du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel ;

- et enfin, probablement *l'arrivée d'une nappe ophiolitique du premier genre* (série de Chabrière) avec flanc inverse plurikilométrique sur un autochtone relatif constitué par la série du Gondran et par les calcschistes indifférenciés déjà juxtaposés.

La phase tectonique II correspond à un *plissement isoclinal serré*, de direction NW-SE éventuellement (?) déversé vers le SW ; il est associé à un métamorphisme, surtout sensible dans les ophiolites. *De grands plis couchés plurikilométriques déforment l'édifice des nappes issu de la phase précédente et donnent à la région étudiée l'essentiel de ses grandes structures.* C'est la phase tectonique classique (p.p. ?) de serrage transverse post-charriage des auteurs.

La phase tectonique III correspond à un *plissement de style variable*, souvent isoclinal, d'axe grossièrement N-S et déversé vers l'E. Il est localement associé au *rétrocharriage* et à l'écaillage tardif d'unités piémontaises vers l'E. Il est accompagné d'un métamorphisme discret qui n'est sensible que dans les ophiolites. Les plis P_3 d'axe NE-SW ≃ NW-SE dessinent une *virgation*. Ils *parallélisent* suivant leur direction l'essentiel des surfaces antérieures et donnent aux Schistes lustrés leur aspect monoclinal. Parallèlement, les grands plis couchés, situés au S du Cristillan, acquièrent leur *plongement axial* uniforme au SW.

Les déformations plus récentes, essentiellement fracturantes, ne modifient pas la structure d'ensemble. Seul un mouvement tardif de l'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis (?) semble rebrousser, très localement, les couches vers le S (plis P_4 E-W).

LISTE DES OUVRAGES CITES

AMAUDRIC du CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972) : Quelques repères lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés méridionaux de Corse. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 275 D, p. 2611-2614.

BADOUX H. (1963) : Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). - *Bull. lab. Géol. Univ. Lausanne*, 138, p. 233-239.

BERTRAND J. (1970) : Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie). - *Arch. Sc. Genève*, 23, p. 279-542.

BORRADAILLE G.J. (1972) : Variably oriented coplanar primary folds. - *Geol. Mag.* 109, n° 2, p. 89-98.

BUCHER W.H. (1944) : The stereographic projection, a handly tool for the practical geologist. - *J. Geol.*, 52, p. 191-212.

CABY R. (1973) : Les plis transverses dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse alpine. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, XV, sous presse.

CABY R., KERCKHOVE C. et LEMOINE M. (1963) : Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes cottiennes. - *C.R. Ac. Sc. Paris*, 256 D, p. 2003-2005.

CABY R., MICHARD A. et TRICART P. (1971) : Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 273 D, p. 999-1002.

CARON J.M. (1970) : Contribution à l'étude géologique de la région de Sestriere (Alpes cottiennes, Italie). - *Thèse 3e cycle*, Paris, inédit.

CARON J.M. (1971) : Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestriere (Alpes cottiennes, Italie). - *Géol. Alpine Grenoble*, t. 47, p. 45-67.

CARON J.M. (1973) : Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie): leurs liaisons avec les rétrocharriages. - *Sci. Géol. Strasbourg*, 25, sous presse.

CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973) : Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). - *Sci. Géol. Strasbourg*, 26, sous presse.

CHATTERJEE N.D. (1971) : Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. - *Part I and II. N. Jb. Mineral. Abh.* 114, p. 181-210 and 211-245.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1964) : Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). - *Arch. Sc. Genève*, 17, p. 342-346.

CLOOS E. (1947) : Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58, p. 843-918.

DEBELMAS J. (1955) : Les zones subriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). - *Mem. expl. C.G.F.*

DEBELMAS J. (1959) : Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au S de Briançon (Hautes-Alpes) : les montagnes entre Guil et Cristillan. - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 257, LVI, p. 173-186.

DEBELMAS J., GIDON M., HACCARD D., LEMOINE M. et PERRIAUX J. (1965) : Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Briançonnais. - *C.R. somm. S.G.F.*, 11, p. 434-471.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) : Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 38-40.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) : La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. - *Information scientifique* 1, p. 33.

DEBELMAS J., LEMOINE M. et VALERIEN J. (1964) : Du Pelvoux au Viso, un survol géologique des Alpes. Film d'enseignement en couleur avec notice explicative. - *Paris, Centre audio-visuel, E.N.S. Saint-Cloud.*

DECANDIA F.A. et ELTER P. (1972) : La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Gravegna (Appennino Ligure). - *66e congresso della Società Geologica Italiana*, p. 37-64.

DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMANN J. (1962-1963) : Rock forming minerals. Vol. 1, 2, 3, 4, 5. - *Longmans, Green and Co. Ltd, London.*

ELLENBERGER F. (1958) : Etude géologique du Pays de Vanoise. - *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de France*, 560 p.

ELLENBERGER F. (1960) : Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 2, p. 190-194.

ELTER P. (1972) : La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell'Appennino settentrionale. Guida alle escursioni. - *66e congresso della Società Geologica Italiana.* Pisa-Sestri Levante, Settembre 1972.

GAY M. (1971) : Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). - *Thèse, Lyon*, inédit.

GIDON M. (1962) : La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. - *Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de France*, 272 p.

GOGUEL J. (1943) : Les confins du Briançonnais et des Schistes lustrés entre le Guil et le Cristillan. - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 44, p. 213-222.

GOGUEL J. (1950) : La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, XX, p. 289.

GROLIER J. (1961) : La projection stéréographique et ses applications en géologie. - *Rev. Ind. Min.*, t. 43, 3, p. 1-26.

GUITARD G. et SALIOT P. (1970) : Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 271, p. 8-11.

GUITARD G. et SALIOT P. (1971) : Sur les paragenèses à lawsonite et pumpellyite des Alpes de Savoie. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, p. 507-523.

HAMAN P.J. (1961) : Manual of stereographic projection. - *West Canadian Research Publication Calgary*, p. 1-67.

HANSEN E. (1971) : Strain facies. - *Springer Verlag édit., Berlin*, 207 p.

HOWARD K.A. (1968) : Flow direction in triclinic folded rocks. - *Am. J. Sc.*, 266, p. 758-765.

JEANNETTE D. (1971) : Analyse tectonique des formations précambriennes. Etude du NE de la Bretagne. - *Thèse d'Etat, Strasbourg*, inédit.

LABESSE B. (1962) : Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Apennin septentrional. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7/4, p. 867-870.

LAPIERRE H. et ROCCI G. (1967) : Le massif pluto-volcanique de Kellaki (Chypre). Etude pétrographique et structurale. - *Sc. Terre*, 12/3, p. 147-181.

LEBLANC D. (1962) : Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). - *Dipl. Etudes supérieures, Paris*, 82 p. (inédit).

LE GUERNIC J. (1966) : Etude géologique des limites du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maira (Zone du Roure). - *Thèse 3e 3e cycle, Grenoble*, 87 p.

LE GUERNIC J. (1967) : La Zone du Roure : Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute-Ubaye. - *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 43, p. 95-127.

LEMOINE M. (1954a) : Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 68-70.

LEMOINE M. (1954b) : Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 241, p. 273-282.

LEMOINE M. (1955) : Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 94-96.

LEMOINE M. (1960) : Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au Col du Longet (Sources de l'Ubaye, B.-A.) ; conséquences tectoniques et paléogéographiques. - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 234-236.

LEMOINE M. (1961) : Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes-Alpes et Basses-Alpes) (schéma structural). - *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 37, p. 97-119.

LEMOINE M. (1962) : Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 186.

LEMOINE M. (1971) : Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. - *Géol. Alpine, Grenoble*, 47, p. 181-201.

LEMOINE M. (1972) : Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of Past oceanic Areas. - *24th Int. Geol. Congress, Montreal*, section 3, p. 476-485.

LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M. (1970) : Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : Observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). - *C.R. SPHN*, 5, p. 44-59.

MATTE P. (1968) : La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne) - *Travaux Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 44, p. 1-128.

MEGARD-GALLI J. et CARON J.M. (1972) : Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie). - *C.R. Ac. Sc. Paris*, 275, p. 1959-1962.

MICHARD A. (1967) : Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. - *Edit. Centre Nat. Rech. Sc. Paris*, 447 p.

MICHARD A. et SCHUMACHER F. (1973) : Position des brèches et des ophiolites dans les séries piémontaises des Vals Grana et Marmora (Alpes cottiennes méridionales, Italie). - *C.R. Ac. Sc. Paris*, 276, p. 3009-3012.

MORET L. (1942) : La bordure occidentale de la zone des Schistes lustrés entre Ceillac et St Veran. - *C.R. Ac. Sc. Paris*, 215, p. 365.

NICOLAS A. (1966) : Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises), *suivi de :* Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis ; tectonique et métamorphisme. - *Thèse, Nantes*, 299 p.

PHILLIPS C.F. (1955) : The use of the stereographic projection in structural geology. - *Arnold edit. Ltd, London*, 73 p.

PIQUE A. (1972) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'W du massif. - *Thèse 3e cycle, Strasbourg*, 101 p, inédit.

PUSZTASZERI L. (1969) : Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes , France). - *BSMP*, 49, p. 425-466.

RAMSAY J.G. (1960) : The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. - *J. Geol.*, 68, p. 75-93.

RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks. - *Mc Graw Hill edit.*, 568 p.

RUHLAND M. (1970) : Cours de tectonique analytique. - *Strasbourg*, inédit.

SCHUMACHER F. (1972) : Contribution à l'étude structurale du Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). - *Thèse 3e cycle, Strasbourg*, 82 p.

STEEN D. (1972) : Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). - *Mem. depart. Min. Univ. Genève*, n° 2, 235 p.

TERRANOVA R. (1964) : Le brecce dei monti Aiona et Penna nell'Appennino Ligure-Emiliano. - *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, 2/2, p. 311-328.

TRICART P. (1973) : Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 705-708.

VIALON P. (1966) : Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie.- *Thèse, Grenoble*, 293 p.

VUAGNAT M. (1963) : Remarques sur la trilogie serpentinites - gabbros - diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. - *Geol. Rundschau*, 53, p. 336-358.

VUAGNAT M. (1966) : Les coussins éclatés du Lago Nero (massif du Montgenèvre, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire). - *C.R. SPHN Genève, N.S.*, 1, p. 163-167.

VUAGNAT M. (1967) : Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. - *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, 23, p. 471-482.

VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L. (1965a) : Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes-Alpes). - *Arch. Sc. Genève*, 18, p. 120-123.

VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L. (1965b) : Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Montgenèvre (Hautes-Alpes). - *Arch. Sc. Genève*, 18, p. 686-689.

WEISS L.E. (1955) : Fabric analysis of à triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. - *Am. S. Sciences*, p. 225-236.

WEISS L.E. (1959) : Geometry of superposed folding. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, p. 91-106.

TABLE DES FIGURES

		Pages
1.	Schéma orohydrographique	2
2.	Localisation du secteur étudié	5
3.	Extension de la série de Chabrière et localisation des affleurements décrits au chapitre II	6
4.	Bordure orientale des ophiolites du Pic Marcel au niveau de la crête principale	8
5.	Panorama des massifs du Péouvou et de Roche Noire en rive gauche du Cristillan	12-13 H.T.
6.	Coupe de Roche Noire au Col des Ugousses	14
7.	Coupe par les points 2873 et 2955 m	16
8.	Panorama du massif du Longet en rive gauche du Cristillan	20
9.	Reconstitution schématique de la série de Chabrière en Haut-Cristillan	23
10.	Tableau de Comparaison	25
11.	Panorama de la face nord du Péouvou depuis la cote 2664	28
12.	Lithostratigraphie du "Lias" de la série du Gondran à l'W du Péouvou	32
13.	Coupe de la crête du Pis	36
14.	Interprétation des couches calcaréo-détritiques de la crête du Pis	38
15.	Coupe de la crête de Tancinion	40
16.	Coupe de la crête du Puy et coupe complémentaire au S	42
17.	Hypothèses sur la position stratigraphique des calcaires de la Roche des Clots et du "flysch" de la Rousse	45
18.	Le style des petits plis P_2 varie en fonction de leur position dans le pli P_2 majeur	52
19.	Coussin de lave étiré en fuseau	53
20.	Nodules ferrugineux aplatis et boudinés	53
21.	Quelques aspects particuliers des plis P_3 mésoscopiques	55
22.	Variation alternative du style des plis P_3 mésoscopiques suivant des zones parallèles	56
23.	Nomenclature des flancs d'un pli d'ordre n déversé vers l'E	57
24.	Variation du style des plis P_3 mineurs d'un flanc à l'autre d'un pli P_3 majeur	58
25.	Convention pour figurer l'asymétrie d'un pli	60
26.	Enchaînement des plis P_3 au SE du Torrent des Prés Bergers	63
27.	Reprise de la linéation L_2 par un groupe de plis P_3 mésoscopiques de type FIW	66
28.	Dispersion des axes des plis P_2 et P_3 mésoscopiques sur le FIW pluri-hectométrique d'un pli P_3 majeur	68

29. Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 pluridécamétrique de type FIW 71

30. Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 mésoscopique de type concentrique 73

31. Reprise de la linéation L_2 par un pli P_3 mésoscopique de type semblable ..... 74-75 H.T.

32 à 35. Autres exemples de reprise de la linéation L_2 par des plis P_3 mésoscopiques de type semblable 76

36. Dispersion axiale de plis P_3 mésoscopiques à axes courbes 78

37. Directions des structures tardives dans les jaspes du Torrent des Prés Bergers 81

38. Directions des principales fractures dans les falaises face au hameau de Bois Noir 82

39. Métagabbro remanié dans la brèche polygénique du sommet 2873 m . 91

40. Pli P_2 dans des jaspes amphibolitiques 97

41. Pli P_3 dans des jaspes amphibolitiques 97

42. Dispersion des petites structures dans la synforme de Roche Noire .....106-107 H.T.

43. Pli P_2 en feuille de chêne dans les calcaires de la formation de la Replatte 109

44. Schéma interprétatif du pli couché de la carrière de marbres ... 112

45. Plis P_2 mineurs dans des calcaires marmoréens à la charnière du pli couché de la carrière de marbres 114

46. Construction de l'axe de la synforme de Roche Noire 121

47. Coupe synthétique des montagnes entre Cristillan et Aigue Blanche .....124-125 H.T.

48. La synforme du Pic Marcel en rive droite du Cristillan .....126-127 H.T.

49. La rive gauche du Rif de Marcel et la face est du St-Jacquet ... 126

50. La rive gauche de l'Aigue Blanche vue depuis St-Véran 128

51. Coupe suivant la crête principale dans le flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 129

52. Figuration schématique des petits plis observés au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 132

53. Pli P_2 de FIW dans les marbres du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 133

54. Autre pli P_2 de FIW dans les marbres du flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 134

55. Enchaînement des plis P_3 et dispersion des petites structures dans la synforme du Pic Marcel .....136-137 H.T.

56. Structure schématique de la synforme 2791 m et direction des petites structures 142

57. Analyse des directions dans l'ensemble de la synforme 2791 m.... 146

58. Reprise de la linéation L_2 par des plis P_3 de FNW dans le flysch de la Rousse au S du sommet 2791 m 148

59. Schistosité S_3 de FIW dans les calcaires de la Roche des Clots . 150

60. Enchaînement des petits plis P_3 et P_4 et dispersion des directions de la Pointe de Rasis à la Pointe de Jacquette 151

61. Coupes du Sommet Jacquet et du haut Torrent des Roussettes 162

62. Hypothèse sur les superpositions anormales et l'enchaînement des grandes structures entre le Cristillan et l'Ubaye 168

63. Reconstitution hypothétique de l'édifice de nappes immédiatement avant la phase tectonique II 170

64. Schéma tectonique ..... H.T. in fine

Carte géologique ..... H.T. in fine

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Pages

1. Plis P_2 métriques au flanc d'un pli P_2 plurikilométrique dans des jaspes et des calcaires marmoréens 85
2. Plis P_2 mineurs et schistosité S_2 à la charnière d'un pli P_2 majeur, dans les calcschistes à brèches calcaréodolomitiques de la formation détritique rousse 85
3. Plis P_3 de flanc inverse W dans des calcschistes de la formation détritique rousse 85
4. Pli P_3 et schistosité S_3 dans des jaspes très micacées 85
5. Plis P_2 intrafoliaires dans les calcaires en plaquettes 87
6. Pli P_3 déformant un banc de brèches calcaréodolomitiques 87
7. Pli P_3 à axe sinueux dans les calcschistes siliceux 87
8. Plis P_3 acylindriques et désaxés dans les calcaires à trame rousse de la formation de la Replatte 87
9. Plis P_3 en miches dans des calcschistes 87
10. Plis P_3 désaxés dans la formation de la Replatte 87
11. Plis P_3 de flanc normal W dans des calcschistes de la formation détritique rousse 87
12. Plis tardifs P_4 dans des calcschistes 87
13. Roche acide leucocrate remaniée dans la brèche polygénique du sommet 2873 m 103

14 à 16. Pli P_2 replissé par un pli P_3 dans les jaspes amphibolitiques de la face NW de Roche Noire 103

17. Pli P_2 dans les marbres phylliteux du Torrent des Prés Bergers 103
18. Pli P_2 dans les calcschistes de la Pointe des Averses 103
19. Lawsonites relativement tardives dans les marbres du Rif de Marcel 103
20. Foliation métamorphique S_1 dans les calcschistes liasiques du massif du Longet 103
21. Plis P_3 de flanc inverse W dans la formation de la Replatte 139
22. Plis P_2 sub-isoclinaux repris par des plis P_3 plus ouverts dans la formation de la Replatte 139
23. Plis P_3 de flanc normal W dans la formation de la Replatte 139
24. Plis P_2 de flanc inverse W à la limite des jaspes et des marbres au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 139
25. Figures de plis replissés dans la formation de la Replatte au flanc supérieur de la synforme du Pic Marcel 139
26. Flanc vertical de la synforme 2791 m 155

27. Plis P_3 dans une alternance de jaspes et de marbres au flanc horizontal de la synforme 2791 m 155

28. Plis P_3 de flanc normal NW dans les calcschistes du flysch de la Rousse 155

29. Plis P_3 de flanc inverse W dans les calcaires de la Roche des Clots 155

30. Plis en chevrons E-W (P_4) passant à des meneaux à la Charnière de la synforme 2791 m 155

31. Plis E-W (P_4) reprenant une linéation de microplis (L_3) 155

32. Plis E-W (P_4) au flanc normal S de la synforme 2791 m 155

TABLE DES MATIERES

Pages

CHAPITRE I : INTRODUCTION 3

1. Le cadre géographique 3

2. Le cadre géologique 3

3. Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan ; objet du présent travail 4

CHAPITRE II : LA SERIE OPHIOLITIFERE 7

1. Les massifs ophiolitiques et leur cortège sédimentaire propre 7

2. Les ophiolites du Pic Marcel 7

A. La succession observée 8

a. Les filons de gabbros dans les serpentinites 8
b. La brèche polygénique à éléments acides 9
c. Les laves en coussins, les brèches de coussins et les hyaloclastites 10
d. Les rapports des ophiolites avec les terrains sédimentaires 10

B. Problèmes chronologiques et pétrologiques 11

3. La série ophiolitifère à Roche Noire 12

A. Les ophiolites 13

B. Le contact avec les méta-sédiments 13

C. La succession des termes métasédimentaires à l'W de Roche Noire 14

a. De Roche Noire vers le Col des Ugousses 14
b. Coupe complémentaire 16

D. Conclusion : la série post-ophiolitique 17

a. Comparaison avec la série de Chabrière 17
b. Prolongement de la série de Chabrière vers le haut 18

4. Les autres coupes dans la série ophiolitifère 18

A. Les brèches à éléments de roches vertes du col 2705 m 18

B. Du Col de Clausis au Longet 19

C. Les autres affleurements de brèches à éléments ophiolitiques 21

5. Conclusion : La série ophiolitifère 22

A. Rappel de la série 22
B. Comparaison avec la série de Chabrière 24
C. Autres comparaisons 24
D. Paléogéographie 26

CHAPITRE III : LA SERIE TRIASICO-LIASIQUE DU GONDRAN 27

1. Les formations calcaréo-schisteuses associées au Trias dolomitique 27

2. La série triasico-liasique à l'E de la dalle du Péouvou 27

a. Les dolomies triasiques 29
b. Le Rhétien (+ Hettangien ?) 29
c. Le Lias "prépiémontais" 30
d. La formation détritique rousse 31

3. Le Lias à l'W de la dalle triasique : lithostratigraphie détaillée 31

4. Conclusion : La série du Gondran en Haut-Cristillan 34

CHAPITRE. IV : LES FORMATIONS CALCAREO-SCHISTEUSES D'ATTRIBUTION PROBLEMATIQUE

1. Deux groupes de "Schistes lustrés" d'attribution douteuse 35

2. Les calcaires et les brèches quartzo-micacées de la crête du Pis . 35

3. Une coupe complémentaire : la crête de Tancinion 39

a. Le Carnien 39
b. Les écailles de "Schistes lustrés" à brèches et calcaires 41

4. Les calcaires et les déformations détritiques de la crête du Puv . 42

5. Les calcschistes indifférenciés 46

A. Les calcschistes de la crête de Curlet 46
B. Les calcschistes de la Pointe des Averses 46

6. Conclusions lithostratigraphiques : 2, 3 ou 4 séries de "Schistes lustrés" ? 47

A. Les séries de Chabrière et du Gondran 47
B. Les Schistes lustrés à brèches quartzo-micacées 48

CHAPITRE V : ANALYSE DES DEFORMATIONS SUPERPOSEES 50

1. Les trois générations de structures 50

2. Le style des petites structures 51

A. La foliation métamorphique S_1 51

B. Les plis P_2 et les structures associées 51

C. Les plis P_3 et les structures associées 54

D. Les structures tardives 59

3. Analyse des directions 59

A. Les plis P_2 et P_3 au S du torrent des Prés Bergers 61

a. Les petites structures visibles 61
b. L'enchaînement des plis P_3 61
c. Analyse d'un groupe de plis P_3 mésoscopiques 64
d. La dispersion axiale sur le flanc inverse majeur 69
e. Analyse d'un pli P_3 pluri-décamétrique 70
f. Les plis P_3 et les rétrocharriages 71

B. Analyse de quelques plis P_3 mineurs 72

a. Un pli P_3 reprenant la linéation L_2 sur un petit cercle 72
b. Des plis P_3 reprenant la linéation L_2 sur un grand cercle 74
c. Des plis P_3 à axes courbes 79
d. Conclusion : Les mécanismes de la déformation et la direction axiale des petits plis 79

C. Les plis ouverts tardifs 80

a. Les plis N-S 80
b. Les plis NE-SW à ENE-WSW 80
c. Les plis E-W 81

D. Les jeux de fractures en coin 82

4. Les trois phases tectoniques principales 83

CHAPITRE VI : QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES

1. Observations dans les gabbros 89

A. Description macroscopique 89

B. Description microscopique 90

C. Conclusion 91

2. Observations dans les roches acides 92

A. Les roches leucocrates 92

a. Description macroscopique 92
b. Description microscopique 92
c. Conclusion 93

B. Les autres roches acides 94

a. Description macroscopique 94
b. Description microscopique 94
c. Conclusion 95

3. Etude de plis replissés dans les quartzites amphibolitiques 96

A. Description macroscopique 96

B. Description microscopique 96

C. Conclusion 98

4. Observations dans les calcschistes 98

A. La schistosité S_2 98

B. La schistosité S_3 99

C. Le problème des lawsonites 99

5. Conclusion 100

CHAPITRE VII : ANALYSE DE LA SYNFORME DE ROCHE NOIRE 105

1. Structure générale du massif de Roche Noire 105

A. Une série renversée ployée en synforme en rive gauche du Cristillan 105

B. Le prolongement de la synforme en Ubave : le comportement tectonique particulier des serpentinites 106

2. Analyse tectonique sectorielle 107

A. De Roche Noire au Col des Ugousses 107

B. Le pli couché du replat 2873 m 109

a. Le flanc supérieur 109
b. Le flanc inférieur 110
c. La charnière 111
d. Conclusion : une synforme P_2 couchée vers l'E 111

C. Le pli couché de la carrière de marbre 112

a. Les flancs amincis du pli 112
b. La charnière du pli couché dans les calcaires marmoréens 113
c. La charnière du pli couché dans la formation de la Replatte 114
d. Conclusion : une autre synforme P_2 plurihectométrique .. 115

D. Au N du Col Sud de Cristillan 115

E. Entre les cols de Cristillan 115

a. Dans les calcaires marmoréens et dans les jaspes 115
b. Dans la formation de la Replatte 116
c. Conclusion : une zone à forts glissements au flanc inverse d'un pli P_3 majeur 117

3. Interprétation de la structure d'ensemble 118

A. Direction des petites structures dans l'ensemble de la synforme 118

a. Constance du plan de glissement et de la direction des glissements dans les plis P_3 118
b. Constance de la schistosité S_3 et faible dispersion de la schistosité S_2 118
c. Dispersion des axes des petits plis P_3 et constance des axes des petits plis P_2 119

B. Détermination de l'axe de la synforme 120

C. Genèse et âge de la synforme 122

a. L'axe de la synforme 122
b. L'enchaînement des petits plis P_3 122
c. La reprise des axes des plis P_2 122
d. La géométrie générale de la synforme et les plis d'ordre supérieur 123
e. Conclusion : tête plongeante ou (plutôt) faux synclinal? 123

CHAPITRE VIII : ANALYSE DE LA SYNFORME "DU PIC MARCEL" 125

1. Structure d'ensemble du massif 125

A. Le coeur ophiolitique de la synforme du Pic Marcel : une dalle renversée 126

B. La dalle métasédimentaire régulière du flanc inférieur de la synforme : une dalle très continue 127

C. La structure complexe du faisceau métasédimentaire du flanc supérieur de la synforme : un faisceau de structure complexe 128

D. Particularités de la synforme par rapport à celle de Roche Noire 130

a. Dissymétrie 130
b. Absence de charnière majeure 130
c. Raccord entre les synformes du Pic Marcel et de Roche Noire 131
d. Conclusion : une synforme dissymétrique et écaillée 131

2. Analyse tectonique sectorielle 132

A. Analyse du flanc supérieur de la synforme sur la crête principale 132

a. Identification des petits plis P_2 et P_3 132
b. Les asymétries 133
c. Les directions 134
d. Conclusion : l'âge des différentes structures 135

B. Analyse du flanc supérieur dans le Torrent des Prés Bergers . 135

C. Analyse du flanc inférieur dans le Torrent des Prés Bergers et sur la crête principale 136

3. Conclusion : les synformes du Pic Marcel et de Roche Noire constitueraient des plis P_2 majeurs 137

CHAPITRE IX : LES PLIS TRANSVERSES DE LA POINTE DE RASIS 141

1. La synforme P_4 du sommet 2791 m 141

A: Analyse tectonique sectorielle 141

a. La charnière 141
b. Le flanc vertical 143
c. Le flanc inverse 143
d. Le flanc normal 144

B. Interprétation : une synforme P_4 reprenant des plis P_3 145

2. De la Pointe de Rasis à la Pointe de Jacquette 147

A. L'unité briançonnaise de la Pointe de Rasis 147

B. Dans le "flysch" de la Rousse 147

C. Dans les calcaires de la Roche des Clots 149

D. Dans la formation détritique du Col des Estronques 150

E. Dans les calcaires de la Pointe de Jacquette 150

F. Conclusion : l'enchaînement des plis P_3 et leur rotation tardive 152

3. Les plis P_4 et la tectonique tardive entre les Pointes de Rasis et de Jacquette 153

CHAPITRE X : CONCLUSIONS STRUCTURALES 157

1. L'architecture régionale 157

A. L'enchaînement des grands plis couchés au S du Cristillan ... 157

a. Le contact majeur entre unités briançonnaises et piémontaises 157
b. Les unités piémontaises externes du massif du Longet ... 158
c. La synforme du Péouvou 159
d. La synforme de Roche Noire 160
e. Conclusion 161

B. L'empilement des grandes écailles au N du Cristillan 163

a. La synforme du Pic Marcel 163
b. Les couches du Sommet Jacquet 163
d. La synforme 2705 m 164
d. Le massif de la Pointe de Rasis 164
e. Conclusion 165

C. L'importance des structures anciennes 166

D. Remarque sur la nature des contacts tectoniques 171

2. La dispersion régionale des petites structures 171

A. Trois domaines 172

B. Rotations et virgation associées aux plis P_3 173

C. Rétrodéversements et rétrocharriages (s.s.) 173

3. Charriages et plissements superposés : rapports des petites et grandes structures 174