

**Zeitschrift:** Archives des sciences [1948-1980]  
**Herausgeber:** Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève  
**Band:** 25 (1972)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale  
**Autor:** Gay, Marc  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-739373>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 29.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# LE MASSIF D'AMBIN ET SON CADRE DE SCHISTES LUSTRÉS (ALPES FRANCO-ITALIENNES)

## ÉVOLUTION STRUCTURALE

PAR

**Marc GAY \***

---

### SOMMAIRE

<i>Résumé</i> . . . . .	167
I. INTRODUCTION . . . . .	167
II. STRUCTURES MÉSCOPHIQUES . . . . .	169
A. Introduction . . . . .	169
B. Plis isoclinaux . . . . .	170
1. Style et symétrie . . . . .	170
2. Surfaces plissées . . . . .	170
3. Surface axiale . . . . .	171
4. Axe . . . . .	172
5. Signes conventionnels . . . . .	173
C. Plis ouverts . . . . .	173
1. Style et symétrie . . . . .	173
2. Surfaces plissées . . . . .	173
3. Surface axiale . . . . .	174
4. Axe . . . . .	175
5. Signes conventionnels . . . . .	175
D. Autres structures mésocopiques . . . . .	175
1. Linéations déterminées par le parallélisme de cristaux allongés . . . . .	175
2. Linéations déterminées par le parallélisme d'agrégats cristallins allongés . . . . .	175
3. Stries . . . . .	176
4. Boudins . . . . .	176
5. Signes conventionnels . . . . .	176
E. Conclusion . . . . .	177
III. STRUCTURES MÉGASCOPIQUES . . . . .	177
A. Introduction . . . . .	177
B. Plis transversaux . . . . .	177

---

\* Département des Sciences de la Terre, Lyon, et laboratoire de pétrologie des formations cristallophylliennes associé au C.N.R.S.

Présenté par M. Ronald Chessex, membre ordinaire.

1. Extension . . . . .	177
2. Style . . . . .	178
3. Surface plissées . . . . .	178
4. Surface axiale. Problème d'une tectonique tangentielle contemporaine du plissement . . . . .	179
5. Axe . . . . .	182
C. Plis longitudinaux . . . . .	182
1. Extension . . . . .	182
2. Style . . . . .	182
3. Surfaces plissées . . . . .	184
4. Surface axiale . . . . .	184
5. Axe . . . . .	185
D. Conclusion . . . . .	185
IV. ETUDE STATISTIQUE DE L'ORIENTATION . . . . .	187
A. Introduction . . . . .	187
B. Distribution des surfaces $S$ et $S_1$ . . . . .	189
1. Niveau inférieur . . . . .	189
2. Niveau moyen . . . . .	189
3. Niveau supérieur . . . . .	189
4. Relations entre niveaux . . . . .	190
C. Distribution des linéations $L_1$ . . . . .	190
1. Niveau inférieur . . . . .	190
2. Niveau moyen . . . . .	190
3. Niveau supérieur . . . . .	190
4. Relations avec $SS_1$ . . . . .	191
5. Relations entre niveaux . . . . .	191
D. Distribution des surfaces $S_2$ . . . . .	194
E. Distribution des linéations $L_2$ . . . . .	196
1. Niveau inférieur . . . . .	196
2. Niveau moyen . . . . .	196
3. Niveau supérieur . . . . .	196
4. Relations avec $SS_1$ et $S_2$ . . . . .	196
5. Relations avec $L_1$ . . . . .	199
6. Relations entre niveaux . . . . .	200
F. Conclusion . . . . .	200
V. LITHOCLASES . . . . .	201
A. Orientation . . . . .	201
B. Types . . . . .	202
C. Relations avec les plis . . . . .	203
D. Conclusion . . . . .	203
VI. STRUCTURES MICROSCOPIQUES . . . . .	203
A. Introduction . . . . .	203
B. Relations entre les plis isoclinaux et les minéraux antéalpains . . . . .	203
C. Relations entre les plis isoclinaux et les minéraux alpins . . . . .	204
1. Minéraux antérieurs aux plis . . . . .	204
2. Minéraux contemporains des plis . . . . .	205
3. Minéraux postérieurs aux plis . . . . .	206
D. Influence des plis ouverts . . . . .	208
E. Minéraux alpins en relation avec les fractures . . . . .	208
F. Conclusion . . . . .	208

VII. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS . . . . .	209
A. Synthèse structurale . . . . .	209
B. Interprétation cinématique . . . . .	210
C. Relations entre la déformation et le métamorphisme alpin . . . . .	211
D. Critique des théories classiques . . . . .	212

## RÉSUMÉ

L'analyse structurale conduit à distinguer deux stades de déformation essentiels, abstraction faite de la fracturation finale qui ne semble pas avoir entraîné de rejeu important de l'édifice.

Au premier stade se produit un plissement auquel la région étudiée doit ses principaux traits morphologiques: le massif d'Ambin est un anticlinal déjeté vers le sud-est, dont la situation et l'orientation (nord-est-sud-ouest) sont celles d'une structure antérieure (hercynienne?). Ce plissement fait apparaître deux discontinuités mécaniques majeures: l'une entre le socle antéalpin et sa couverture monométamorphique; l'autre à la base des Schistes lustrés qui subissent un transport relatif vers le sud-est, entraînant avec eux des écaillés de leur substratum. Ces mouvements succèdent au développement d'une schistosité et d'une linéation régionales, et par conséquent au métamorphisme alpin, lui-même grossièrement contemporain des éléments mésoscopiques en question.

Au second stade se forment, à l'emplacement et suivant la direction d'une ancienne limite paléogéographique (actuelle bordure occidentale), des plis méridiens de style varié, et notamment un chevauchement vers l'ouest qui prend naissance dans la région frontalière, et dont l'amplitude augmente vers le nord à partir de ce point; ce chevauchement correspond probablement à celui du massif de Vanoise-Mont Pourri sur la Zone houillère. L'empreinte mésoscopique relative à cet épisode (schistosité et linéation nouvelles) est moins régulière que la précédente qu'elle ne parvient jamais à effacer.

Dans ce secteur des Alpes franco-italiennes, on ne relève aucune trace d'un charriage centrifuge précoce, et on ne voit aucune particularité structurale qui soit l'indice certain d'un rétrocharriage.

## I. INTRODUCTION

Le massif d'Ambin a déjà fait l'objet d'un lever cartographique dont les minutes au 1/50.000 ont été remises en 1967 au Service de la carte géologique, et de deux publications essentielles (Gay, 1970 et 1972) dont on rappellera ici certaines conclusions.

L'analyse stratigraphique conduit à distinguer (tableau 1) un socle anténamurien (groupe de la Clarea) et une série de couverture fortement discordante, comprenant de bas en haut des formations détritiques de plus en plus fines (groupe d'Ambin, groupe d'Etache et quartzites) et des formations carbonatées (ensemble calcaréodolomitique); la série calcaréo-pélitique des Schistes lustrés repose en contact anormal sur la précédente (intercalation de Trias salifère) mais elle n'a pas nécessairement une origine paléogéographique distincte. Du point de vue mécanique, cet ensemble présente trois discontinuités majeures: entre le socle et la couverture, entre les formations siliceuses et carbonatées, là où ces dernières ont une épaisseur suffisante, surtout dans la mesure où ce niveau coïncide avec un bref épisode salifère, enfin à la base des Schistes lustrés où sont injectés les gypses triasiques. Dans le cadre de



TABLEAU 1.  
Synopsis stratigraphique (Gay, 1970)

	Lithologie actuelle	Lithologie initiale	Age proposé
Série des Schistes lustrés	Fond de calcschistes Micascchistes albitiques. Métabasites, prasinites et glaucophanites Serpentininites	Marnes Tufts acides Gabbros, dolérites et laves en coussins Péridotites et serpentinites	Tertiaire
	==== Contact tectonique ===== Fond d'anhydrite, gypse et cargneules Métagrès, schistes sériciteux et dolomies	Anhydrite Grès fins, pélites et dolomies	Keuper
Ensemble calcaréo-dolomitique	==== Contact tectonique ===== Calcschistes noirs Marbres chloriteux Brèches blanches Calcaires marmoréens phylliteux et brèches noirs Calcaires et dolomies massifs Schistes verts, dolomies gréseuses, calcschistes et brèches noirs	Marnes Calcaires marneux Brèches calcaréo-dolomitiques Calcaires marneux et brèches calcaréo-dolomitiques Calcaires et dolomies Argilites, dolomies gréseuses, calcaires et brèches calcaréo-dolomitiques	Eocène Crétacé sup. Paléocène Malm Lias Trias moyen Werfénien
Quartzites	Quartzites ayant accidentellement à leur sommet un ciment d'égryne	Grès quartzeux localement cimentés par du sel, à leur sommet	Werfénien
Groupe d'Etache	~~~~~ Faible discordance ~~~~~ Alternance de métaconglomérats et de schistes sériciteux	Conglomérats fins et pélites micacées	~~~~~ D. palatine ~~~~~ Néopermien
	~~~~~ Faible discordance ~~~~~ Fond de micascchistes albitiques à horizons de métaconglomérats (à la base notamment) Leptynites alcalines Prasinites et glaucophanites	Grès et conglomérats grossiers Tufts rhyolitiques Tufts ou sills basiques	~~~~~ D. saalienne ~~~~~ Stéphano-permien
Groupe de la Clarea	~~~~~ Forte discordance ~~~~~ Fond de micascchistes albitiques, et de gneiss rélictuels Amphibolites partiellement transformées en glaucophanites et prasinites. (Faciès polymétamorphiques)	Grauwackes Tufts ou coulées basiques	D. asturienne ou sudète  Anténamurien

l'exposé qui va suivre, il importe enfin d'indiquer les principaux axes paléogéographiques, car ils sont les lignes directrices de la déformation régionale: certaines particularités de gisement des produits sédimentaires, ou des produits volcaniques qui s'y mêlent en proportion accessoire, témoignent ainsi de l'influence d'une direction nord-est-sud-ouest; par ailleurs, l'épaisseur des sédiments détritiques et carbonatés de la couverture (notamment ceux du Trias moyen) diminue vers l'est, et cette réduction doit s'accroître rapidement à partir d'une ligne méridienne coïncidant à peu près avec l'actuelle bordure occidentale du massif.

L'étude minéralogique montre que l'ensemble a recristallisé sous l'influence d'un métamorphisme alpin très progressif dont l'évolution traduit une diminution du rapport pression totale/température: les conditions initiales sont définies par la cristallisation du glaucophane aux côtés de l'épidote, et localement de la lawsonite; les conditions finales sont celles du faciès schistes verts. Auparavant, les formations du socle avaient subi un premier métamorphisme régional, peut-être hercynien.

L'analyse structurale présentée dans cette nouvelle publication a deux aspects parfois confondus: elle comprend à la fois un inventaire descriptif des structures, et une étude statistique de leur orientation qui conduit notamment à établir une chronologie des déformations. On entend par structures les manifestations tectoniques élémentaires, et l'on distingue selon l'usage trois catégories, abstraction faite des lithoclasses, traitées séparément:

— les structures microscopiques (ou microstructures) sont classiquement celles dont l'observation exige l'emploi du microscope; elles seront abordées les dernières, comme elles le sont en réalité au cours des recherches; leur principal intérêt est d'indiquer les relations entre la tectonique et le métamorphisme;

— les structures mésoscopiques (ou mésostructures) sont d'une taille suffisante pour se prêter à l'observation et à la mesure directes sur le terrain, mais assez petite relativement aux dimensions du domaine considéré pour offrir un intérêt statistique, éventuellement;

— les structures mégascopiques (ou mégastructures) sont celles dont la définition se fait à l'échelle du massif.

## II. STRUCTURES MÉSCOPIQUES

### A. INTRODUCTION

Un certain nombre de caractéristiques permettent de rapporter sans difficulté les plis de la région à l'un des deux types suivants: isoclinal ou ouvert. Parmi tous les critères de distinction possibles, le style est en effet, sinon le plus efficace, du moins le seul qui permette d'éviter toute ambiguïté.

La plupart des surfaces-S et linéations interviendront dans la définition de ces plis et leur description s'ordonnera ainsi tout naturellement. Les autres structures élémentaires seront étudiées à part.

## B. PLIS ISOCLINAUX

### 1. *Style et symétrie*

Suivant un usage assez général, nous qualifierons d'isoclinaux des plis dont les flancs, sans être toujours rigoureusement parallèles comme le voudrait l'étymologie, forment un angle aigu, surtout lorsqu'on les compare à ceux de la seconde catégorie. Les planches I et III (a à i) en donnent quelques illustrations.

Toujours sous le rapport du style, il s'agit essentiellement de plis semblables. Les faciès schisteux dominant en effet largement les faciès massifs que leur compétence incline plutôt à se déformer suivant un mode concentrique. Ce dernier cas est, par exemple, celui des micaschistes albitiques encartés dans les schistes lustrés, ou encore des leptynites alcalines dans leurs intercalations marginales avec les micaschistes du groupe d'Ambin. En toute rigueur d'ailleurs, il est bien rare, même dans les cas les plus favorables, que le style ne soit pas un compromis entre ces deux modèles classiques.

La symétrie d'un domaine plissé exempt de déformations ultérieures (surface axiale restée plane, axe rectiligne) est typiquement orthorhombique.

### 2. *Surfaces plissées*

Les plis résultent de la déformation d'une foliation, c'est-à-dire d'une surface déterminée à la fois par la juxtaposition de lits de caractères minéralogiques et structuraux différents (litage) et par l'orientation des minéraux phylliteux au moment de leur cristallisation (schistosité cristallographique).

Presque tous les faciès énumérés dans l'analyse pétrographique contribuent au litage mésoscopique : les plus beaux exemples en sont probablement ceux des prasinites du groupe d'Ambin (planche I : c ; planche III : d et e). Mais cette anisotropie s'exprime aussi dans une infinité de nuances de détail (différentiations schisteuses et leptyniques du groupe de la Clarea ; légères variations de la composition des schistes lustrés, planche III : h et i). L'érosion et l'altération peuvent souligner cette hétérogénéité, particulièrement dans les faciès carbonatés de la série des Schistes lustrés et de l'ensemble calcaréo-dolomitique où les lits les plus riches en phyllites sont mis en relief (planche I : e ; planche III : f). La fixation sélective des lichens sur les quartzites révèle deçà et là de nombreuses différences qui autrement passeraient tout à fait inaperçues.

La différenciation métamorphique joue un rôle qu'il est difficile d'apprécier en dehors de cas indubitables tels que l'alternance souvent observée de lits quartzo-

albitiques et de lits de mica blanc, chlorite, épidote. Il n'en reste pas moins que le litage est essentiellement d'origine sédimentaire, comme en témoigne la nature même de certains horizons, et la présence éventuelle de structures de dépôt: joints de stratification normale ou oblique, parfaitement conservés par endroits, dans le Trias calcaire ou siliceux (planche I: d), variations granulométriques (conglomérats et « graded-bedding » dans le groupe d'Ambin, alternances régulières dans le groupe d'Etache), « ripple-marks » enfin dans les quartzites.

L'étude de la schistosité cristallophyllienne relève surtout des méthodes microscopiques; on se contentera donc de noter ici que l'examen à l'œil nu ou à la loupe de matériaux modérément déformés montre à l'évidence le parallélisme des principaux phyllosilicates (mica blanc, chlorite, biotite) et leur déformation par les charnières des plis isoclinaux.

Les lentilles d'exsudation soulignent le litage et la schistosité cristallophyllienne; elles sont même souvent le seul indice de l'anisotropie initiale de la roche (planche I: a et b; planche III: b et c).

### 3. *Surface axiale*

Elle peut n'être marquée par aucune discontinuité: c'est le cas, peu courant d'ailleurs, de niveaux d'une certaine compétence, tels que les quartzites triasiques (planche I: d).

Le plus souvent se développe pourtant une schistosité de fracture ou de flux. Rappelons que dans la schistosité de fracture la rupture ne s'accompagne d'aucune réorientation des constituants, ou seulement d'une réorientation négligeable, limitée à la surface des compartiments ainsi déterminés dans la roche; dans la schistosité de flux, au contraire, les plans de clivage sont beaucoup plus rapprochés; leur espacement est à l'échelle des minéraux, en partie guidés par la direction nouvelle, au même titre que le litage.

Cette réorganisation est essentiellement conditionnée par la nature du matériel et par la répartition des contraintes. Le premier facteur est essentiel puisqu'il détermine directement le comportement du matériel engagé dans le plissement. Dans les roches de grain très fin, très phylliteuses et relativement homogènes, comme les calcschistes, ou encore les micaschistes du groupe de la Clarea, on pourrait croire parfois à une foliation banale. Pourtant, il est bien rare qu'un examen attentif ne révèle pas le mécanisme d'orientation: sur toute surface proche du plan structural bc brillent les micas transverses; la moindre différenciation pétrographique fait apparaître les plis (planche I: c; planche III: h) ou au moins une structure significative en lentilles très allongées; le doute n'est plus permis dès que se développent les lentilles d'exsudation, plissées puis tronçonnées en fragments qui sont entraînés dans le clivage (planche I: a et b; planche III: b); en limitant localement la contraction, elles permettent aux phyllites de garder à leur voisinage quelque chose de leur orientation première.

Il en va tout autrement des produits grossiers et/ou hétérogènes, notamment des formations détritiques du groupe d'Ambin, et de ceux qui sont riches en quartz et pauvres en phyllites tels que les quartzites du Trias ou les leptynites alcalines. La schistosité y apparaît avec un certain retard par rapport aux horizons moins compétents. Ainsi, à la base de Rochemelon, les micaschistes albitiques déformés suivant un mode concentrique, et à peine clivés, contrastent avec les calcschistes où le plissement aigu s'accompagne d'une stricte schistosité de flux. Dans le Trias calcaire ou siliceux, c'est le litage sédimentaire qui paraît s'opposer localement au développement de mésostructures plissées et schisteuses, dans la mesure où il est grossier, comme à Bellecombe-Carlina.

Le second facteur semble pour sa part négligeable. Rien, dans les observations de terrain, ne permet en effet de supposer que la valeur des contraintes variait de façon sensible avec la profondeur ou sur une transversale à la direction régionale de la chaîne: les plis isoclinaux ont partout le même style.

#### 4. *Axe*

Il est directement visible dans les roches les moins strictement réglées où le débit suit encore en partie la surface de foliation initiale; il est alors indiqué par les charnières, particulièrement dans les assises compétentes (micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés, leptynites alcalines), ou par des « rods », là où les exsudats sont nombreux (groupes d'Ambin et de la Clarea).

Pourtant, c'est le plus souvent l'intersection entre les plans de foliation et de schistosité qui marque la direction axiale. En matériel homogène et très phylliteux (certains faciès des groupes de la Clarea ou d'Ambin, schistes verts du groupe d'Etache, calcschistes de la série des Schistes lustrés), cette intersection se traduit de façon presque indéfinissable par un miroitement particulier du plan de schistosité. Si les phyllites sont peu abondantes et uniformément disséminées, leurs paillettes, disposées en zone, présentent sur le plan de schistosité des sections surtout allongées, parallèles; il en est ainsi du mica blanc de certains quartzites ou calcaires triasiques et des leptynites alcalines, de la biotite des gneiss ou des amphibolites de la Clarea, des concentrations chloriteuses au sein des micaschistes du groupe d'Ambin. Lorsque le matériel était à l'origine non seulement schisteux mais aussi hétérogène, le clivage recoupe les différents lits suivant autant de bandes rectilignes et parallèles. C'est le cas des niveaux amphiboliques du groupe de la Clarea où l'épidote est souvent concentrée en lits lenticulaires; c'est aussi le cas de toutes les formations où les phyllosilicates constituent des cloisons plus ou moins épaisses; la biotite est un révélateur spécialement efficace, dans tous les milieux où elle s'élève au rang de constituant majeur (groupe de la Clarea et leptynites alcalines du groupe d'Ambin). La planche III (a) illustre, parmi d'autres, l'exemple d'une telle linéation, due cette fois à l'existence des lentilles quartzieuses concordantes du groupe de la Clarea.



Cette disposition structurale particulière a souvent pour conséquence un débit en éléments allongés, canelés, de section d'autant plus aplatie que le matériel est plus incompetent. Certains éboulis de schistes lustrés sont ainsi remarquablement constitués de baguettes dont la longueur peut, dans les cas les plus favorables, atteindre 3 dm et dix fois la plus grande dimension transversale. Le « flysch », et certains schistes fins du groupe d'Ambin, sont aussi sujets à un débit de ce genre. Dans les leptynites alcalines ou les quartzites werféniens, les éléments sont plus lourds, grossièrement cylindriques.

### 5. *Signes conventionnels*

La désignation des éléments structuraux envisagés fera l'objet des conventions suivantes:

- S: surface de foliation initiale (litage sédimentaire ou métamorphique et schistosité cristallophyllienne);
- $S_1$ : surface de la schistosité contemporaine des plis isoclinaux;
- $L_1$ : axe des plis et linéations congénères.

## C. PLIS OUVERTS

### 1. *Style et symétrie*

Relativement à ceux de la première catégorie, les plis ouverts (planche II et planche III: j à p) sont essentiellement caractérisés par un angle important entre des flancs inégalement développés; une forme en chevron n'est pas rare.

Ils sont, en raison de leur dissymétrie, de type monoclinique.

En règle assez générale, le style est semblable, les structures concentriques sont rares et toujours limitées à des matériaux très compétents.

### 2. *Surfaces plissées*

Ces structures intéressent

— le litage, la schistosité cristallophyllienne, et les exsudats quartzeux qui s'y conforment (S);

— la schistosité contemporaine des plis isoclinaux ( $S_1$ ).

Ells sont donc postérieures aux structures isoclinales.

La première proposition est clairement justifiée par les illustrations. La seconde est plus difficile à démontrer en raison de la coïncidence assez générale entre S et  $S_1$ . En matériel phylliteux relativement homogène, on n'a, dans le cas le plus favorable, pas d'autre indice que la présence d'une linéation discordante sur l'axe des plis ouverts. Si la roche est plus compétente, mieux différenciée, si elle comporte des éléments étrangers, les meneaux ou rods de la phase isoclinale persistent sous forme

de cannelures plates sur les flancs des plis (planche II: f; planche III: o). Une intersection antérieure peut donner lieu à un débit particulier sous l'effet d'un nouvel épisode tectonique; c'est le cas pour les micaschistes de la photographie f, planche II; certains calcaires sans hétérogénéité apparente se divisent de la même façon en lanières régulièrement ondulées, dès qu'ils sont affectés par des plis nouveaux. Quelques affleurements donnent une image encore plus claire des relations invoquées: ainsi, la photographie d, planche I, représente une des structures isoclinales engagées dans le pli de la photographie correspondante, planche II; le dernier dessin de la planche III (p) montre pour sa part la géométrie d'une lentille de quartz successivement soumise à l'action des deux phases: un tel exemple indique sans ambiguïté la reprise par les plis ouverts des plis isoclinaux et de la schistosité qui les accompagne.

### 3. *Surface axiale*

De ce point de vue les plis ouverts présentent les caractéristiques suivantes:

- ils ne s'accompagnent pas nécessairement d'une schistosité (planche II: b, d, e, f; planche III: k et n);
- la plupart d'entre eux sont cependant combinés à une schistosité de fracture absolument typique (planche II: a; planche III: j, l, m);
- le stade de la schistosité de flux n'est atteint que tout à fait exceptionnellement.

La nature du matériel explique dans une certaine mesure l'irrégularité de ces manifestations. Les niveaux dont on a déjà souligné la compétence restent, lorsqu'ils sont engagés dans les plis ouverts, tout aussi réfractaires à l'acquisition de la schistosité (planche II: c et d). Un autre exemple est à ce propos tout à fait significatif: à Gran Scala (planche II: e), les brèches calcaires reposent sur des micaschistes; l'ensemble est intensément et régulièrement plissé mais la schistosité est strictement limitée au substratum micaschisteux où elle est cependant particulièrement développée.

Il n'en reste pas moins qu'un matériel donné, placé dans une situation déterminée, peut réagir de façons tout à fait différentes aux sollicitations tectoniques: le groupe d'Ambin, par exemple, se montre très irrégulièrement affecté, même dans des domaines restreints. Un tel comportement peut s'expliquer par une hétérogénéité structurale: les roches ont en effet acquis, lors du premier plissement, des propriétés mécaniques nouvelles, susceptibles de modifications très rapides suivant l'échelle et/ou le degré d'aplatissement des structures admises. La variation du champ de forces dans l'espace est un facteur d'hétérogénéité supplémentaire dont il est difficile de définir le jeu: sa réalité est cependant démontrée par la rareté des structures ouvertes dans le groupe de la Clarea et la série des Schistes lustrés, relativement à leur fréquence dans les autres formations. Quoi qu'il en soit, le style ne paraît pas dépendre du niveau structural.

#### 4. *Axe*

Le style très ouvert explique la fréquence des meneaux ou rods, et celle des gaufrages. Il favorise l'obliquité des surfaces déformées ( $S$  et  $S_1$  généralement concordantes) sur le plan de la schistosité nouvelle: les linéations portées par ce dernier sont donc particulièrement nettes du fait de l'importance relative de l'angle d'intersection, mais assez rares par suite du développement inégal de la schistosité, et de son caractère embryonnaire peu propice à une division particulière de la roche. Le débit en éléments allongés est, pour les mêmes raisons, peu courant, mais tout à fait remarquable par sa régularité.

#### 5. *Signes conventionnels*

On conviendra des symboles suivants:

- $S_2$ : surface de la schistosité contemporaine des plis ouverts;
- $L_2$ : axe de ces plis et linéations congénères.

### D. AUTRES STRUCTURES MESOSCOPIQUES

Il reste à définir un certain nombre de structures qui, sans être tout à fait indépendantes des plis, n'interviennent pas directement dans leur définition.

#### 1. *Linéations déterminées par le parallélisme de cristaux allongés*

Bien que généralement visibles à l'œil nu, elles seront traitées avec les structures proprement microscopiques.

#### 2. *Linéations déterminées par le parallélisme d'agrégats cristallins allongés*

Les éléments détritiques grossiers des brèches et des conglomérats représentent de tels agrégats.

Dans le cas des brèches (ensemble calcaréo-dolomitique) l'allongement peut atteindre un taux de 400 % (à Gran Scala par exemple) et varier de façon importante sans règle évidente. Il se fait parallèlement à l'axe des plis isoclinaux, en réponse à un étirement. Aucun aplatissement ne l'accompagne, de sorte que les éléments ainsi déformés acquièrent une symétrie axiale.

Les galets ont au contraire la symétrie orthorhombique d'ellipsoïdes biaxes dont les deux dimensions principales seraient dans un rapport assez constant, exceptionnellement inférieur à 1/2. Leur orientation est alternativement calquée sur celle des plis isoclinaux et ouverts: le grand axe du galet est parallèle à la direction de la charnière et compris, avec l'axe intermédiaire, dans le plan de la schistosité.



Cette disposition, si éloignée de celle des éléments de brèche, est une conséquence probable des différences de propriétés mécaniques entre les galets et leur matrice, et en définitive de réactions particulières, indépendantes, aux efforts mécaniques: en raison de leur rigidité, les galets se comportent comme des éléments étrangers, entraînés passivement dans l'écoulement d'une matrice beaucoup plus plastique.

### 3. *Stries*

Exceptionnelles dans le groupe de la Clarea, plus abondantes dans la série des Schistes lustrés, en dehors peut-être des horizons micaschisteux, elles sont largement répandues dans toutes les autres formations et semblent trouver au niveau du groupe d'Ambin des conditions particulièrement favorables à leur développement. Elles sont assez discrètement marquées dans la roche elle-même, et d'autant plus difficiles à définir qu'elles coïncident généralement avec l'intersection de S et de  $S_1$ ; les « rods » quartzeux portent au contraire une trace profonde sous forme de sillons guidant parfois la cristallisation de la chlorite.

Ces stries témoignent à leur tour d'un étirement suivant l'axe des plis isoclinaux. Elles se confondent parfois avec des stries de glissement représentant le jeu relatif de plans engagés dans des structures subconcentriques de la deuxième phase; ceci se produit, en particulier, dans le cas assez fréquent où les directions axiales sont orthogonales.

### 4. *Boudins*

Ces structures ont la même répartition verticale que les précédentes: elles sont inconnues dans le groupe de la Clarea, peu fréquentes dans la série des Schistes lustrés, banales partout ailleurs dans les formations compétentes (prasinites, leptynites alcalines, quartzites). Leur répartition horizontale ne donne aucun renseignement particulier.

La longueur des boudins, sur un plan perpendiculaire à leur axe, est de l'ordre du mètre; l'étranglement peut aller jusqu'à la rupture; quartz, albite ou carbonate cristallisent alors entre les fragments suivant la nature du matériau affecté.

La direction des constrictionnements n'a souvent aucun rapport simple avec la direction des plis, mais elle peut être parallèle à l'axe des plis ouverts, ou très exceptionnellement à celui des plis isoclinaux. Le cas le plus fréquent reste cependant celui d'une orientation à  $90^\circ$  des structures  $L_1$ , significative de l'étirement déjà signalé.

### 5. *Signes conventionnels*

Les diverses linéations porteront, suivant les cas, le symbole  $L_1$  ou  $L_2$  du type des plis avec lesquels elles s'accordent. Les stries de glissement et les boudins ne feront l'objet d'aucune désignation particulière.

## E. CONCLUSION

La déformation semble avoir procédé en deux phases successives, nettement distinguées par leurs manifestations et notamment les plis.

Ce sont d'abord des plis isoclinaux  $L_1$ , semblables ou accessoirement concentriques, orthorhombiques. Ils reprennent une foliation  $S$  résultant de la coïncidence de la stratification, du litage métamorphique et de la schistosité cristallophyllienne. Leur plan axial est marqué par une schistosité de fracture ou de flux  $S_1$ . Leur direction axiale est aussi celle d'un étirement, discret dans les Schistes lustrés, plus marqué dans le socle briançonnais (et surtout le groupe d'Ambin), à l'exclusion du groupe de la Clarea. Ils s'étendent à l'ensemble des formations étudiées.

Les plis de la deuxième génération,  $L_2$ , sont ouverts, semblables ou accessoirement concentriques, monocliniques. Ils naissent de la déformation de  $S$  et de  $S_1$ , et s'accompagnent éventuellement d'une schistosité de fracture  $S_2$ , disposée suivant leur plan axial. Leur extension verticale est irrégulière: rares dans le groupe de la Clarea et les Schistes lustrés, ils sont ailleurs abondants, comme les traces d'étirement signalées plus haut.

## III. STRUCTURES MÉGASCOPIQUES

### A. INTRODUCTION

Les plis sont encore à la base de cette discussion car ils restent, à l'échelle mégascopique, les structures les plus évidentes. C'est leur orientation qui permet ici de distinguer deux catégories, à défaut du style, moins nettement caractérisé qu'à l'échelle inférieure: les plis transversaux seront ceux dont l'axe est grossièrement perpendiculaire à la direction régionale de la chaîne, par opposition aux plis longitudinaux, de direction sensiblement méridienne.

### B. PLIS TRANSVERSAUX

#### 1. *Extension*

Le massif d'Ambin est traversé par un grand pli en  $S$ , déversé vers le sud, dont il reste trois tronçons à peine érodés au col Sommeiller, au mont d'Ambin et au mont Giusalet (ou plus précisément au col de la Vecchia). Ce grand pli limite deux domaines:

— un domaine septentrional d'où les plis transversaux sont absents, à l'exception d'un petit secteur au nord-est;

— un domaine méridional où leur développement est général et coïncide avec l'accumulation de masses écaillées de matériel briançonnais.<sup>1</sup>

Le massif d'Ambin, dans son ensemble, peut donc être considéré comme un vaste pli à flancs dissymétriques: le versant français correspond à un flanc à peu près monoclinale, dont le pendage modéré se fait schématiquement au nord-ouest, le versant italien à un flanc accidenté de structures mineures, et plus fortement penté, en gros vers le sud-est.

## 2. *Style*

Les coupes montrent qu'il n'est pas uniforme et se modifie à la fois dans la direction axiale et dans une direction perpendiculaire, par accentuation progressive de l'aplatissement. Une telle évolution conduit du lambeau synclinal déversé du col Sommeiller à celui nettement couché du mont Guisalet (planche V<sup>2</sup>, coupes d et b), et des plis de la vallée de la Doire à ceux du cœur du massif, plus franchement déversés (coupe c). Elle se retrouve au niveau des Schistes lustrés, comme on peut s'en convaincre sur le terrain en comparant, sous le rapport du style, les plis que l'on distingue au contrefort de Rochemelon, en face de Venalzio, à ceux qui sont exposés dans les parois de la Nible et du Ferrant.

Les structures sont moins évidentes dans le groupe de la Clarea, porté à une altitude relativement faible, et de ce fait peu saillant; dans les reliefs entre le lac Galambra et le mont Chabrières, les niveaux amphiboliques dessinent cependant des plis hectométriques couchés.

## 3. *Surfaces plissées*

Dans la série briançonnaise, toutes les limites lithologiques sont clairement engagées dans les plis. Une dysharmonie joue cependant entre le groupe de la Clarea et l'ensemble des autres formations, au moins au niveau de la structure médiane. La carte et les coupes montrent en effet que dans cette zone la surface de contact entre Clarea et Ambin est peu déformée: certes, dans la région centrale, en rive droite du torrent d'Ambin, elle est relevée de quelques 400 m; mais au sud-ouest, en aval du glacier Sommeiller, et au nord-est, dans la région des lacs Giaset, la déformation n'est marquée que par une simple ride. Dans le premier de ces deux secteurs d'ailleurs, et notamment dans les parois du Grand Cordonnier, la présence d'un décollement est indiquée par une discordance angulaire à l'échelle de l'affleurement et par un écrasement intense sur quelques décimètres; une légère minéralisation sulfurée (pyrite) souligne, en s'oxydant, le contact. A la retombée italienne, par contre, la dysharmonie

<sup>1</sup> Dans l'hypothèse de Schistes lustrés parautochtones proposée dans les conclusions d'un article précédent (Gay, 1970), la distinction entre formations briançonnaises et piémontaises n'a plus de raison d'être; toutefois, les deux termes sont conservés pour des raisons de commodité.

<sup>2</sup> La disposition des coupes est indiquée sur une carte géologique sommaire (pl. IV).

semble disparaître ou s'atténuer, sans doute en raison du style plus ouvert des structures.

La surface de contact entre la série d'Ambin proprement dite et la série des Schistes lustrés est, elle aussi, affectée par le plissement, au même titre que les intercalations de matériel briançonnais parautochtone. On peut en trouver la preuve dans la présence de schistes lustrés pincés en minces linéaments dans les plis aigus du Trias autochtone, entre la pointe Sommeiller et le lac Galambra, ou pris au cœur du synclinal médian à Ambin, et au Giusalet où subsiste même un petit noyau serpentineux. On peut également souligner l'importance des structures transverses dans les Schistes lustrés du versant italien, en avant de chacun des trois lambeaux-témoins; celles-ci sont très apparentes en présence de niveaux-repères prasinitiques ou mica-schisteux, par exemple dans le massif Ferrant-Nible et à la base de Rochemelon.

Cela n'exclut pas pour autant les dysharmonies éventuelles entre le substratum briançonnais d'une part, les Schistes lustrés ou les écailles intermédiaires de l'autre. La coupe k (planche VI) suggère une telle dysharmonie dont l'évidence apparaît plus au sud, dans la ligne de falaises successivement dominée par les sommets du Vallonetto, du Seguret et du Pramand; la semelle du bloc parautochtone coïncide avec le pied des falaises; elle est ondulée, et par conséquent presque indifférente aux déformations des deux éléments en présence, l'un et l'autre fortement plissés, et dans le même style. Il en est de même à la pointe Mulatera où les replis de détail de l'ensemble charrié n'intéressent pas le soubassement, et vice-versa. Quoi qu'il en soit, Schistes lustrés et parautochtone sous-jacent réagissent solidairement comme en témoignent les observations de terrain: à la base de la pyramide du Ferrant, la pellicule de Trias siliceux parautochtone est déformée en replis aigus à cœur de calcschistes; des relations similaires sont encore évidentes dans la masse essentiellement calcaire qui s'étend entre Ulzio et Salbertrand sur la rive droite de la Doire.

#### *4. Surface axiale. Problème d'une tectonique tangentielle contemporaine du plissement*

Le modèle cinématique proposé pour les mésoplis isoclinaux n'a pas d'équivalent mégascopique exact. En d'autres termes, aucune discontinuité comparable à une schistosité ne marque le plan axial des grands plis transversaux. La carte et les coupes reflètent cette évidence de terrain.

Mais un mécanisme de ce genre peut aussi rendre compte des mouvements dont témoignent à l'échelle du massif diverses surfaces de discontinuité.

Le socle briançonnais présente ainsi deux zones de discontinuité notables. La première, entre Clarea et Ambin, a déjà reçu une explication particulière (page 178). La seconde sera examinée avec les structures longitudinales auxquelles elle est génétiquement liée.

Les choses ne sont pas aussi claires dans la série piémontaise, dont la cartographie est insuffisante et la stratigraphie totalement méconnue. La probabilité de

mouvements tangentiels au sein des Schistes lustrés est cependant indiquée par la digitation des gypses et cargneules de la cuvette du Mont-Cenis; horizon concordant de puissance décamétrique, assez continu vers l'est au flanc des montagnes de la Nunda, de Ronce, Lamet et Rochemelon, cette digitation isole une unité inférieure de Corne Rousse (Goguel) que sa lithologie distingue, au moins localement, de la masse des calcschistes sus-jacents.

La surface de contact entre les séries briançonnaise et piémontaise, pour sa part, paraît engagée passivement dans les plis transverses, comme nous l'avons montré. Certains de ses caractères suggèrent toutefois une signification mécanique plus complexe qui mérite d'être précisée.

Le socle est biseauté à son toit: n'importe quel terme peut servir de substratum aux Schistes lustrés. Par exemple, dans la zone de la pointe Mulatera, le soubassement est tout à tour constitué par les groupes de la Clarea et d'Ambin; dans la région Vallone-Quattro Denti, ce sont divers niveaux du groupe d'Ambin, puis le groupe d'Etache; le long des falaises joignant la cime du Vallonetto au mont Pramand, le groupe d'Ambin, les quartzites puis les calcaires triasiques, les termes calcaires post-triasiques enfin, arrivent successivement au contact. Dans l'ensemble, cependant, la lacune n'est pas très importante: en effet, en dehors du secteur nord-est d'Ambin, des éléments triasiques, sinon plus jeunes, sont généralement présents. Il est difficile de préciser dans quelles mesures ce biseautage est dû à la tectonique et à la sédimentation. A cet égard, il convient cependant de rappeler l'importance des discontinuités stratigraphiques (Gay, 1970), confirmée par l'absence d'écailles de matériel profond.

En l'absence de repères stratigraphiques, il est impossible de dire si la série des Schistes lustrés est biseautée à sa base. Quoi qu'il en soit, et c'est là le fait important, des écailles briançonnaises s'intercalent entre les deux séries en un matelas dont l'extension horizontale est sensiblement la même que celle des plis transversaux; il devait être dans l'ensemble assez continu, en dépit d'une épaisseur irrégulière, et même de quelques interruptions (0 à 200 m environ). Après érosion, on peut actuellement y distinguer quatre ensembles formés par:

- l'accumulation Vallonetto-Seguret-Pramand et ses satellites;
- la semelle du massif Ferrant-Nible et la calotte de la crête Clopaca-Vallone;
- le bloc de la Mulatera;
- les jalons des bords de la Doire.

Du point de vue stratigraphique, il s'agit essentiellement de Trias, surtout calcaréo-dolomitique, daté par fossiles; d'autres niveaux de la série calcaire figurent accessoirement dans le premier ensemble, plus précisément dans le haut ravin de Valfredda et sur l'arête qui le limite au sud; de même dans le second ensemble où le groupe d'Etache, lui aussi, semble représenté par quelques mètres de schistes verts, à la base du Trias siliceux. L'origine tectonique de ces intercalations est démontrée



par des superpositions anormales, par exemple à la base des falaises Seguret-Pramand, ou dans le lit de la Doire en aval d'Exilles: le Trias calcaréo-dolomitique repose sur des éléments autochtones dont l'âge post-triasique est suffisamment établi par la stratigraphie locale, aussi imparfaite soit-elle (« flysch » dans le premier cas, Lias ou Malm dans le second). Dans le premier et le dernier ensemble où les deux exemples ont été choisis, la série triasique a d'ailleurs été complètement retournée puisque ce sont les quartzites, apparemment solidaires des calcaires et dolomies sous-jacents, qui servent de semelle aux Schistes lustrés. La couverture, ainsi décollée au niveau du Trias siliceux, semble avoir gardé une certaine cohésion: les différents blocs ne sont en effet que rarement subdivisés; la preuve d'un écaillage interne existe en un seul endroit (ravin d'un petit torrent, affluent de la rivière de Bardonnechia entre les villages de Savoulx et Signols) où les schistes verts du groupe d'Etache surmontent en apparente concordance les dolomies triasiques; elle est encore suggérée, dans le même ensemble, par la présence d'un liseré assez continu de cargneules au sein des calcaires et dolomies (nord-ouest du col de l'Argentera, entre Vallonetto et Seguret).

On peut ainsi conclure que le plissement est lié à une tectonique tangentielle dont la principale manifestation est un mouvement relatif entre les séries briançonnaise et piémontaise. Plus précisément, tectonique tangentielle et plissement sont deux expressions différentes d'un même dynamisme. On est alors en droit de penser que les écailles ont été transportées suivant une direction grossièrement nord-ouest-sud-est, et qu'elles viennent du versant français, compte tenu des arguments suivants, déjà développés ailleurs (Gay, 1970). E. Ellenberger et J. Galli avaient retiré d'une visite en 1964 l'impression que le Trias carbonaté est complet à l'ouest de Bellecombe, et au contraire amputé d'une partie de ses termes inférieurs à l'est; de fait, il diminue très rapidement d'épaisseur dans cette direction; en outre, depuis la roche d'Etache qui fait face aux falaises de Bellecombe, on voit les strates reposer en discordance sur les quartzites par l'intermédiaire d'un Werfénien supérieur calcaréo-pélique alternativement réduit, ou épaissi en brusques accumulations; les quartzites eux-mêmes sont fortement plissotés à leur sommet, et localement écrasés. Dans la vallée d'Etache, le Trias carbonaté disparaît même brutalement. Ainsi l'ensemble calcaréo-dolomitique s'est dissocié de sa semelle siliceuse, puis il a été traîné et même arraché sur une partie du versant français qui pourrait s'étendre vers l'est jusqu'au méridien du mont Bard. Il est également significatif que le Trias carbonaté s'amincisse de la même façon dans les écailles et dans la couverture autochtone. C'est sans doute au même moment que se produit l'extrusion des gypses, chassés vers les ensellements de Maurienne et de la Doire où se situent encore leurs accumulations principales, ou injectés à divers niveaux comme ils le sont au sein des calcschistes du Mont-Cenis.

Il convient de remarquer que l'hypothèse qui vient d'être envisagée s'accorde avec un déplacement modéré des Schistes lustrés.

### 5. *Axe*

L'axe du synclinal médian suit un tracé en S très ouvert, parallèle aux vallées de la rivière de Bardonnechia et de la Doire Ripaire: d'abord est-ouest, il s'infléchit au nord-est dès le col Sommeiller, pour reprendre dans la région du Giusalet sa direction initiale. Seule, la branche occidentale a un léger plongement vers l'ouest; ailleurs, l'axe est sensiblement horizontal, comme en témoignent les altitudes comparables des trois lambeaux principaux.

Ces particularités se retrouvent dans les plis des principales surfaces de contact, y compris celle des groupes d'Ambin et de la Clarea. Les amphibolites de ce dernier groupe dessinent pourtant des structures dont la direction axiale diffère, au moins dans les reliefs entre Galambra et Chabrières où elle est sensiblement méridienne.

## C. PLIS LONGITUDINAUX

### 1. *Extension*

Les plis longitudinaux sont localisés à la bordure occidentale, en une zone correspondant grossièrement à celle des affleurements de Trias inférieur et moyen autochtone ou non. Leurs caractéristiques imposent la distinction de trois secteurs d'étude: français, italien et intermédiaire.

### 2. *Style*

En France, on peut reconnaître trois styles différents.

Le premier est celui des plis que révèle une coupe du flanc gauche de la vallée d'Etache, par exemple celle du ravin situé en face de la chapelle Saint-Barthélémy, légèrement au nord des chalets du même nom: la succession groupe d'Etache-quartzites s'y répète en effet, au-dessus d'une zone d'éboulis surmontant elle-même les micaschistes du groupe d'Ambin; de plus, le niveau de quartzites inférieur dessine une antiforme que l'on voit encore mieux plus au sud. La structure d'ensemble a pu être précisée grâce à l'aménagement hydro-électrique du Mont-Cenis, et plus précisément grâce à une galerie en charge de direction ouest-nord-ouest qui passe entre les coupes g et h (planche VI), à une altitude légèrement inférieure à celle du talweg; elle a recoupé, sous un pendage moyen à l'ouest, entre le groupe d'Ambin et les Schistes lustrés:

groupe d'Etache, sur	45 m environ
quartzites	85 m
groupe d'Etache	170 m
quartzites	620 m
groupe d'Etache	160 m
quartzites	730 m
horizon d'anhydrite intercalé entre deux liserés de matériel	
carbonaté	150 m

Le premier niveau quartziteux est masqué en surface par les éboulis, à l'exception de deux petits affleurements respectivement situés à 250 m au nord-nord-ouest et à 750 m au sud-sud-ouest des chalets. Ce niveau avait dans la galerie un pendage assez constant, à la différence des deux autres, manifestement traversés dans la zone de charnière; leurs épaisseurs apparentes, ainsi d'ailleurs qu'un plissement local intense, étaient à cet égard significatifs. Ces diverses considérations conduisent en définitive au dessin de structures à tête plongeante, assez serrées (planche VI, coupes f à i).

Le grand pli qu'on voit dans les falaises de Bellecombe, depuis le hameau du Planey, est d'un autre style: c'est un anticlinal très ouvert, légèrement déjeté, déformant la série néopermienne et triasique normale au-dessus du niveau quartziteux inférieur que l'on retrouve au pied de la muraille (planche VI, coupe f). Il s'accompagne de quelques ondulations moins bien caractérisées.

Le dernier style, enfin, est représenté par des structures d'amplitude mineure relativement aux précédentes, assez serrées, déjetées ou déversées. Elles sont bien développées au pied de la paroi orientale de Bellecombe, là où la série briançonnaise s'ennoie sous les gypses et cargneules du Petit Mont-Cenis, et entre le col Sommeiller et le lac d'Etache (pincées de schistes verts du groupe d'Etache dans les micaschistes du groupe d'Ambin).

En Italie, les structures longitudinales les mieux caractérisées sont situées à l'extrémité sud du massif: ainsi, en aval du confluent Bardonnechia-Doire, les quartzites triasiques et parfois même des éléments calcaires ont échappé à l'érosion à la faveur de petits synclinaux; plus à l'ouest, c'est un pli de la même génération qui fait ressortir le groupe d'Ambin et les leptynites intercalées, en un vaste dôme à carapace de quartzites. A la bordure occidentale, dans la zone des écailles, les plis longitudinaux sont encore largement développés, mais ils apparaissent mal, en raison de leur interférence avec les plis transversaux: les schistes lustrés sont alors mêlés à la masse de calcaires et de dolomie sous-jacente en un édifice de géométrie très complexe.

Ces plis du versant italien, dont l'amplitude est assez variable, sont déjetés ou déversés vers l'est. Leur serrage et leur déversement sont plus importants dans le matériel parautochtone que dans le socle où ils s'atténuent d'ailleurs progressivement vers le nord (planche VI, coupes j à n).

Le secteur intermédiaire correspond assez exactement à la région frontalière, où les quartzites affleurent en un large massif déformé par la tectonique transverse dont les échos, rapidement atténués en direction de la France, sont encore visibles dans les falaises joignant la Rognosa au Grand Bec d'Etache; la dernière manifestation importante vers le nord est celle qui détermine le jaillissement du Bric Mezzodi, lame très aérienne presque isolée par les éboulis. A cet endroit, les structures longitudinales consistent en de simples boursouflures sans forme définie, et semblent de ce fait superposées aux précédentes; la rigidité des quartzites, à leur maximum d'épaisseur et déjà plissés, aurait constitué un facteur défavorable. Le léger saillant vers l'ouest que forme en ce point le massif est à cet égard significatif.



### 3. Surfaces plissées

A l'aplomb de Bellecombe, le groupe d'Ambin n'est pas intéressé par les structures à tête plongeante, ni par le pli très ouvert qui les accompagne (planche VI, coupe f); mais vers le sud il participe à leur dessin (planche VI, coupe i). De leur côté, en dépit d'une homogénéité peu propice aux observations structurales, les Schistes lustrés semblent à peu près indifférents. C'est au moins ce que suggère la réduction progressive vers le sud des affleurements de gypse, anhydrite et cargneules, comme si ce matériel, propre à absorber les contraintes, s'était accumulé d'autant plus abondamment que le socle était plus intensément plissé. La dysharmonie est évidente au nord de Bellecombe où les plis du socle briançonnais, amortis par le Trias salifère, ne se marquent plus à la base de la série piémontaise, pour sa part à peu près plane et horizontale. La déformation s'est donc surtout localisée au niveau du groupe d'Etache, des quartzites, et de l'ensemble calcaréo-dolomitique.

Les plis déjetés ou déversés vers l'est ont, en France comme en Italie, une extension verticale importante. Ils mettent d'abord en jeu une bonne partie de la série briançonnaise, y compris, semble-t-il, la limite Clarea-Ambin, et affectent également la série piémontaise, chaque fois qu'on peut en juger: à la pointe sud d'Ambin, un bourrage de Trias salifère a limité la déformation à des ondulations assez molles; mais plus au nord, dans la zone des écailles, les calcschistes ont été fortement plissés, comme le Trias siliceux et carbonaté parautochtone auquel ils adhèrent étroitement. Ce dernier est d'ailleurs en dysharmonie manifeste avec son substratum, par exemple dans la région des coupes j et k (planche VI) où la déformation interne contraste avec l'attitude presque plane de la surface de contact.

### 4. Surface axiale

Le pli de Bellecombe a un plan axial fortement penté à l'est (environ 60°). Il se distingue en cela des autres structures dont tous les plans axiaux pendent à l'ouest, avec une valeur moyenne pour les plis déjetés ou déversés du socle, plus faible (une trentaine de degrés) pour ceux des écailles, et pour les plis à tête plongeante.

Ces derniers sont accidentés de surfaces de discontinuité dont on peut relever les indices sur la rive gauche de la vallée d'Etache, spécialement dans la zone définie, en face des chalets Saint-Barthélémy, par l'affleurement principal de l'horizon quartziteux moyen (planche VI, coupe h); l'écrasement des quartzites, le plissement extrême des schistes, les discordances angulaires conduisent à placer deux contacts anormaux concordants d'inégale importance, exprimant, comme le fait la schistosité à l'échelle mésoscopique, un cisaillement tangentiel des plis. Le cisaillement principal semble avoir, au nord, une amplitude maximale de 3 à 4 km, distance entre les quartzites situés au cœur du pli de Bellecombe, et les derniers affleurements du Trias à l'ouest, dans la gorge du torrent d'Ambin. Ses effets s'atténuent assez rapidement

vers le sud comme en témoignent les travaux souterrains et comme le suggère la réduction du Trias exotique dans cette direction.

### 5. *Axe*

En dehors du secteur médian du massif, où l'interférence déjà signalée (page 183) interdit toute détermination précise de l'orientation, les plis longitudinaux ont une direction axiale sensiblement méridienne; c'est d'ailleurs ce qui leur a valu leur qualificatif. Mais les plongements diffèrent, de part et d'autre de la frontière, en raison de la structure anticlinale du massif et de sa dissymétrie: ils sont plus faibles en France qu'en Italie, et se font respectivement vers le nord et le sud.

Un élément supplémentaire doit être ajouté à la définition des structures à tête plongeante. Compte-tenu d'un axe nord-sud, les quartzites qui affleurent en contrebas de la falaise principale constituent trois corps indépendants échelonnés sans régularité: le premier correspond à l'affleurement de Bellecombe, sans équivalent sur la rive gauche du torrent d'Ambin; le second est visible 1,5 km au sud-sud-ouest du Planey; le dernier s'allonge en face des chalets Saint-Barthélémy puis disparaît brutalement au sud, sans raison apparente puisque l'orientation de la surface topographique interdit d'envisager un ennoyage. On a ainsi l'impression que le compartiment inférieur (relativement à la principale surface de contact anormal) a été divisé en un certain nombre de segments, déplacés parallèlement, sur une distance de moins en moins grande vers le sud. Cependant, le groupe d'Ambin ne montre aucune trace de telles discontinuités mécaniques; la réaction est donc uniquement celle d'une couverture décollée au niveau du groupe d'Etache dont l'amincissement traduit précisément le laminage; le décollement s'atténue vers le sud, et le groupe d'Ambin participe à son tour à la déformation.

### D. CONCLUSION

A cette échelle, on peut également reconnaître deux épisodes successifs de déformation; les plis sont encore les structures essentielles, mais sont alors mieux caractérisés par leur orientation que par leur style.

Une première catégorie est celle des plis transversaux, c'est-à-dire grossièrement perpendiculaires à la direction régionale de la chaîne; ils sont en fait orientés conformément au S très ouvert des vallées de la Doire de Bardonnechia puis de la Doire Ripaire, et suivent par conséquent des directions est-ouest ou Nord-est-sud-ouest. Leurs axes sont à peu près horizontaux. Le déversement se fait vers le sud ou le sud-est et s'accroît vers l'intérieur perpendiculairement à la direction axiale, et vers le nord-est parallèlement à celle-ci.

Le massif, dans son ensemble, a la forme d'un vaste anticlinal transverse, dont le flanc sud est plus fortement penté et seul accidenté de replis de dimensions méga-

scopiques; la charnière en est située dans la zone col Sommeiller-mont d'Ambin-mont Giusalet.

Toutes les limites lithologiques prennent part à ces déformations. Des dysharmonies se manifestent cependant entre le groupe de la Clarea et celui d'Ambin, entre l'autochtone et le parautochtone briançonnais ou piémontais. Les Schistes lustrés n'en sont pas moins indiscutablement engagés dans les structures transversales.

Au plissement est liée une tectonique tangentielle dont le principal effet est un déplacement des Schistes lustrés relativement à leur substratum: la preuve en est l'intercalation d'éléments briançonnais étrangers dans toute la zone d'extension de ces plis; ce matériel, essentiellement triasique, transporté suivant une direction nord-ouest-sud-est, paraît provenir du versant nord-occidental du massif. Cette tectonique semble avoir eu pour autres conséquences une division interne de l'unité piémontaise, et l'accumulation de gypses dans les dépressions de l'époque (vallées de l'Arc et des Doires).

Les plis longitudinaux forment la deuxième catégorie; ils suivent une direction parallèle à celle de la chaîne, toujours sensiblement méridienne donc, et plongent faiblement au nord sur le versant français, plus fortement au sud sur le versant italien. Ils sont localisés à la bordure occidentale et s'atténuent progressivement, en approchant de part et d'autre, du secteur médian de la Rognosa, d'ailleurs en légère saillie vers l'ouest.

L'orientation du plan axial est variable, comme le style, et sous ce rapport, on doit distinguer les trois types suivants:

- plis déjetés à plan axial fortement penté vers l'est; le seul exemple en est situé en France, dans la région de Bellecombe;
- plis à tête plongeante, dont le plan axial pend faiblement vers l'ouest, caractéristiques de la bordure occidentale en France;
- plis déjetés ou déversés de telle façon que leur plan axial soit penté vers l'ouest d'une valeur moyenne; à ce titre, ils sont identiques aux plis mésoscopiques ouverts; on les rencontre sur toute la bordure occidentale.

Les plis des deux premiers types sont ceux d'une couverture décollée au niveau du groupe d'Etache: ils laissent les Schistes lustrés relativement indifférents, et n'intéressent le groupe d'Ambin que dans la mesure où les effets du décollement perdent de leur importance, vers le sud. Les autres mettent en jeu la totalité des formations en présence, avec une réserve pour le groupe de la Clarea, inaccessible à l'observation dans le domaine des structures longitudinales; ils se compliquent d'une première dysharmonie entre les Schistes lustrés et leur soubassement, conséquence d'un bourrage inégal de Trias salifère, et d'une autre entre le Trias carbonaté parautochtone et son substratum.

Des surfaces de discontinuité tangentielle accidentent les plis à tête plongeante, traduisant un cisaillement dont l'amplitude décroît rapidement vers le sud.

## IV. ÉTUDE STATISTIQUE DE L'ORIENTATION

### A. INTRODUCTION

La base de cette étude est la mesure systématique, sur le terrain, de l'orientation des mésostructures. L'exploitation des données ainsi recueillies se conforme aux règles suivantes.

Les types de structures distingués sont ceux qui ont fait l'objet des conventions du chapitre II:  $S$ ,  $S_1$  et  $S_2$  d'une part;  $L_1$  et  $L_2$  de l'autre.

Le volume rocheux considéré a été divisé en un certain nombre de volumes élémentaires, par un découpage à priori basé sur le respect d'une certaine homogénéité structurale. Les limites verticales sont ainsi celles de trois secteurs qui correspondent sensiblement au flanc nord (secteur 1), à la zone axiale (secteur 2), et au flanc sud (secteur 3) du massif d'Ambin considéré comme un grand pli. Les limites horizontales font intervenir trois niveaux structuraux: groupe de la Clarea (niveau inférieur), briançonnais autochtone moins le groupe de la Clarea (niveau moyen), briançonnais paraautochtone et série piémontaise des Schistes lustrés (niveau supérieur).

Les résultats sont exprimés sous forme de stéréogrammes (canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur; % des pôles pour 1 % de la surface totale de la projection) groupés de la façon suivante:

— à chaque élément structural correspond une planche comportant trois colonnes verticales (une par niveau); toute colonne se compose à son tour de quatre stéréogrammes (chacun des trois premiers est propre à un secteur particulier, le quatrième est collectif);

— la synthèse est présentée sur une autre planche dont les six premières figures illustrent les relations, aux différents niveaux (colonnes verticales), des surfaces- $S$  et linéations se rapportant à l'une et l'autre phase (colonnes horizontales); chacune des figures regroupe à cet effet les renseignements essentiels contenus dans les stéréogrammes correspondants: aires où le pourcentage des pôles de surfaces- $S$  est le plus élevé, allure moyenne des surfaces- $S$  construites à partir de ces maximums, aires où le pourcentage des pôles de linéations est le plus fort; les trois figures suivantes montrent, pour chaque secteur, les rapports entre  $S_1$  et  $L_2$ ; les trois dernières, enfin, indiquent le motif de dispersion des  $L_1$ ,  $S_2$  et  $L_2$  pour l'ensemble du massif.

Le commentaire met en jeu les éléments structuraux successifs, en s'appuyant sur les deux cartes (surfaces- $S$  et linéations, planches VII et VIII).

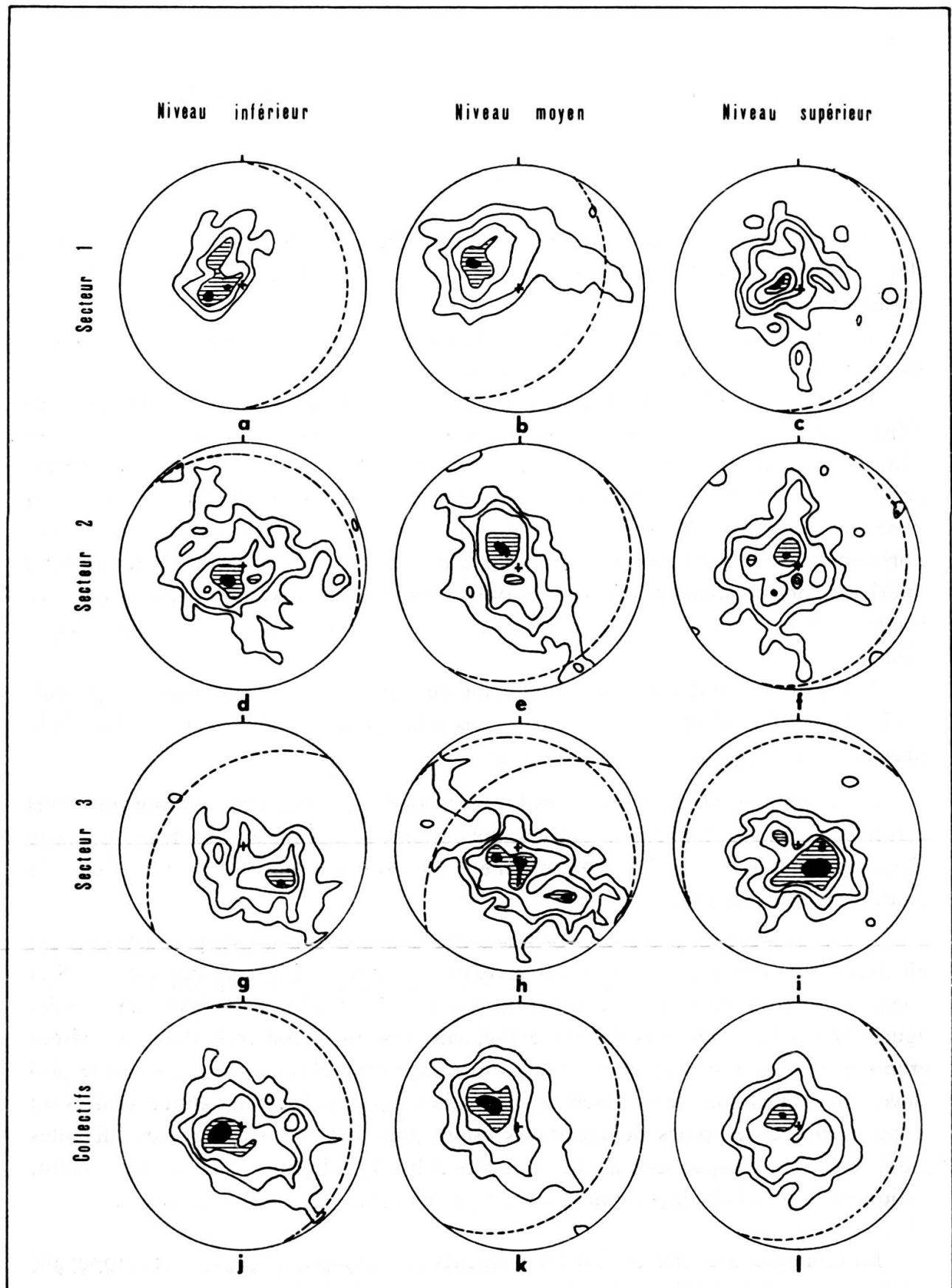


FIG. 1. — Représentation stéréographique de l'orientation des surfaces  $SS_1$ .

Canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur. % de pôles pour 1% de la surface de la projection. Le nord est placé à midi (repère). a: 45 pôles; 2, 7, 11, 15%. b: 530 pôles; 1, 2, 4, 6, 8%. c: 101 pôles; 1, 3, 6, 9, 12, 15%. d: 138 pôles; 1, 2, 4, 7, 10%. e: 428 pôles; 1, 2, 3, 5, 7%. f: 194 pôles; 1, 2, 4, 6, 8%. g: 150 pôles; 1, 3, 5, 7, 9%. h: 198 pôles; 1, 2, 3, 5, 6%. i: 188 pôles; 1, 2, 4, 6, 8%. j: 333 pôles; 1, 2, 3, 5, 7%. k: 1156 pôles; 1, 2, 3, 4, 5%. l: 483 pôles; 1, 2, 4, 6, 8%.

Trait discontinu: plans perpendiculaires aux maximums (= attitudes régionales de  $S_1$ ).



## B. DISTRIBUTION DES SURFACES $S$ ET $S_1$ (figure 1)

Dans les stéréogrammes, il n'est fait aucune distinction entre  $S$  et  $S_1$ ; ces surfaces coïncident en effet le plus souvent, en raison de l'aplatissement assez général des plis. Seules des formations compétentes telles que les quartzites triasiques ou les leptynites alcalines permettraient de différencier les comportements de  $S$  et de  $S_1$ , mais leur importance est largement subordonnée à celle des formations schisteuses, et leur répartition trop inégale pour justifier la distinction.

### 1. Niveau inférieur

Les pôles  $y$  sont relativement concentrés.

Le groupement du secteur 1 traduit l'allure monoclinale du flanc nord d'Ambin; la position du maximum s'explique par la prédominance des mesures dans la vallée d'Ambin où le pendage est à l'ouest (conséquence probable de la deuxième phase). Les secteurs 2 et 3 montrent un étalement suivant des fragments de ceintures larges et mal définies, d'axe nord-est-sud-ouest.

C'est ce même axe qui commande d'ailleurs la dispersion d'ensemble, et les pôles du secteur 1 s'intègrent naturellement au stéréogramme collectif. 14 % seulement des plans mesurés ont un pendage supérieur à  $50^\circ$ .

### 2. Niveau moyen

La dispersion est plus importante; elle se fait suivant des ceintures encore larges mais mieux définies par un étalement plus grand, dont les maximums indiquent, là aussi, des particularités de l'orientation régionale de  $S_1$  ou de la distribution des mesures.

L'intérêt porté à la bordure occidentale française explique, pour le secteur 1, la position du maximum et l'existence d'une ceinture d'axe nord-sud dans laquelle il faut voir une manifestation de la tectonique longitudinale. Pour les deux autres secteurs, l'influence est celle des structures transverses: l'axe de ceinture est est-nord-est-ouest-sud-ouest pour le secteur 2, où intervient une combinaison des deux directions axiales en présence suivies en particulier par les grands plis dans leur double inflexion; il est nord-est-sud-ouest pour le secteur 3, comme pour le stéréogramme d'ensemble, d'ailleurs. Le pourcentage des plans pentés à plus de  $50^\circ$  est ici de 26.

### 3. Niveau supérieur

Dans toutes les figures élémentaires et collectives, les pôles se concentrent en un nuage à peu près centré. Les nuages relatifs aux secteurs 1 et 2 présentent quand même deux appendices vers le nord et le sud (axe est-ouest) qui rendent compte, presque à eux seuls, des 13 % de surfaces  $S_1$  qui, à ce niveau, sont inclinées de plus de  $50^\circ$ .

#### 4. Relations entre niveaux

L'influence déterminante est celle des structures transverses, et plus particulièrement des structures nord-est-sud-ouest.

Les trois niveaux manifestent une certaine indépendance du fait que leurs différences de propriétés mécaniques commandent dans une large mesure la réaction. C'est ainsi que l'étalement est plus marqué au niveau moyen où les termes compétents, spécialement développés, constituent une armature rigide qui limite l'aplatissement.

### C. DISTRIBUTION DES LINÉATIONS $L_1$ (figure 2)

#### 1. Niveau inférieur

L'étalement, plus ou moins évident, se fait suivant un grand cercle de la sphère commun à tous les secteurs. C'est dans le premier secteur qu'il reste le plus discret et dans le second qu'il est le plus marqué. Or, celui-ci correspond précisément à une zone d'inflexion de part et d'autre de laquelle les linéations ont des orientations différentes: pour l'essentiel, elles plongent faiblement au nord-nord-ouest dans le secteur 1, au sud-sud-ouest dans le secteur 3, dessinant ainsi sur la carte un V largement ouvert du côté de l'ouest (planche VIII).

Ce niveau comporte une autre génération de structures linéaires, indiquées sur la carte correspondante par un symbole particulier, mais insuffisamment nombreuses et surtout définies pour avoir fait l'objet d'une représentation stéréographique. Leur groupement se fait suivant une gerbe assez serrée d'azimut est-ouest; leur position chronologique est inconnue.

#### 2. Niveau moyen

Les linéations s'y distribuent encore suivant un même grand cercle. Elles sont faiblement étalées dans le secteur 1, caractérisé par un maximum à faible plongement ouest, plus largement dans les secteurs 2 et surtout 3, où apparaît une deuxième concentration à regard sud-ouest. On retrouve ainsi la même inflexion, mais suivant un V beaucoup plus aigu.

Le collectif montre la très large dominance de la direction est-ouest.

#### 3. Niveau supérieur

La dispersion est ici particulièrement faible. L'habituelle ceinture ne se marque que dans le secteur 3. Elle se dessinerait sans aucun doute aussi dans le secteur 2 si les affleurements de Schistes lustrés et d'éléments briançonnais parautochtones étaient plus uniformément répartis, au lieu de se localiser pour l'essentiel aux extrémités du secteur, là où les structures est-ouest sont de règle.

Il n'en reste pas moins que ce niveau s'oppose au précédent par l'importance relative des empreintes est-ouest, discordant même fortement, tout au long de la Doire, sur celles du substratum (planche VIII).

#### 4. Relations avec $SS_1$

Les stéréogrammes a à c de la figure 5 regroupent, par niveau, les plans perpendiculaires aux maximums de  $SS_1$  dans les divers secteurs (tirés de la figure 1), et les maximums  $L_1$  correspondants (tirés de la figure 2).

Ils montrent que chaque grand cercle ainsi obtenu passe par le maximum  $L_1$  qui lui correspond et représente de ce fait, et compte tenu de la remarque préliminaire à l'étude des  $SS_1$ , une projection cyclographique de l'attitude régionale moyenne de  $S_1$ . Tous ces grands cercles ont des orientations légèrement différentes et sont en zone avec un axe nord-est-sud-ouest faiblement incliné vers le sud-ouest:  $S_1$  est donc reprise par un plissement ultérieur qui semble d'ailleurs plus marqué au niveau moyen.

Les plans perpendiculaires aux divers maximums de  $L_1$ , tels qu'ils sont indiqués sur la figure 2, sont les grands cercles suivant lesquels devrait théoriquement se faire la dispersion des  $SS_1$  (figure 1), en des ceintures d'autant plus nettes que la part de la foliation initiale dans les mesures de  $SS_1$  serait plus importante. Une telle relation est clairement établie pour les secteurs 3 des niveaux inférieur et moyen, et pour le secteur 2 du niveau supérieur; mais il n'en est pas toujours ainsi: dans certains cas, en effet, les surfaces-S restent concentrées en regard d'un fort maximum des linéations (niveau inférieur, secteur 1; niveau supérieur, collectif); il peut même y avoir discordance entre le motif théorique suggéré par la linéation dominante et le motif réel; ce dernier cas est celui du niveau moyen, considéré dans son secteur médian, et encore plus dans son ensemble. Ces remarques conduisent à penser que l'étalement des pôles  $SS_1$  n'est pas le fait des plis d'échelle mésoscopique mais plutôt des grandes structures déjà définies, dont l'axe ne coïnciderait pas nécessairement avec la direction régionale de la linéation.

#### 5. Relations entre niveaux

La discussion de ces relations doit tenir compte des éléments suivants:

— la dispersion des linéations se fait sur un grand cercle commun à tous les niveaux; elle est relativement moins prononcée dans le secteur 1;

— leur répartition le long de ce grand cercle n'est pas la même pour tous les niveaux; elle fait apparaître la singularité des directions dans le groupe de la Clarea, et une différence de susceptibilité entre les niveaux moyen et supérieur; le seul trait commun est la présence de deux maximums, reflet plus ou moins net du motif en V de la carte.



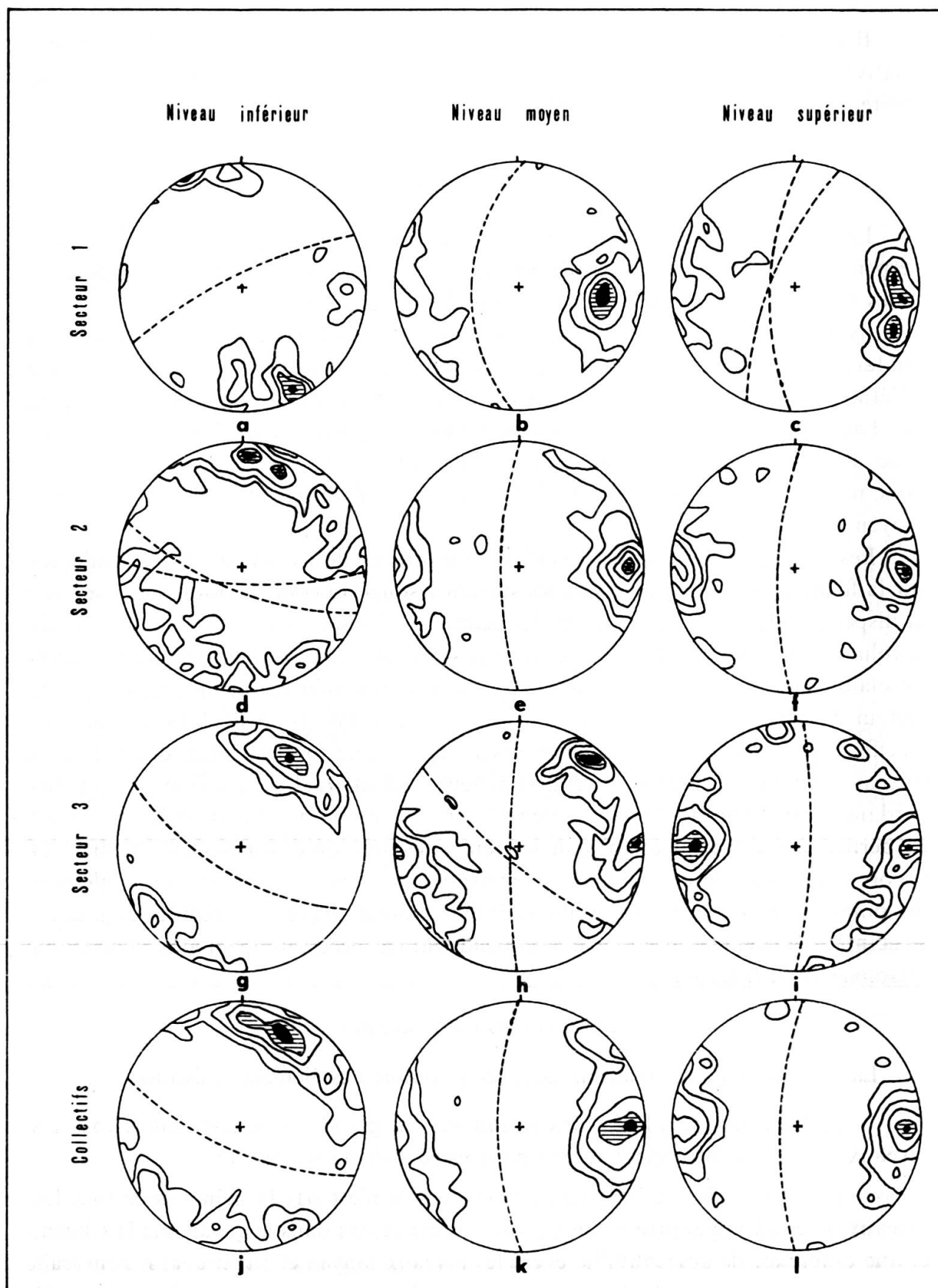


FIG. 2. — Représentation stéréographique de l'orientation des linéations  $L_1$ .

Canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieure. % de linéations pour 1% de la surface de la projection. Le nord est placé à midi. a: 43 linéations; 2, 7, 12, 16%. b: 211 linéations; 1, 3, 6, 9, 12%. c: 90 linéations; 1, 3, 7, 10, 12%. d: 132 linéations; 1, 2, 5, 8, 11%. e: 206 linéations; 1, 3, 6, 9, 12, 15, 18%. f: 124 linéations; 1, 3, 7, 11, 15, 17%. g: 158 linéations; 1, 3, 6, 10, 13%. h: 205 linéations; 1, 2, 4, 6, 7%. i: 187 linéations; 1, 2, 5, 7, 9%. j: 333 linéations; 1, 2, 4, 6, 8%. k: 622 linéations; 1, 2, 4, 7, 9%. l: 401 linéations; 1, 2, 4, 7, 10, 12%.

Trait discontinu: plans perpendiculaires aux maximums.

L'explication de ces faits peut faire appel à des arguments d'ordre géométrique ou chronologique.

L'hypothèse géométrique est que chaque direction résulte de la déformation d'un plan d'orientation initiale particulière. Dans une telle éventualité, les linéations sont automatiquement situées dans un même plan, le plan cinématique  $ab$ ; leur position exacte est définie par l'intersection de ce plan avec les surfaces initiales, et peut varier considérablement pour un angle de quelques degrés entre ces dernières; leur étalement est d'autant plus important que les surfaces antétectoniques avaient des orientations plus différentes. Pour expliquer la duplicité des directions, on peut alors admettre que le grand pli d'Ambin était préfiguré, au stade embryotectonique, par une structure en forme de toit légèrement incliné, dont chaque flanc correspondrait maintenant à un domaine d'orientation particulière. Cette façon de voir trouve une confirmation dans la dissymétrie stratigraphique des deux versants du massif, affirmée notamment par la localisation des leptynites alcalines. Le groupement du secteur 1 indiquerait que le flanc nord de cette structure était à l'origine monoclinal, alors que l'étalement plus prononcé des deux autres secteurs serait la conséquence d'une géométrie plus complexe. Compte tenu de la discordance angulaire entre les groupes d'Ambin et de la Clarea, qui est même visible à l'affleurement, une telle hypothèse rend parfaitement compte de l'originalité du niveau inférieur. Pour leur part, les Schistes lustrés, où les empreintes nord-est-sud-ouest sont rares et localisées (comme le montrerait un découpage en secteurs plus petits et nombreux) se seraient déposés après l'individualisation de ce relief précoce.

On peut encore supposer que l'étalement des linéations est la conséquence d'une dispersion par des déformations ultérieures. C'est là un argument chronologique justifié par certains aspects de la cinématique des plis: dans un plissement de type semblable, la dispersion se fait sur un grand cercle passant par la position initiale de la linéation et recoupant le plan axial suivant l'axe cinématique  $a$ . Mais on voit mal comment un tel processus pourrait rendre compte de la diversité des concentrations, et en particulier de la dysharmonie entre le niveau inférieur et les autres. Celle-ci serait de toutes façons antérieure aux éventuelles déformations, et si l'on accepte ce postulat, on doit admettre, compte tenu du théorème énoncé ci-dessus, que le plan de l'actuelle ceinture contenait à l'origine les différentes linéations et l'axe  $a$ . Le niveau supérieur, quant à lui, devrait son comportement à une indépendance mécanique dont on a déjà indiqué les effets.

La réalité d'une action dispersive est pourtant prouvée par une relation directe entre le plongement des linéations  $L_1$  et le pendage des surfaces  $SS_1$ . Les stéréogrammes « par points » ont en effet révélé que la proportion des linéations plongeant de plus de  $30^\circ$  était respectivement de 11, 21 et 10% dans les niveaux inférieur, moyen et supérieur, et rappelons que les  $SS_1$  manifestent un comportement identique. Ce lien peut être plus clairement démontré encore, lorsqu'on porte en coordonnées rectangulaires les fréquences cumulées des valeurs de plongement des linéations du

niveau moyen, en regard de celles des surfaces  $SS_1$  correspondantes. Une telle relation ne saurait recevoir une explication de type géométrique. Théoriquement, certes, les linéations résultant de l'intersection de deux surfaces de générations successives, respectivement courbe et plane, plongent dans le cas général d'autant plus fortement que la première surface est plus inclinée, mais leur plongement a pour limite la valeur du pendage de la deuxième surface. Cette limite serait, dans le cas présent, de quelques  $15^\circ$ , chiffre qui ne s'accorde absolument pas avec les observations. Ce genre de relation ne pourrait d'ailleurs exister qu'entre  $S$  et  $L_1$ ; or nous avons indiqué la part prépondérante revenant à  $S_1$  dans les mesures de surfaces- $S$ . Il semble en définitive s'agir d'une dispersion verticale, en ce sens que l'effet est une augmentation du plongement des linéations, et par conséquent un élargissement plutôt qu'un étalement de la ceinture. Elle est plus marquée au niveau moyen, sans doute en raison de l'importance des horizons compétents qui limitent d'abord l'aplatissement, et déterminent, en se plissant suivant un style concentrique, un autre mode de dispersion dont les effets s'ajoutent à ceux du premier et vont précisément dans le sens indiqué; ce dernier fait est confirmé par les analyses locales, notamment celle du lambeau synclinal du mont d'Ambin. Même à ce niveau, la dispersion est pourtant mal définie par les stéréogrammes présentés, à peine suggérée par quelques apophyses et satellites du motif principal. Dans l'ensemble, elle reste donc modérée dans l'intensité sinon dans l'extension de ses manifestations. Les études de structures isolées montrent que l'agent dispersif est probablement le plissement mégascopique, comme le laissait déjà prévoir l'axe de l'éventail  $S_1$ .

On pourrait développer un autre argument chronologique, en partant de la proposition suivante: les diverses empreintes mésoscopiques sont les traces de déformations successives. Il semble impossible d'appliquer ce raisonnement aux niveaux moyen et supérieur, en imaginant par exemple que la direction nord-est-sud-ouest est contemporaine des mégastructures de même axe, et comme elles postérieure aux linéations est-ouest; aucune observation de terrain ni particularité des stéréogrammes n'autorise une telle hypothèse. Par contre, les traits structuraux majeurs du niveau basal pourraient dater d'un épisode antérieur au dépôt des formations sus-jacentes. Ce point de vue est justifié par l'âge antéalpin du groupe de la Clarea désormais bien établi, et par la présence de linéations supplémentaires qui seraient l'expression, discrète par suite d'une importante dysharmonie, d'un événement plus tardif (alpin), et de ce fait commun à l'ensemble. Remarquons que ce troisième argument subit dès l'abord le même handicap que le précédent: la présence d'une ceinture unique implique une certaine coïncidence entre les processus cinématiques antéalpin et alpin.

#### D. DISTRIBUTION DES SURFACES $S_2$ (figure 3)

L'orientation statistique est sensiblement la même dans tous les secteurs et à tous les niveaux structuraux. La concentration des pôles correspond à un pendage

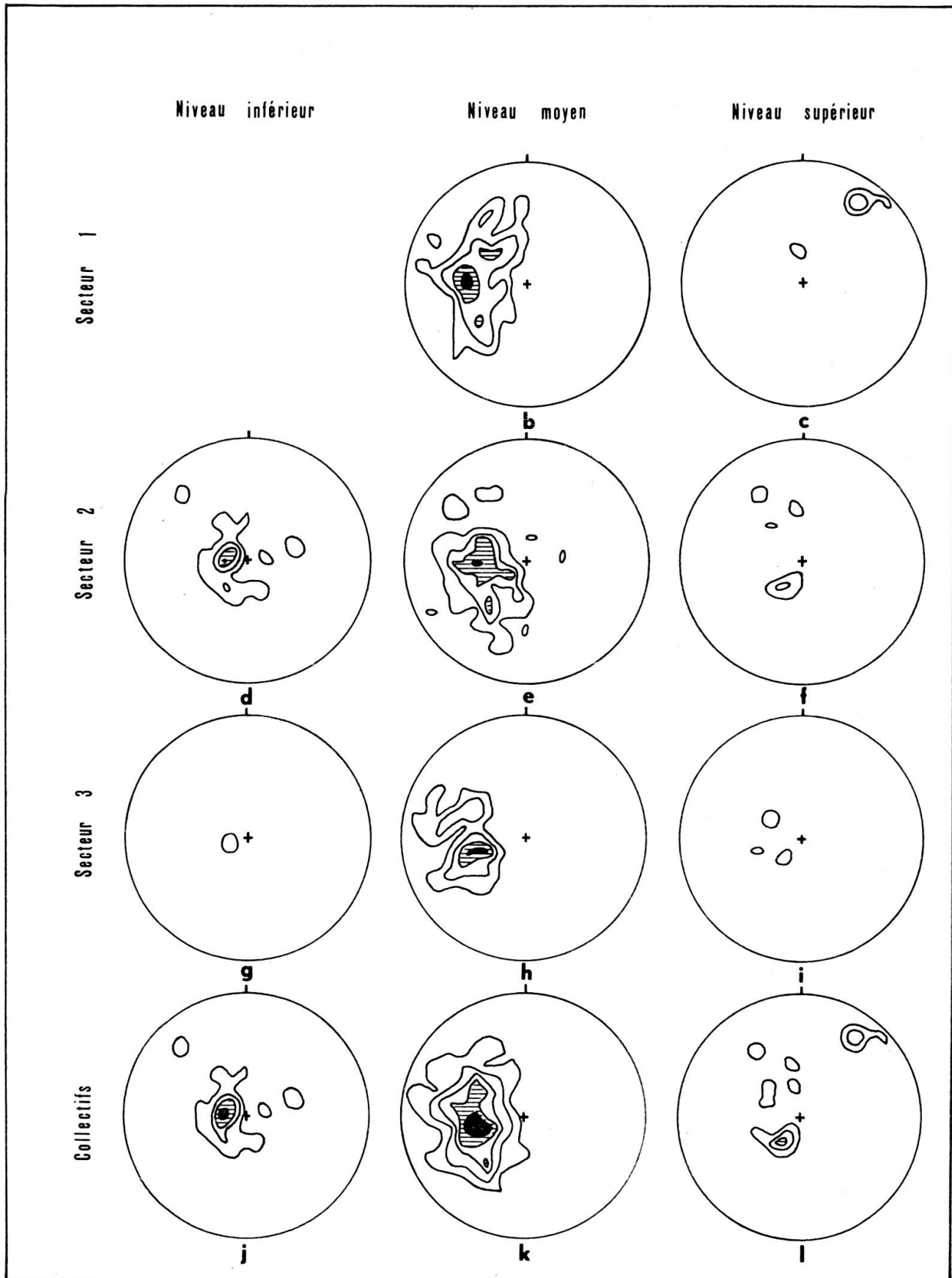


FIG. 3. — Représentation stéréographique de l'orientation des surfaces  $S_2$ .

Canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur. % de pôles pour 1% de la surface de la projection. Le nord est placé à midi. b: 58 pôles; 1, 3, 5, 7%; c: 4 pôles; 25, 50%. d: 22 pôles; 5, 14, 23, 32%. e: 54 pôles; 2, 6, 7, 11%. f: 6 pôles; 17, 33%. g: 2 pôles; 100%. h: 60 pôles; 2, 5, 8, 12%. i: 3 pôles; 33%. j: 24 pôles; 4, 12, 21, 29%. k: 172 pôles; 1, 3, 5, 7, 9%. l: 13 pôles; 8, 15, 23%.

moyen vers l'ouest, et indique que la schistosité  $S_2$  date d'une phase ultime de déformation. Le léger étalement des maximums témoigne tout au plus de l'influence de réajustements tardifs.

La distribution verticale est, par contre, loin d'être homogène, puisque 82 % des mesures se rapportent au niveau moyen, contre 12 % seulement au niveau profond, et 6 % au plus élevé. Cette constatation sera discutée plus loin.

## E. DISTRIBUTION DES LINÉATIONS $L_2$ (figure 4)

### 1. Niveau inférieur

Même là où l'on dispose de quelques mesures, l'étalement est assez mal défini; une ceinture se dessine quand même dans le secteur 2, et mieux encore sur le stéréogramme collectif. Les maximums sont respectivement au nord et au nord-est des stéréogrammes relatifs à 2 et 3.

### 2. Niveau moyen

La ceinture, à peine esquissée dans le secteur 1, est clairement marquée dans tous les autres, et pour l'ensemble du niveau. Le premier secteur est singularisé par un fort maximum de linéations plongeant au nord-ouest; le dernier par un maximum dédoublé de linéations inclinées vers le sud et le sud-ouest; le motif de dispersion du secteur intermédiaire tient des deux précédents et ne comporte pas de groupement aussi net.

On retrouve ainsi dans le comportement des  $L_2$  une particularité déjà soulignée à propos des  $L_1$ : le secteur médian est une zone d'inflexion où les linéations changent à la fois d'azimut et de plongement; à l'échelle du massif, elles suivent essentiellement deux orientations différentes, comme le montrent la carte (planche VIII) et le collectif général (figure 5 l).

### 3. Niveau supérieur

En dépit du petit nombre des mesures, on retrouve ici les mêmes caractéristiques: étalement, position des maximums (celui du secteur 1, au moins, est bien marqué), inflexion.

### 4. Relations avec $SS_1$ et $S_2$

Les stéréogrammes collectifs (figures 5 d à f et surtout k et l) montrent que les linéations  $L_2$  sont distribuées suivant un grand cercle perpendiculaire au maximum des  $S_2$ , ou en d'autres termes qu'elles sont contenues dans le plan de  $S_2$ . Les figures 5 g à i précisent leur situation: elles se rassemblent aux intersections de  $S_2$  avec les attitudes moyennes locales de  $SS_1$  (tirées de la figure 1). Le flanc nord d'Ambin rend compte ainsi des maximums à plongement nord-ouest du secteur 1; le flanc sud des maximums

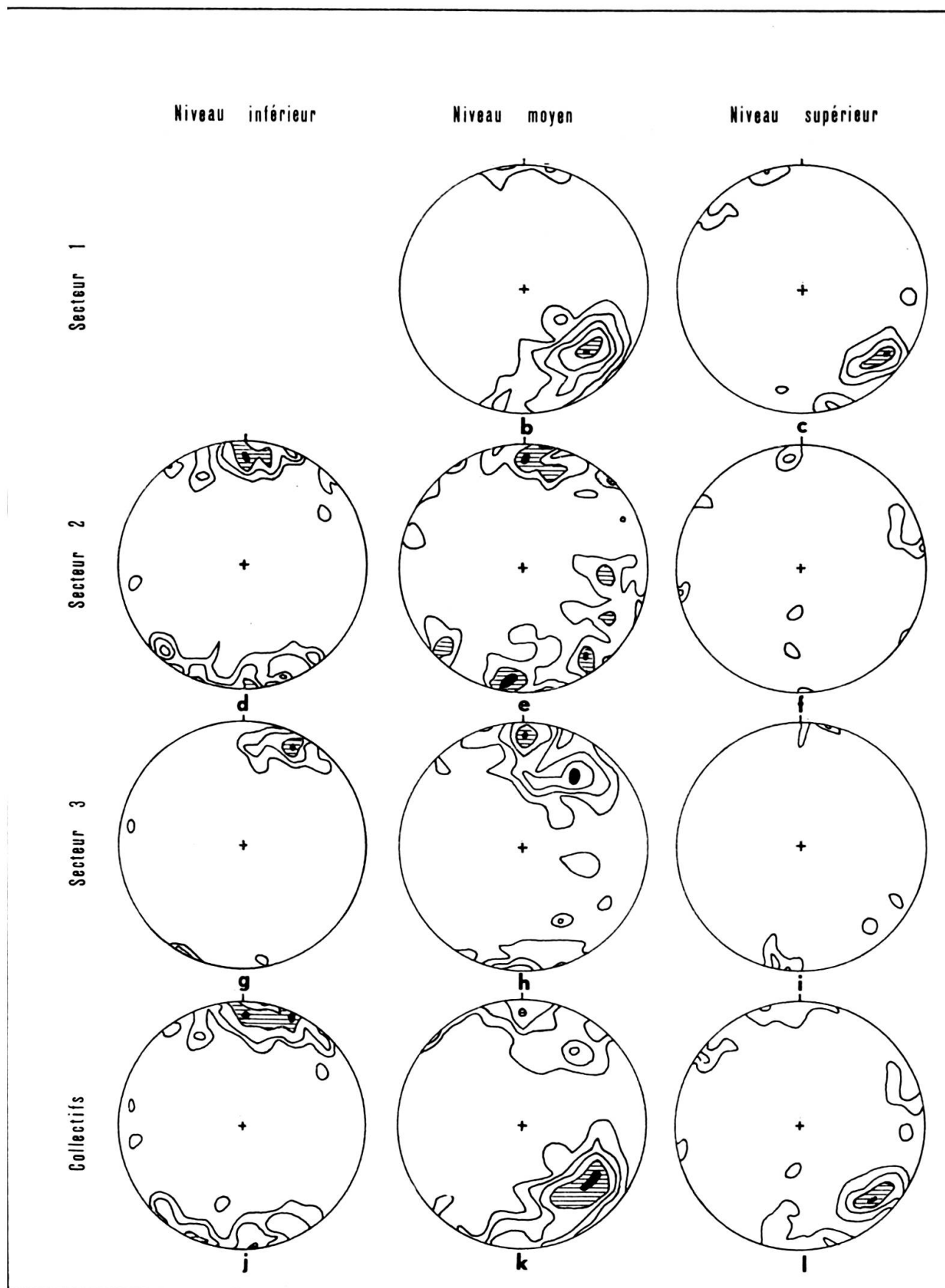


FIG. 4. — Représentation stéréographique de l'orientation des linéations  $L_2$ .

Canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur. % de linéations pour 1% de la surface de la projection. Le nord est placé à midi. b: 168 linéations; 1, 3, 6, 9, 12, 14%. c: 26 linéations; 4, 12, 19, 27%. d: 37 linéations; 3, 5, 8, 14%. e: 68 linéations; 1, 3, 5%. f: 9 linéations; 11, 22%. g: 14 linéations; 7, 14, 21, 36%. h: 88 linéations; 1, 3, 6, 9, 13%. i: 7 linéations; 14, 29%. j: 51 linéations; 2, 4, 8, 12%. k: 324 linéations; 1, 2, 3, 5, 7%. l: 42 linéations; 2, 7, 12, 19%.



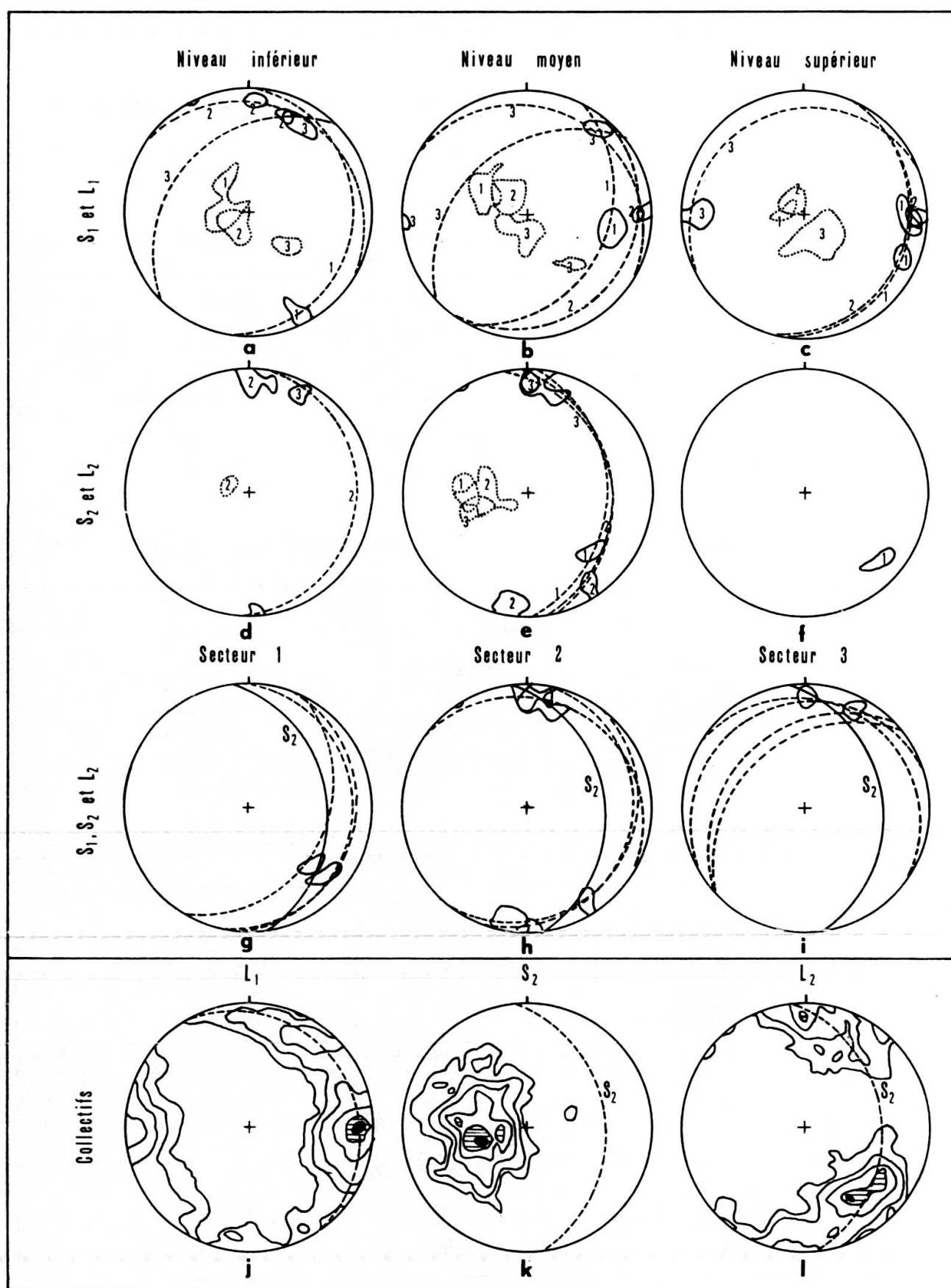


Fig. 5.

à plongement sud du secteur 3; quant à la zone de charnière, elle contribue à l'une et l'autre concentrations, tout en se caractérisant par un meilleur étalement, par un effacement des maximums. C'est donc l'architecture d'ensemble du massif qui détermine la géométrie des  $L_2$ .

Un tel motif est significatif de la superposition à un édifice déjà plissé d'une nouvelle et dernière phase de déformation, suivant un mécanisme déjà invoqué dans l'argument géométrique développé plus haut.

### 5. Relations avec $L_1$

Rappelons que dans l'actuelle répartition des  $L_1$ , il convient de faire la part de l'étalement suivant un grand cercle, et de la dispersion « verticale ».

L'étalement peut s'expliquer de trois façons différentes, et en particulier se concevoir comme un aspect cinématique de la déformation par des plis semblables. A ce titre, on pourrait y voir une conséquence de la tectonique longitudinale dont la postériorité est dès à présent démontrée. La discussion de cet argument a fait état d'un certain nombre d'objections que vient aggraver la constatation suivante: l'étalement est moins prononcé au niveau moyen qu'au niveau inférieur; le premier garde pourtant de la dernière phase une empreinte profonde, sans commune mesure avec les traces discrètes du second.

Par conséquent, les plis longitudinaux ne peuvent guère rendre compte que de la dispersion « verticale » (Gay, 1964), dans une mesure qu'il est d'ailleurs difficile de préciser, puisque leur action éventuelle se superpose à celle des mégaplis transverses.

FIG. 5. — Représentation stéréographique: synopsis.

Canevas de Schmidt, projection de l'hémisphère supérieur. Le nord est placé à midi.

- a, b, c: Relations entre  $SS_1$  et  $L_1$ . Pointillé: limite des zones où la densité des pôles de  $SS_1$  est maximale (extraites de la fig. 1); trait discontinu: attitudes régionales de  $SS_1$  (fig. 1); trait continu: limite des zones où la densité des linéations  $L_1$  est maximale (fig. 2). Les numéros sont ceux des secteurs correspondants.
- d, e, f: Relations entre  $S_2$  et  $L_2$ . Pointillé: limite des zones où la densité des pôles de  $S_2$  est maximale (fig. 3); trait discontinu: attitudes régionales de  $S_2$ ; trait continu: limite des zones où la densité des linéations  $L_2$  est maximale (fig. 4). Les numéros sont ceux des secteurs correspondants.
- g, h, i: Relations entre  $SS_1$ ,  $S_2$  et  $L_2$ . Trait discontinu: attitudes régionales de  $SS_1$  (fig. 1); trait continu: plan de  $S_2$  (fig. 5, l) et limite des zones où la densité des linéations  $L_2$  est maximale (fig. 4).
- j: Représentation stéréographique de l'orientation des linéations  $L_1$  pour l'ensemble de la région étudiée. 1356 linéations; 1/2, 1, 2, 4, 6, 7% pour 1% de la surface de la projection.
- k: Représentation stéréographique de l'orientation des surfaces  $S_2$  pour l'ensemble de la région étudiée. 209 pôles; 1, 2, 4, 6, 8, 10% pour 1% de la surface de la projection.
- l: Représentation stéréographique de l'orientation des linéations  $L_2$  pour l'ensemble de la région étudiée. 417 linéations; 1, 2, 4, 6, 7% pour 1% de la surface de la projection.



## 6. Relations entre niveaux

L'expression qualitative des déformations ultimes est la même aux trois niveaux : la coïncidence des maximums et l'identité des modes de dispersion sont évidentes, malgré le nombre souvent faible des mesures.

Par contre, comme on l'a déjà souligné à diverses reprises, l'intensité de ces déformations varie verticalement dans de larges limites. Les mesures de  $L_2$ , comme celles de  $S_2$ , sont plus nombreuses au niveau moyen (78 %, contre 12 % et 10 % aux niveaux inférieur et supérieur). En considérant la répartition des stations dans les trois volumes distingués (58 %; contre 22 % et 26 %), on peut se faire une idée grossière de la pondération à apporter à ces chiffres pour les rendre plus représentatifs. Et l'on doit alors admettre que le déséquilibre indiqué est une réalité objective qui confirme l'indépendance mécanique du niveau moyen.

## F. CONCLUSION

Le schéma qui paraît s'imposer au terme de cette analyse est le suivant. La position des linéations est prédéterminée à tous les niveaux et à chacune des deux phases (dont la succession est ici confirmée) par une structure nord-est-sud-ouest. Cette structure existe sous forme de toit dès le stade embryotectonique, et conditionne ainsi d'abord l'orientation des  $L_1$ ; accentuée lors de la première phase en un grand pli d'Ambin, elle joue alors sur la position des  $L_2$ . Dans chaque cas, les linéations se situent plus précisément à l'intersection des surfaces existantes avec le plan cinématique  $ab$  (plan de la schistosité): intersection de  $S$  avec  $S_1$ , puis de  $S$  et  $S_1$ , pratiquement confondus et déformés par les grands plis transversaux, avec  $S_2$ . Cette dernière surface, seule, restera plane.

Les particularités directionnelles des premières structures linéaires s'expliquent par des discordances angulaires entre les niveaux distingués: une telle discordance était déjà connue entre les groupes de la Clarea (niveau inférieur) et d'Ambin (semelle du niveau moyen); une autre est suggérée à la base des Schistes lustrés (niveau supérieur). Ce facteur ne joue plus lors de la deuxième phase: engagées dans des structures plus accentuées, les discordances cessent en effet d'avoir une importance déterminante, et les déformations laissent une empreinte uniforme.

D'après ce schéma, les trois niveaux auraient subi une même évolution structurale et devraient simplement leurs dysharmonies à des différences de propriétés mécaniques, le niveau moyen jouant notamment un rôle privilégié en raison de son armature de matériel compétent. En réalité, même à ce stade intermédiaire du raisonnement, l'explication proposée ne paraît pas tout à fait satisfaisante; en effet, dans la mesure où certains niveaux du socle ne sont que faiblement altérés par le méta-

morphisme alpin, les structures du groupe de la Clarea pourraient bien être résiduelles.

S'ajoutant à une certaine analogie de style, une identité d'orientation nous permet d'assimiler à chaque catégorie de mésostructures, une catégorie de mégastructures: linéations  $L_1$  et plis transversaux d'une part, linéations  $L_2$  et plis longitudinaux de l'autre. On a cependant indiqué la dispersion des  $L_1$  par les plis transversaux, et on a quelques raisons de penser qu'il existe une relation du même genre entre certaines catégories de plis longitudinaux. On peut dès lors poser le postulat suivant: les grandes structures représentent le paroxysme d'événements tectoniques dont les petites sont le frissonnement annonciateur. Il est certes logique de penser que le dynamisme d'un tel événement est continu, c'est-à-dire que les forces mises en jeu, si elles ne gardent pas la même intensité, conservent au moins une orientation inchangée dans les limites de l'espace et du temps considérés. Mais rien n'interdit de supposer que le mécanisme se modifie au cours de la déformation, ou lorsqu'on change d'échelle, ce qui permet de concevoir une action des structures tardives sur celles qui les ont précédées, de même que la coïncidence de leurs domaines respectifs. De fait, les manifestations de la seconde phase présentent une telle discontinuité à la bordure ouest française: les mésoplis de cette zone relèvent d'un mécanisme totalement différent de celui responsable des mégaplis à tête plongeante, pourtant nés dans un même acte tectonique; leurs directions axiales sont différentes (comparer les figures 4 b et 1 b); d'une façon générale, les premières ont une extension assez large contrastant avec la stricte localisation des secondes (cartes géologique et des linéations). L'hypothèse doit aussi pouvoir s'appliquer à la première phase: en effet, le domaine des grands plis d'axe nord-est-sud-ouest chevauche manifestement celui des linéations est-ouest; par ailleurs, le processus invoqué pour expliquer l'orientation des  $L_1$  ne saurait rendre compte de l'inflexion progressive de l'axe des mégastructures, probablement contemporaine du plissement. Quoi qu'il en soit, en dehors du cas particulier énoncé tout d'abord, le lien entre petite et grande tectonique est mal établi; il ne saurait l'être qu'au prix de mesures plus nombreuses et serrées.

## V. LITHOCLASES

### A. ORIENTATION

Elle est définie d'après la couverture aérienne d'une partie du massif (missions Lanslebourg-col Saint-Martin 1952, Névache-Briançon 1952, Modane-Lanslebourg 1953). La zone non couverte est à peu près limitée, à l'ouest et au nord, respectivement par le méridien et le parallèle de la pointe Nible; elle ne représente pas plus de 10% de la surface étudiée.

Les fractures mises en évidence par l'examen stéréoscopique ont été reportées sur un fond topographique au 1/25.000 où leur azimuth a été mesuré tous les 5 mm. L'erreur commise en négligeant ainsi l'inclinaison est peu importante, car cette dernière est très forte comme en témoigne la faible déviation de part et d'autre des crêtes ou des vallées, et comme on peut s'en convaincre sur le terrain.

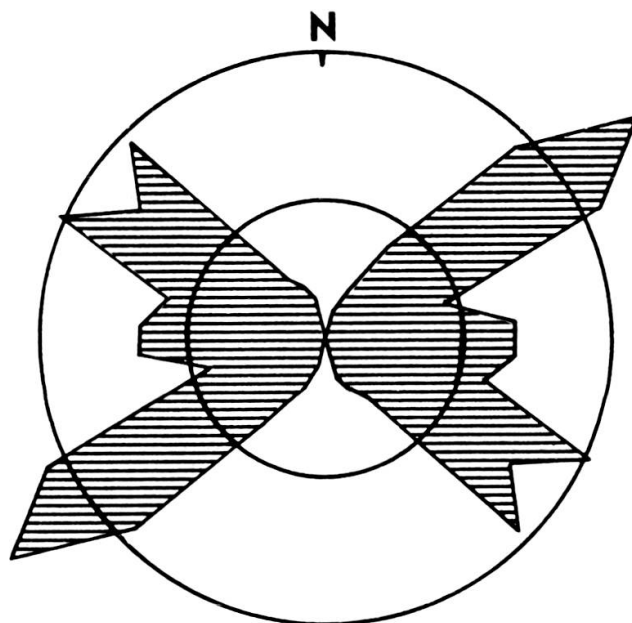


FIG. 6. — Histogramme circulaire montrant la direction des lithoclastes.  
3691 mesures; cercles concentriques de rayons 5 et 10%.

Les résultats sont finalement présentés sous la forme d'un histogramme circulaire (figure 6) qui fait apparaître trois directions (nord 55 est, dominante; nord 55 ouest, un peu moins marquée; est-ouest, accessoire), et une disposition parfaitement symétrique par rapport au plan méridien, à ne considérer que l'orientation.

## B. TYPE

Sur le terrain, on peut établir une distinction entre des lithoclastes sans rejeu, généralement ouvertes, et d'autres dont les compartiments se sont déplacés; dans le second cas, la déformation peut se manifester par une simple torsion en forme de « kink »; lorsqu'il s'est produit une rupture, la surface de discontinuité, parallèle au plan axial, porte des stries de glissement. L'espace éventuellement créé par l'écartement des deux lèvres est quelquefois occupé par des dépôts hydrothermaux.

L'étude de terrain n'a pas permis de déterminer si chaque type de fractures avait une orientation particulière, si le remplissage était lié à un type défini, ni de caractériser le mouvement le cas échéant.

### C. RELATIONS AVEC LES PLIS

Quel que soit leur type, les lithoclasses n'ont subi aucune déformation qui permette de les considérer comme antérieures aux plis; elles sont toujours parfaitement planes. Elles présentent toutefois une relation géométrique évidente avec les structures longitudinales: l'axe de celles-ci est la bissectrice obtuse des deux directions les plus marquées, et la perpendiculaire à la troisième direction. Il convient pourtant de remarquer que la fracturation est générale et ne se limite pas seulement au domaine des grands plis nord-sud, et que les divers systèmes n'ont aucune localisation géologique particulière.

### D. CONCLUSION

La fracturation est la dernière manifestation tectonique; elle traduit la disparition définitive des contraintes également responsables du plissement méridien. Si l'on admet que la direction de la contrainte maximale était perpendiculaire à l'axe des plis, on peut imaginer que les lithoclasses dont elle est la bissectrice aiguë sont des joints de cisaillement, alors que les autres, parallèles, sont des joints de tension; une telle disposition est banale. La localisation des plis serait commandée par des facteurs lithologiques, plutôt que par une anomalie du champ de contraintes.

## VI. STRUCTURES MICROSCOPIQUES

### A. INTRODUCTION

L'examen microscopique ne fait apparaître aucune structure nouvelle. Mais il permet de définir l'orientation et/ou la déformation des cristaux par rapport aux plis isoclinaux et ouverts, et au clivage schisteux qui les accompagne éventuellement; il révèle en outre de façon précise le contenu des fractures de tension. Les principaux éléments des assemblages antéalpins et alpins seront successivement examinés de ce point de vue, dans le but essentiel d'intégrer dans un même schéma d'évolution les événements tectoniques et métamorphiques.

### B. RELATIONS ENTRE LES PLIS ISOCLINAUX ET LES MINÉRAUX ANTEALPINS

Les cristaux de quartz et de plagioclase sont souvent en peu aplatis suivant le plan de la schistosité, hors de l'influence des phyllosilicates. Toutefois, les lentilles d'exsudation siliceuses sont dans le plan de la stratification; et, dans les charnières, leur tissu s'étire parallèlement au clivage en prenant une extinction fortement onduleuse.

Les minéraux de faciès tabulaire (muscovite phengitique, biotite, hématite) ont cristallisé sous le double contrôle de la stratification et de la schistosité. Dans les roches relativement peu déformées, l'orientation est ainsi déterminée à la fois par le plan axial, et par la charnière des plis (arcs polygonaux); dans cette dernière, les cristaux sont étroitement enchevêtrés. Dans les matériaux où la transposition de schistosité est presque achevée, l'examen des lames minces révèle encore des structures en X sur le plan structural ac, et une linéation sur le plan ab. Au demeurant, les déformations individuelles sont modérées; par exemple, les phyllosilicates présentent rarement des sections fusiformes.

Les minéraux de forme allongée (hornblende et, dans une moindre mesure, épidote prismatique) sont généralement couchés dans la schistosité, parfois dans la stratification, et plus ou moins parallèles à l'axe des plis; leur réseau est peu déformé.

Le grenat, pour sa part, a fréquemment une structure hélicitique; certains de ses monocristaux et de ses amas sont aplatis suivant la schistosité, ou allongés suivant la linéation.

Les plis isoclinaux du groupe de la Clarea et la schistosité qui les accompagne sont donc contemporains de la paragenèse initiale, et par conséquent antéalpines.

### C. RELATIONS ENTRE LES PLIS ISOCLINAUX ET LES MINÉRAUX ALPINS

#### 1. *Minéraux antérieurs aux plis*

Les lits et lentilles de quartz sont concordants avec la stratification et plissés. Les individus ont normalement une forme quelconque, si l'on fait abstraction de l'influence des phyllites dont la juxtaposition impose à certains d'entre eux des faces à peu près planes et parallèles; sous l'influence du plissement, ils s'aplatissent conformément à  $S_1$  et/ou s'étirent selon la direction de  $L_1$ , le plus souvent sans recristalliser; leur extinction est d'autant plus onduleuse que leur forme est plus modifiée.

Les éléments en forme de lamelle ou de tablette (phengite, biotite brune, hématite) se sont développés dans le plan de la stratification et ont été déformés avec lui. On peut ainsi faire état d'une transposition quasi générale de la schistosité cristallophyllienne, selon un processus familier (voir par exemple P. Vialon, 1963) dont on suit parfaitement les étapes dans certains matériaux phengitiques, bien lités, du massif d'Ambin. Il se produit d'abord un microplissement, puis un cisaillement des flancs de plis dont la conséquence est une réorientation mécanique d'une fraction de plus en plus importante des cristaux; mais les charnières subsistent longtemps sous forme de nodules de micas fortement tordus ou même brisés. Dans les roches les plus fortement réorganisées, seuls les lits les moins plastiques c'est-à-dire les moins phylliteux, gardent des traces de la transposition; à ce stade, la linéation est difficile



à distinguer à l'œil nu de celle qui résulterait d'une cristallisation syncinématique; toutefois, les individus ont toujours en lame mince une apparence musculeuse. Les choses sont moins évidentes dans le cas de la biotite brune et de l'hématite; en effet, la première est en tablettes beaucoup plus épaisses que celles du mica blanc et clairsemées dans un matériau assez homogène (leptynite), moins sévèrement plissé que les formations encaissantes; quant à la seconde, ses cristaux sont dans l'ensemble petits et peu nombreux.

La règle selon laquelle les espèces précédentes sont antérieures au plissement souffre quelques exceptions. Ainsi le quartz peut accidentellement recrystalliser le long du clivage schisteux, en un tissu plus fin, dont les éléments sont plus fortement engrenés. On peut également citer l'exemple d'un quartzite où la cristallisation du quartz et de la phengite est guidée par le plan axial des plis, alors que la stratification commande uniquement les proportions relatives des deux constituants. La biotite et l'hématite sont également susceptibles d'une telle disposition.

La plupart des aiguilles de rutile se trouvent dans un fond de phengite. Elles y sont réparties et orientées parallèlement à la stratification, sans ordre apparent en dehors de quelques édifices de type sagénite; elles révèlent ainsi, à une échelle inférieure à celle du litage mésoscopique, des détails structuraux dont il ne reste aucune autre trace. Dans ces conditions, le rutile est pour une part essentielle contemporain du mica blanc, et comme lui antérieur aux plis; d'ailleurs, les aiguilles sont fréquemment tordues, et même réorientées le long des plans de cisaillement, de façon purement mécanique comme en témoigne également leur concentration. Mais l'oxyde de titane est en partie d'origine tardive, puisqu'il peut apparaître à l'occasion du remplacement de la phengite par l'albite, elle-même manifestement syn — ou — postcinématique, à ne considérer que les plis isoclinaux.

## 2. *Minéraux contemporains des plis*

Les cristaux de glaucophane, d'épidote et de sphène sont parfois parallèles à S, mais plus fréquemment à  $S_1$ , avec une linéation très variable. Ils sont éventuellement déformés par les plis, mais pas assez pour qu'on puisse attribuer leur orientation à un processus purement mécanique; celle-ci est due principalement à une cristallisation sous tension. On doit remarquer que les prismes d'amphibole sodique sont disposés de façon quelconque dans certaines formations dont la structure est au demeurant isotrope à l'échelle de la lame mince ou de l'échantillon macroscopique: calcaires et dolomies, faciès metabasiques de la région d'Ulzio; dans ces derniers, l'amphibole suit cependant une linéation discrète en certains points de la roche, et très nette dans les fractures primaires des coussins de lave.

Les tablettes de chloritoïde sont de leur côté dans le plan de S ou de  $S_1$ ; de ce fait, elles soulignent, lorsqu'elles sont assez abondantes, la linéation résultant de l'intersection des deux surfaces. Elles sont dans quelques cas manifestement tordues

ou même brisées, particulièrement lorsqu'elles sont en travers de la schistosité et prises entre deux lits phylliteux qui se déforment à leur contact. En revanche, certains cristaux, généralement en forme de rosettes, scellent le clivage et sont par conséquent tardifs.

Les porphyroblastes de lawsonite en milieu calcaréo-pélitique ont des rapports tout à fait significatifs avec les éléments structuraux de la roche : ils gardent souvent une trace du litage sédimentaire plissé, et même parfois clivé; dans le premier cas, ils sont eux-mêmes généralement cisailés et ont une forme d'amande; dans le second, ils conservent un contour polygonal.

Le grenat présente une structure hélicitique révélée par des inclusions variées, et notamment des plages de quartz très allongées à la différence des grains externes, isométriques.

On sait que les pyroxènes sodiques se sont formés à peu près à la même époque que les minéraux dont il vient d'être question, mais ils sont trop peu abondants pour qu'on puisse préciser leurs relations exactes avec les structures isoclinales.

### 3. *Minéraux postérieurs aux plis*

Tous les minéraux alpins considérés dans le groupe de la Clarea sont postcinématiques, ne serait-ce que parce qu'ils dérivent incontestablement d'espèces plus anciennes dont on a déjà établi le synchronisme avec les structures (p. 204). On peut en voir la confirmation dans le fait que leur réseau est exempt de déformations, et que leur orientation est nulle ou manifestement héritée. Ainsi, les ocelles d'albite ont cristallisé sans ordre apparent, comme la plupart des produits d'altération: mica blanc et épidote issus du plagioclase, glaucophane remplaçant la biotite, chlorite provenant de l'amphibole sodique. Dans les faciès basiques, le glaucophane adopte l'orientation de la hornblende verte au terme d'une rigoureuse épigénie; de même, une partie de la biotite se transforme directement en chlorite. Au sommet de la formation, la plupart des prismes de glaucophane se sont disposés conformément à la schistosité, mais en quelque sorte passivement, par simple mimétisme, car un grand nombre d'entre eux sont fortement inclinés sur ce plan. Il en est sans doute également ainsi de l'allanite au même niveau, et du chloritoïde dans l'ensemble du groupe, mais leurs cristaux sont trop petits par rapport à ceux qui les entourent pour permettre des observations concluantes.

Dans les formations qui n'ont subi que le métamorphisme alpin, certains minéraux sont postérieurs aux plis isoclinaux, au moins pour l'essentiel. Ainsi l'albite inclut de nombreuses reliques déformées individuellement ou collectivement, sans montrer elle-même d'autre trace d'effort qu'une extinction onduleuse accidentelle et dans l'ensemble modérée. L'exemple le plus remarquable à ce point de vue est celui d'un lit phylliteux remplacé par le plagioclase sans dommage pour l'ankérite qui s'était auparavant insinuée dans le clivage schisteux. Des détails structuraux de ce

genre sont souvent révélés par les traînées de rutile, et dans une moindre mesure par les inclusions de quartz, phyllosilicates, sphène, hématite. Dans ces conditions, on est en droit de considérer comme un effet de la beltéroporèse l'aplatissement et/ou l'allongement assez fréquents des porphyroblastes selon le plan axial et/ou l'axe des plis. Pourtant, certains éléments sont englobés sous une forme et/ou avec une disposition différentes de celles qu'ils présentent à l'extérieur; c'est l'indice d'une croissance syncinématique du feldspath. Par exemple, les aiguilles de rutile et les tablettes d'hématite se placent, à l'intérieur des ocelles d'albite, dans une surface de même génératrice que les charnières externes mais de rayon de courbure beaucoup plus grand; de la sorte, elles forment, dans une lame mince perpendiculaire à l'axe structural  $b$ , des arcs de direction grossièrement orthogonale à celle de la schistosité avec laquelle ils se raccordent plus ou moins progressivement. Les grains de quartz, qui sont le plus souvent isométriques, peuvent prendre à l'intérieur de l'albite la forme de lanières allongées suivant  $L_1$  et aplaties suivant  $S$ ; dans une préparation perpendiculaire à  $b$ , ils définissent alors par leur arrangement des arcs tout à fait comparables aux précédents. Puisque la chlorite est essentiellement pseudomorphe, on ne peut tirer aucun argument du fait que ses lames sont le plus souvent enchevêtrées sans aucun ordre apparent, ou qu'elles sont parfois concentrées le long de la schistosité et/ou de la linéation. Mais on peut remarquer que le tissu chloriteux est à la fois traversé par des files sinueuses d'inclusions titanées, et affecté de loin en loin par le clivage schisteux. Sous l'effet du cisaillement, les cristaux prennent une forme amygdalaire et s'orientent pour constituer des cloisons au sein d'une masse dont la structure reste ailleurs équante. Cette réorganisation est plus locale, moins profonde que celle des micas blancs.

D'autres minéraux prennent la place et éventuellement l'orientation d'espèces préexistantes: c'est le cas de l'actinote, toujours formée aux dépens du glaucophane dont elle a hérité la disposition plane ou linéaire; c'est aussi celui du mica blanc tardif, de la biotite verte et de la chlorite brune, au moins partiellement dérivés d'éléments dont on a déjà démontré le caractère syn — ou — post-tectonique relativement aux structures isoclinales (amphibole sodique, chloritoïde, chlorite). Le mica blanc est d'ailleurs également représenté par des cristaux indépendants de toute pseudomorphose, surimposés aux surfaces plissées et au clivage; il est donc manifestement tardif, comme la chlorite brune, fruit d'une oxydation de la chlorite verte qui a bénéficié dans une large mesure des mouvements tectoniques, puisqu'elle est souvent localisée le long des plans de cisaillement. Le stilpnomélane échappe de son côté à tout contrôle structural; son habitus est à cet égard significatif (sections transversales en forme de gerbe).

A cette liste, il faut enfin ajouter les carbonates. Les cristaux isolés de calcite et d'ankérite et leurs agrégats sont aplaties conformément à  $S_1$  le plus souvent; par exception, ils suivent même la linéation. Une telle disposition est sans doute simplement commandée par l'anisotropie de la roche, car la déformation est dans l'ensemble

très modérée; de plus, c'est dans certains cas un film de carbonate mince et continu qui souligne les plans de clivage, parfois de façon systématique.

#### D. INFLUENCE DES PLIS OUVERTS

Il est souvent manifeste que les plis ouverts et la schistosité  $S_2$  qui en est contemporaine déforment les minéraux hercyniens, les minéraux alpins précoces, et certains minéraux alpins postérieurs aux plis isoclinaux, comme l'albite, la chlorite, l'actinote. Par contre, on ne dispose pas d'indices suffisants pour établir une relation chronologique entre ces structures et les phyllosilicates tardifs (muscovite, biotite verte, stilpnomélane et chlorite oxydée).

#### E. MINÉRAUX ALPINS EN RELATION AVEC LES FRACTURES

Le quartz, l'albite, la calcite et l'ankérite sont les principaux minéraux à s'être déposés dans les fractures; les filonnets qui se sont formés de cette façon recoupent aussi bien le groupe de la Clarea que les unités sus-jacentes. La biotite verte et la chlorite oxydée sont parfois spécialement abondantes, sinon exclusivement présentes, à leurs épontes.

#### F. CONCLUSION

L'étude microscopique montre d'abord que les plis isoclinaux du groupe de la Clarea sont contemporains de la paragenèse antéalpine, et qu'ils sont par conséquent les vestiges d'une tectonique ancienne. Ce résultat confirme l'hypothèse formulée plus haut, et conduit ainsi à préciser le schéma présenté dans les conclusions du chapitre IV, en ajoutant que l'évolution cinématique comporte une discontinuité majeure. Au demeurant, le mécanisme proposé reste valable; en particulier, on peut toujours considérer que les plis mésoscopiques sont produits par la déformation de surfaces déjà courbes, même dans le socle où la schistosité, plan axial des plis isoclinaux, est unique en son genre, de telle sorte qu'il est difficile d'envisager la dispersion d'une linéation initialement rectiligne. Dans ces conditions, et compte tenu des particularités déjà soulignées (p. 191), il faut admettre que les plans cinématiques ab relatifs aux deux orogénèses avaient la même orientation, et qu'il existe au niveau du socle une structure régionale ancienne de même axe que le grand pli d'Ambin. On retrouve ainsi dans la tectonique alpine le fidèle reflet d'une tectonique précédente, vraisemblablement hercynienne.

Cette étude fait également apparaître les relations chronologiques entre déformations et cristallisations alpines. Le quartz et les principaux micas (phengite et biotite) sont antérieurs aux plis isoclinaux et à la schistosité régionale; les amphiboles et sans doute aussi les pyroxènes sodiques, la lawsonite, l'épidote, le chloritoïde et

le grenat en sont à peu près contemporains; l'albite, la chlorite, l'actinote, les carbonates sont en majeure partie postérieurs aux mêmes structures mésoscopiques, mais précèdent les mégaplis transversaux. La muscovite (mica blanc transverse), la biotite verte, la chlorite oxydée et le stilpnomélane n'ont pas pu être situés avec précision, mais pourraient avoir cristallisé beaucoup plus tard, en relation avec les dépôts hydrothermaux de quartz, albite et carbonates dans les fractures. Ce schéma s'accorde parfaitement avec l'ordre de cristallisation établi par d'autres moyens (Gya, 1972); il n'est toutefois qu'une image grossière de la réalité, dans la mesure où il masque en grande partie la continuité du processus. Il indique que le métamorphisme alpin, pour l'essentiel (c'est-à-dire abstraction faite des phyllosilicates tardifs), se produit pendant une période bien déterminée et très courte de l'évolution structurale, avant la grande tectonique.

## VII. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

### A. SYNTHÈSE STRUCTURALE

Le massif d'Ambin est un anticlinal dont l'axe est tordu conformément au cours des Doires Ripaire et de Bardonnechia; sa direction est donc variable mais grossièrement transversale à celle de la chaîne (nord-est-sud-ouest dans la partie centrale, entre le col Sommeiller et le mont Giusalet, est-ouest de part et d'autre). Le flanc nord de cet anticlinal est moins incliné que son flanc sud; il est monoclinal, alors que l'autre est accidenté de replis hectométriques ou kilométriques déversés vers le sud. À l'est, la structure s'ennoie sous les Schistes lustrés en raison d'un brusque plongement axial. À l'ouest, elle est engagée dans des plis longitudinaux (méridiens) dont la présence explique la limite à peu près rectiligne des formations briançonnaises de ce côté du massif, et dont le style et l'orientation permettent de définir deux types essentiels, caractéristiques de chaque versant: en France, il s'agit de plis à tête plongeante, à plan axial légèrement penté à l'ouest, à charnière faiblement inclinée vers le nord; en Italie, ce sont des plis déjetés ou déversés de telle sorte que leur plan axial aît un pendage moyen à l'ouest, et leur charnière une inclinaison également moyenne au sud. Les uns et les autres ont une amplitude d'autant plus grande qu'ils sont plus éloignés du secteur médian de la Rognosa où la déformation consiste en de simples ondulations. Vers le nord se produit ainsi, au niveau du groupe d'Etache, un décollement de plus en plus important, tandis que se développent des cisaillements parallèles aux plans axiaux.

Toutes les unités stratigraphiques prennent part à ces déformations, avec une certaine dysharmonie qui se manifeste par des décollements; de telles surfaces de discontinuité sont situées entre les groupes de la Clarea et d'Ambin, au sein du groupe d'Etache, à la base de l'ensemble calcaréo-dolomitique là où il est assez épais, enfin à la base des Schistes lustrés. La dernière est la plus importante si l'on en juge par la pré-



sence d'une semelle de matériaux parautochtones sous les calcschistes. Un Trias salifère (gypse, anhydrite et cargneules) d'origine indéterminée s'est en effet accumulé dans les synclinaux transversaux ou longitudinaux et dans les ombilics formés à leur intersection; le bourrage résultant a atténué la réaction des Schistes lustrés. De plus, sur une grande partie du versant italien se sont mises en place des écaïlles, essentiellement constituées par des calcaires et dolomies triasiques probablement arrachés au versant français.

Les principaux éléments mésostructuraux sont les plis, dont on distingue deux types. Les plis isoclinaux, dont le plan axial est marqué par une schistosité de fracture ou de flux, ont une extension générale; il en existe deux générations, hercynienne et alpine. Les plis ouverts, d'âge alpin, ne sont que localement combinés à une schistosité de fracture; ils sont spécialement abondants dans un niveau structural moyen, compris entre le mur du groupe d'Ambin et le toit de l'ensemble calcaréo-dolomitique. Les plis de chaque catégorie se trouvent à l'intersection de la stratification régionale et d'une schistosité. La stratification en question est engagée dans le grand pli d'Ambin, calqué sur un anticlinal hercynien. La schistosité hercynienne et la schistosité alpine contemporaines de chaque génération de plis isoclinaux sont sensiblement concordantes; on peut définir leur orientation d'ensemble, bien qu'elles aient été l'une et l'autre déformées: c'est celle d'un plan qui serait faiblement penté à l'ouest-sud-ouest. Pour sa part, la schistosité alpine qui apparaît en même temps que les plis ouverts est restée plane; elle présente un pendage modéré à l'ouest.

La région est hachée par des fractures dont la disposition paraît régulière sur des photographies aériennes: en effet, la direction des méridiens est bissectrice obtuse de deux systèmes majeurs, et perpendiculaire à un troisième système, d'importance accessoire. Compte tenu de la symétrie d'un tel réseau par rapport à l'axe des plis longitudinaux, on est tenté d'assimiler respectivement ces discontinuités à des joints de cisaillement et de tension, suivant un schéma classique. Les observations de terrain ont en effet montré que les deux mécanismes avaient réellement joué, mais elles n'ont pas permis, en raison de leur insuffisance, de reconnaître si chaque type de fractures avait une orientation déterminée.

Des considérations purement géométriques conduisent à la chronologie suivante: plis isoclinaux, plis transversaux, plis ouverts, plis longitudinaux, lithoclases.

## B. INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE

Il semble au premier abord que les mouvements alpins commencent par un plissement à l'échelle mésostructurale, généralisé, lié à l'apparition d'une schistosité. Cependant, pour expliquer la disposition des linéations, il faut admettre que le grand pli d'Ambin était déjà ébauché sur le modèle d'une structure hercynienne dont il reproduit les traits essentiels. Quoi qu'il en soit, les éléments mésostructuraux précoces de la structure alpine sont repris par les plis transversaux. A son paroxysme, le plissement fait apparaître une dysharmonie entre le groupe d'Ambin et celui de la

Clarea, et surtout entre les Schistes lustrés et leur substratum animé d'un mouvement relatif vers le nord-ouest. Le jeu de ces deux dernières unités a pour première conséquence le décollement local de l'ensemble calcaréo-dolomitique favorisé par la présence d'un niveau salifère inférieur, son écaillage et son transport apparent vers le sud-est. Il détermine en outre l'expulsion des évaporites d'un niveau salifère supérieur (non représenté dans la région étudiée) vers les dépressions où elles s'accumulent en accentuant la dysharmonie (vallées de l'Arc et de la Doire de Bardonechia). En réalité, le mouvement des Schistes lustrés a probablement débuté au moment où le gypse se transformait en anhydrite sous l'effet du métamorphisme alpin (Gay, 1972), c'est-à-dire avant la formation des structures transversales majeures. Le résultat d'une telle réaction est en effet d'augmenter la pression fluide, et de diminuer de ce fait la résistance aux efforts de cisaillement (voir par exemple à ce propos J. Goguel, 1969, H. C. Heard et W. W. Rubey, 1966).

Ensuite se forment des plis déjetés ou déversés, accompagnés par une nouvelle schistosité, plus grossière que la précédente, et irrégulièrement développée. Le plissement à petite échelle est particulièrement important au sein du niveau structural moyen, par suite du rejeu des deux discontinuités majeures. En se déplaçant une nouvelle fois, les Schistes lustrés peuvent entraîner sur une faible distance leur semelle de calcaires et dolomies autochtones ou parautochtones, et occasionner une remise en mouvement du Trias salifère vers les dépressions nouvelles. Les mégaplis se localisent à l'emplacement de l'actuelle bordure occidentale, sans doute parce que le brusque épaissement de certaines formations vers la Zone houillère crée à cet endroit des conditions spécialement favorables. Toutefois, la réaction n'est pas uniforme: il se produit en particulier, dans la région actuellement située en France, un décollement dont l'importance augmente vers le nord et qui permet au Trias et à ceux des schistes permien qui en sont restés solidaires de se plisser indépendamment des formations encaissantes. Cette diversité est due en partie au fait que la variation d'épaisseur mise en cause est inégale, et notamment plus grande dans la zone la plus septentrionale; mais elle est surtout une conséquence de l'hétérogénéité structurale résultant des déformations précédentes: en raison de sa forme monoclinale, le flanc nord de la grande structure transversale est moins rigide que la zone de charnière et que le flanc sud, plissé dans le détail.

Finalement, une fracturation générale conduit à la disparition totale et définitive des contraintes, sans rejeu important de l'édifice.

### C. RELATIONS ENTRE LA DÉFORMATION ET LE MÉTAMORPHISME ALPIN

Les plis isoclinaux et la schistosité régionale se forment pendant le métamorphisme, et plus précisément dans les conditions provisoires du faciès schistes à glaucophane, peu de temps avant que l'équilibre ne s'établisse dans les conditions du

faciès schistes verts. Ces structures marquent un stade critique de la déformation, probablement le début de la déformation plastique. Mais on ignore l'état précis des contraintes pendant la période correspondante; on peut seulement admettre que la valeur de la contrainte la plus grande diminue après avoir passé par une valeur maximale. Cette hypothèse aurait le mérite d'expliquer l'évolution métamorphique, compte tenu des régimes de pression caractéristiques des deux états métamorphiques successifs. Dans cette éventualité, la présence d'un stade éclogitique initial dans la zone la plus interne des Alpes pourrait être due à une pression lithostatique plus forte permettant aux contraintes d'atteindre des valeurs plus élevées.

#### D. CRITIQUE DES THÉORIES CLASSIQUES

Tous les auteurs contemporains admettent que les Schistes lustrés ont été charriés très tôt vers l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire vers l'ouest sur la transversale du massif d'Ambin; certains considèrent même que le substratum est lui aussi allochtone. On s'attendrait donc à trouver des plis nord-sud anciens, empreintes de l'axe cinématique b. Pourtant, les indices structuraux de ce genre sont rares: linéation discrète, à peu près méridienne, dans une région située au sud et au sud-ouest du massif d'Ambin (Chatterjee, 1964); grand pli couché dans la masse ophiolitique comprise entre Grand-Paradis et Dora Maira (Nicolas, 1966). Cette anomalie, déjà soulignée par P. Vialon (1966), a conduit F. Ellenberger (1965) et ses élèves (Bloch, 1965; Michard, 1965) à remplacer les nappes souples d'Argand par des nappes-écailles. On doit cependant tenir compte du fait que dans la moitié nord de l'arc alpin, les plis les plus anciens forment en réalité un système d'orientation nord-est-sud-ouest; les éléments majeurs en sont d'une part les massifs de Vanoise septentrionale, de Vanoise méridionale et d'Ambin, d'autre part le synclinal transverse de Vanoise, la vallée de l'Arc et celle de la Doire. C'est dans une direction perpendiculaire à l'axe de ces plis qu'on doit chercher avec P. Vialon la trace d'une tectonique tangentielle initiale; si l'on en croit l'hypothèse formulée page 181, les Schistes lustrés pourraient en effet avoir subi un déplacement relatif vers le sud-est d'une amplitude modérée, comprise entre 5 et 10 km.

Le déversement centripète des structures de la partie interne des Alpes franco-italiennes est incompatible avec la notion de charriages centrifuges. Si l'on accepte cette dernière, on doit alors imaginer un mouvement de reflux; mais cette théorie ne s'accorde pas avec les observations que l'on peut faire par exemple à la bordure occidentale du massif d'Ambin (planche VI, coupes f à i), ou à la marge interne de la zone du Roure (Le Guernic, in Vialon, 1966); on n'a d'ailleurs jamais pu expliquer de façon satisfaisante le mécanisme des rétrocharriages, pour employer l'expression consacrée. Si l'on refuse au contraire l'idée d'un charriage préalable, on peut proposer une interprétation dynamique assez simple. Les déformations observées sont dues

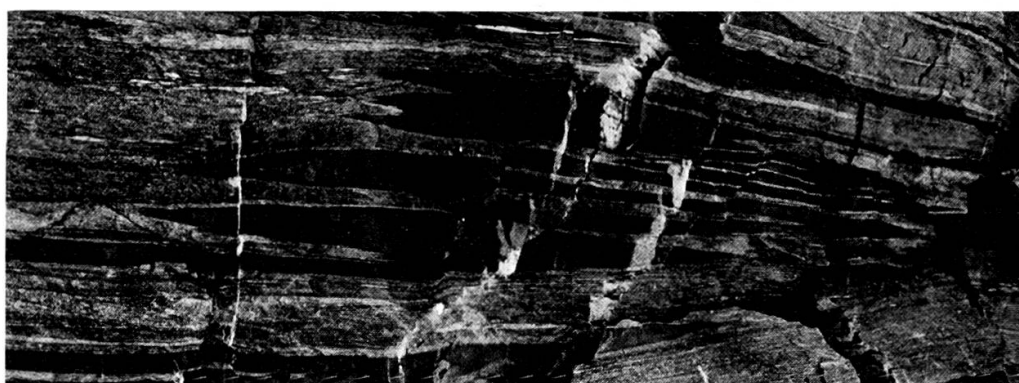
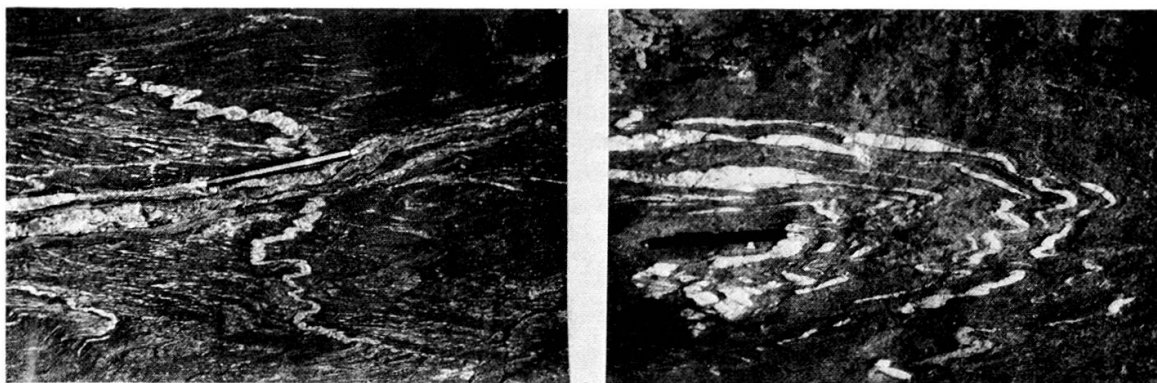


PLANCHE I. *Plis isoclinaux*

- a, b: Micaschistes, groupe de la Clarea.
- c: Niveau prasinitique dans un fond de micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- d: Quartzites triasiques; même affleurement que pour d, planche II.
- e: Calcaires phylliteux jurassiques; les plis sont révélés par la présence d'un accident siliceux et de lits de phyllosilicates mis en relief par l'érosion.



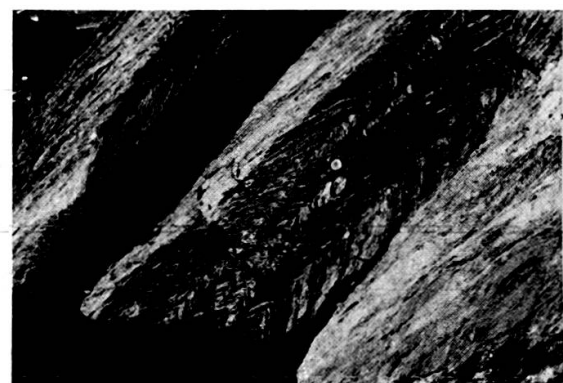
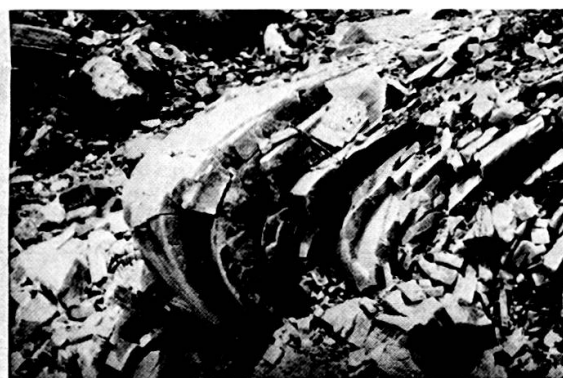


PLANCHE II. *Plis ouverts*

- a: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- b: Alternance de prasinites et de micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- c: Alternance de quartzites et de micaschistes verts, sommet du Werfénien.
- d: Quartzites triasiques; même affleurement que pour d, planche I.
- e: Brèches jurassiques.
- f: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin; plis isoclinaux très serrés (cannelures transversales et débit en courtes lanières) repris par un pli ouvert d'amplitude métrique.





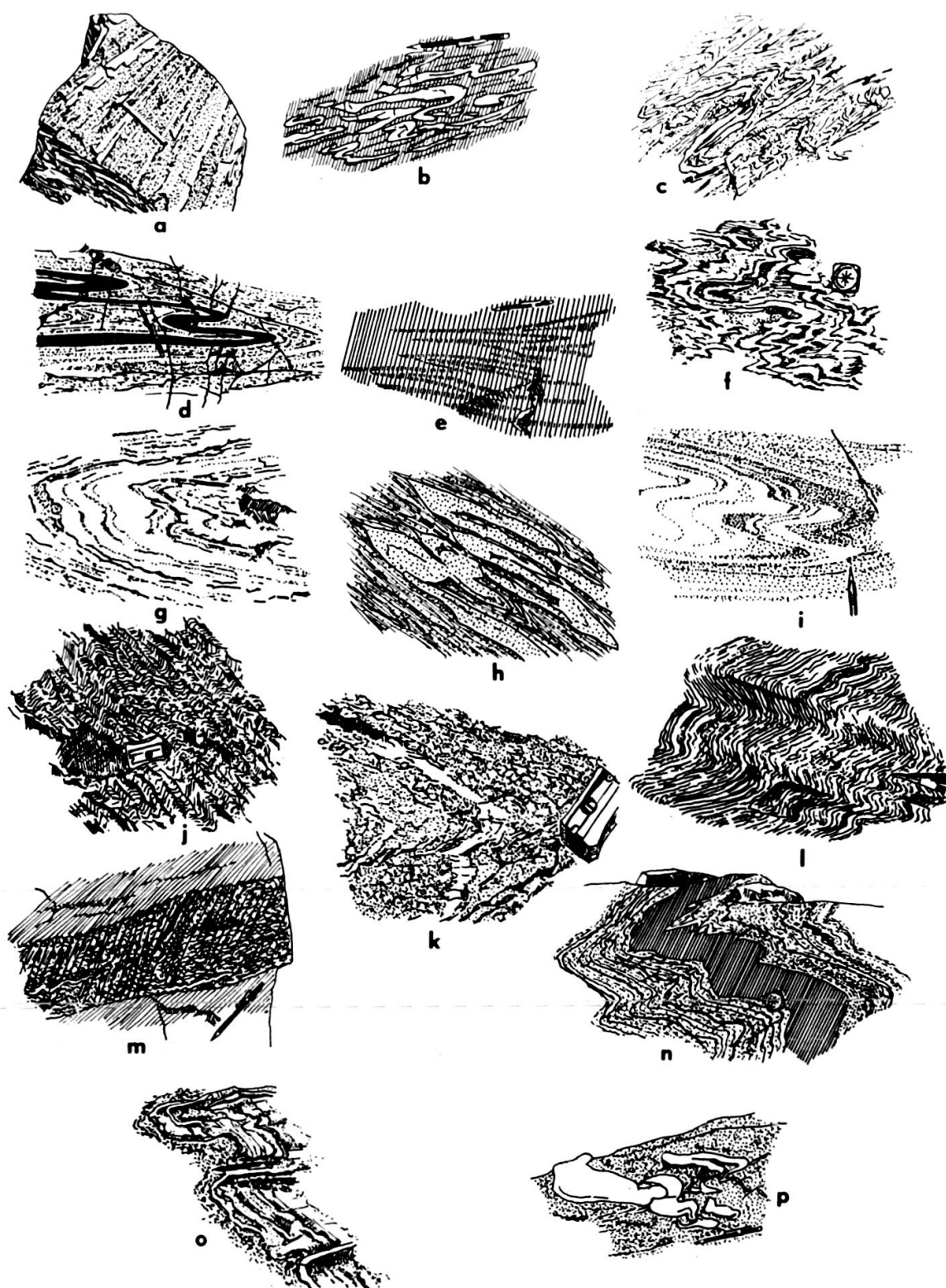


PLANCHE III. *Plis isoclinaux et plis ouverts*

## Plis isoclinaux:

- a: Micaschistes albitiques, groupe de la Clarea, linéation déterminée par l'intersection de la stratification (lentille quartzeuse concordante) et de la schistosité (débit le plus facile de la roche).
- b: Micaschistes, groupe de la Clarea.
- c: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- d, e: Niveaux prasinitiques dans un fond de micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- f: Calcschistes, série des Schistes lustrés; axe peu incliné sur le plan de la figure.
- g: Calcschistes à faciès légèrement marmoréen, série des Schistes lustrés.
- h: Calcschistes, série des Schistes lustrés.
- i: Calcschistes à faciès légèrement marmoréen, série des Schistes lustrés.

## Plis ouverts:

- j, k, l: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.
- m: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin; plan axial des plis marqué par une schistosité de fracture oblique sur la stratification (subhorizontale) et réfractée par un niveau plus grossier.
- n: Alternance de prasinites et de micaschistes albitiques, groupe d'Ambin.

## Relations entre les deux types de plis:

- o: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin; lentille de quartz successivement déformée par les plis isoclinaux (cannelures) et ouverts (charnières parallèles à la direction du porte-mine).
- p: Micaschistes albitiques, groupe d'Ambin; lentille de quartz successivement déformée par les plis isoclinaux et ouverts.

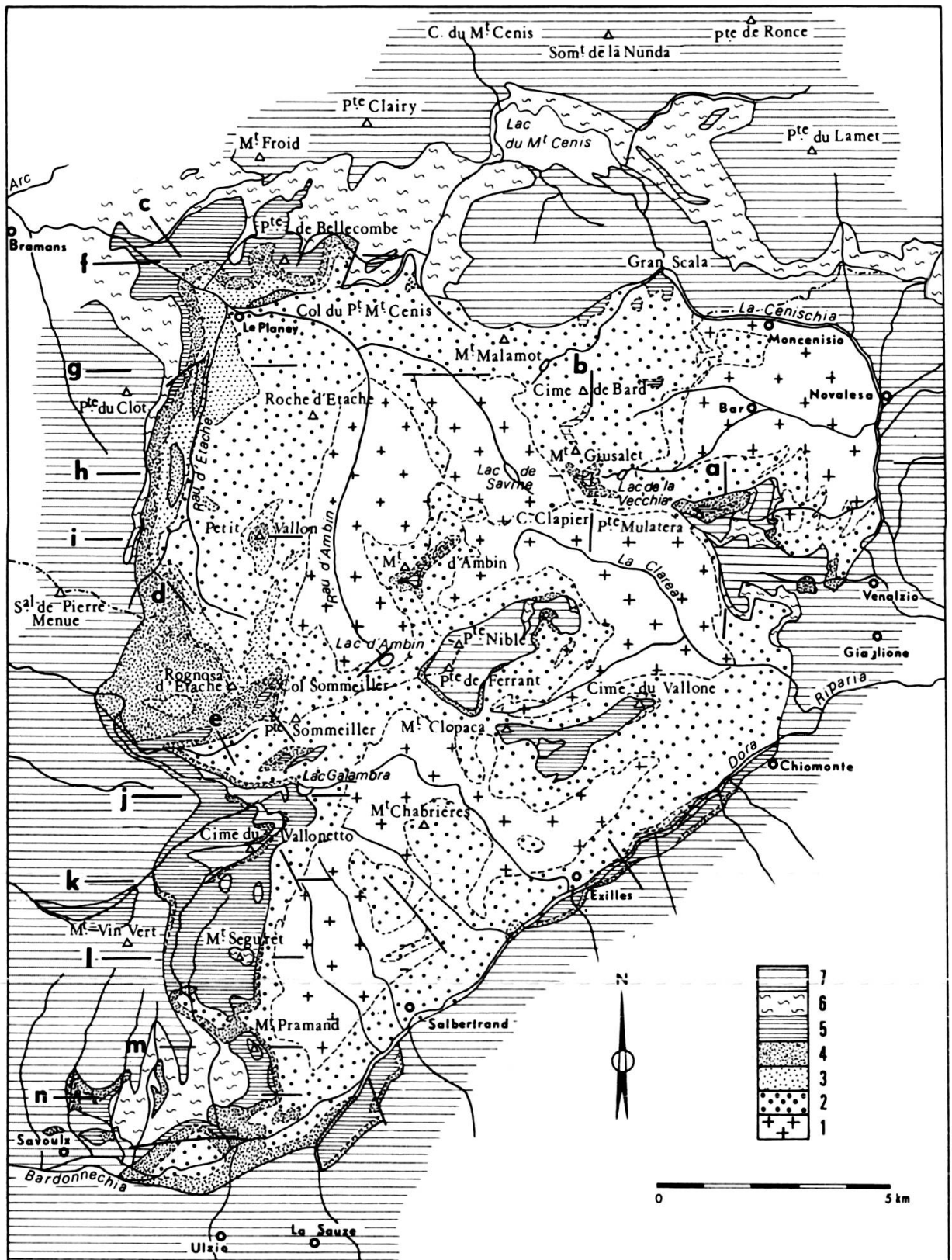
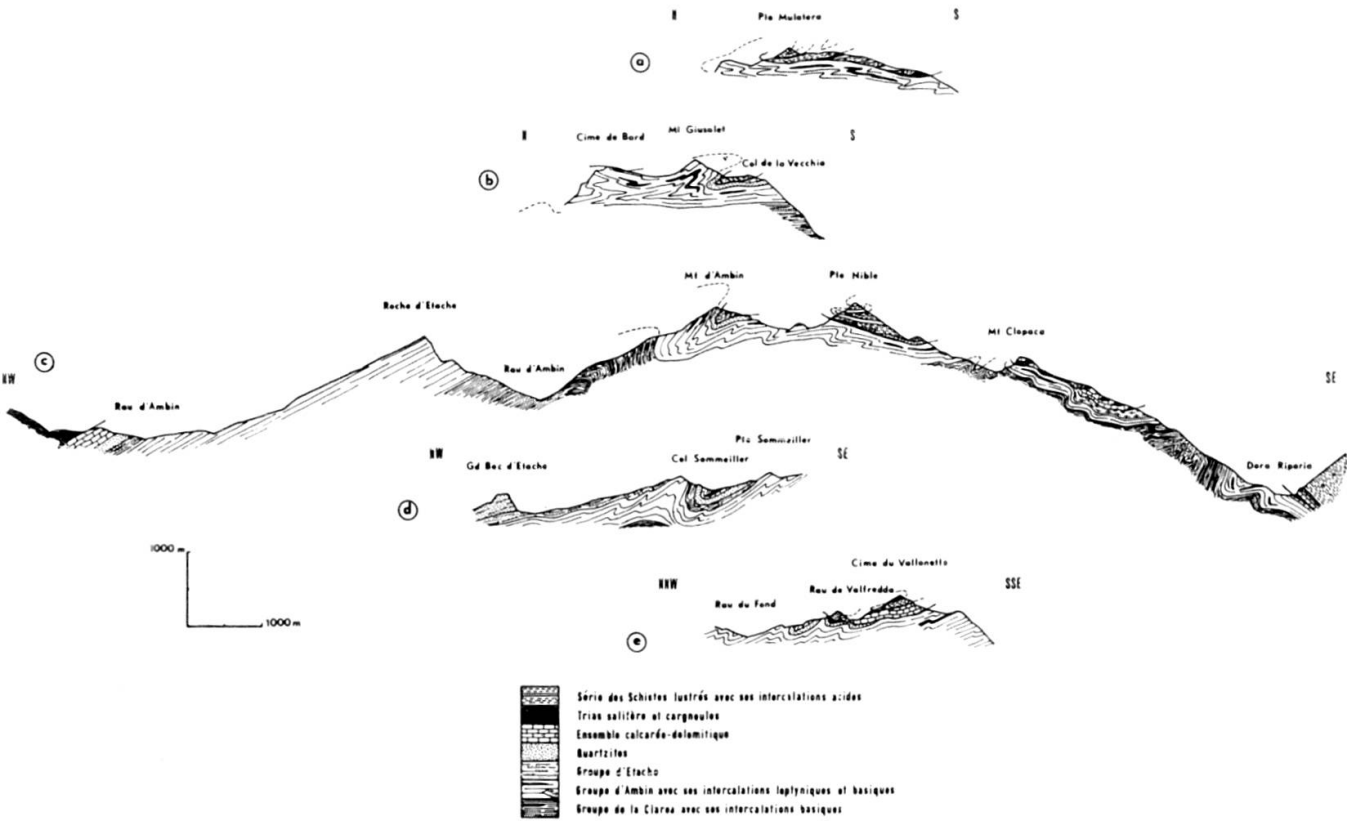


PLANCHE IV. Carte géologique montrant la disposition des coupes

- 1: Groupe de la Clarea. 2: Groupe d'Ambin. 3: Groupe d'Etache. 4: Quartzites.  
5: Ensemble calcaréo-dolomitique. 6: Trias exotique. 7: Schistes lustrés.

COUPES SERIEES DES STRUCTURES TRANSVERSALES

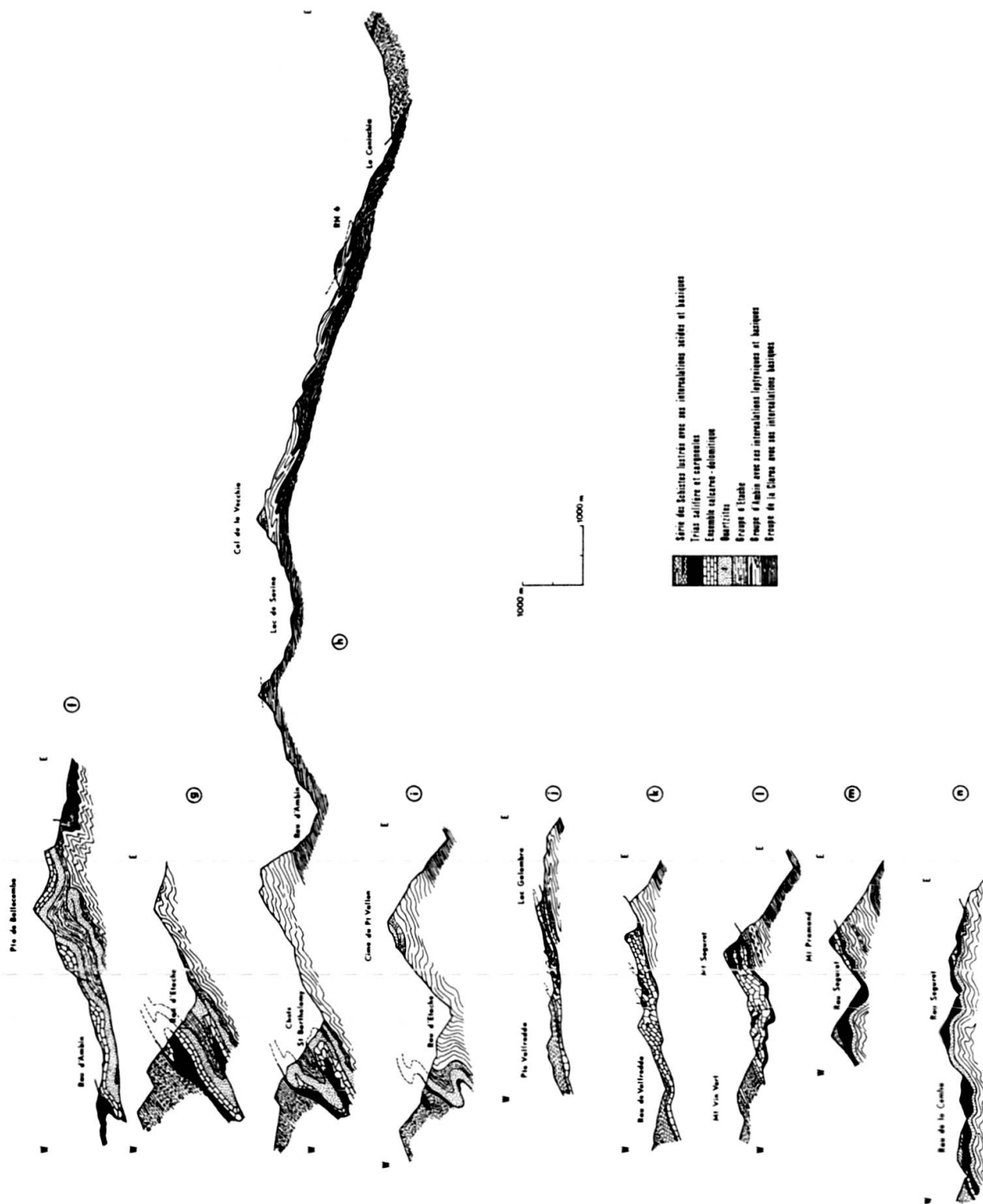
Planche V





## COUPES SERIEES DES STRUCTURES LONGITUDINALES

## Planche VI



à la contraction d'un socle, qui peut se réduire à un déplacement vers l'ouest à la verticale de la région étudiée. Sous cette action, la couverture se divise, par le jeu de décollements, en unités entraînées d'autant moins loin vers l'extérieur qu'elles ont une position stratigraphique plus élevée. Il se forme en même temps des fronces (plis transversaux) dont l'emplacement et l'orientation sont déterminés par d'anciens axes tectoniques et paléogéographiques, et ne dépendent pas nécessairement de la direction du mouvement profond; il convient d'insister, à la suite notamment de J. Fabre, R. Feys et Ch. Greber (1955), et de P. Vialon (1966), sur l'importance de cet héritage. Mais les relations mécaniques entre socle et couverture se modifient peu à peu, ne serait-ce que parce que la couverture devient plus rigide en se plissant; les nouvelles contraintes conduisent à de nouvelles déformations (plis longitudinaux) à leur tour commandées par des surfaces de décollements et par une limite paléogéographique; il se produit ainsi un chevauchement dont l'amplitude augmente rapidement vers le nord pour atteindre déjà 3 à 4 km à la latitude de Bellecombe. Cet accident a probablement son homologue dans la Vanoise méridionale, et paraît en tous cas correspondre au charriage beaucoup plus considérable du massif de Vanoise-Mont Pourri sur la Zone houillère, contrairement à l'opinion de F. Ellenberger selon laquelle ce dernier est précoce (Ellenberger, 1958; Ellenberger et Saliot, 1967).

On fait parfois état d'un bombement des massifs internes qui marquerait le terme de l'évolution structurale (voir par exemple S. Lorenzoni, 1965). Il importe à ce propos de remarquer que le massif d'Ambin ne saurait être comparé à un dôme; il présente une forme beaucoup plus complexe, qu'il a prise progressivement au cours du plissement, et qui était presque définitive au moment où celui-ci s'est achevé; la fracturation finale ne s'est accompagnée d'aucun réajustement notable comme on l'a déjà indiqué. Le seul trait qui ne se rapporte pas clairement à la phase paroxysmale est l'ennoyage nord-est.

D'après la théorie formulée par F. Ellenberger (1952) et devenue classique au moins en ce qui concerne la zone briançonnaise, le métamorphisme alpin aurait été déterminé par la charge de matériaux accumulés dans un « géosynclinal de nappes ». Rien ne s'oppose à ce schéma si l'on admet, compte tenu des considérations qui vont suivre, que les charriages sont antérieurs aux plis et n'ont laissé aucune trace. Mais si la tectonique tangentielle est exclusivement contemporaine du plissement, suivant les conclusions du présent travail, le métamorphisme n'a pu se produire que sous la charge normale des sédiments, en l'occurrence celle de schistes lustrés autochtones. En effet, la recristallisation est antérieure aux plissements majeurs (qui mettent en jeu aussi bien les Schistes lustrés que leur substratum): les mésoplis isoclinaux (grossièrement est-ouest) et la schistosité régionale, dont le caractère à peu près synmétamorphe est reconnu par de nombreux auteurs (Ellenberger, 1958; Chatterjee, 1962 et 1964; Bearth, 1966; Vialon, 1966; Michard, 1967), sont indéniablement repris par les mégastructures. Il n'est même pas nécessaire de démontrer cette

relation tant elle est évidente sur le terrain: le pendage que l'on mesure sur le flanc des grands plis, en particulier transversaux, est en fait celui de la schistosité, plan axial des petits plis.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BEARTH P. (1966). Zur mineralfaziellen Stellung der Glaucophangesteine der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 46, fasc. 1, pp. 13-24.
- BLOCH J.-P. (1965). Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures. *C. R. Acad. Sci.*, t. 260, n° 14, pp. 4016-4019.
- CHATTERJEE N. D. (1962). Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. II. Petrographische Auswertung des Probenmaterials. *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.* fasc. 11, pp. 587-606.
- (1964). Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des Nördlichen Dora-Maira Massivs, italienische Westalpen. *Geol. Rdsch.*, vol. 53, fasc. 2, pp. 536-550.
- ELLENBERGER F. (1952). Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C. R. som. Soc. géol. France*, n° 15, pp. 318-321.
- (1958). Etude géologique du pays de Vanoise (thèse). M. Carte géol. France, 561 p.
- (1965). Le « style pennique »: rhéomorphisme ou cisaillements? Application au Grand Paradis. *C. R. Acad. Sci.*, t. 260, n° 14, pp. 4008-4011.
- et P. SALIOT (1967). Tectonique « pennique » à découvert: le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C. R. Acad. Sci.*, t. 264, n° 12, pp. 1569-1572.
- FABRE J., R. FEYS et Ch. GREBER (1955). Sur l'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *B. Soc. géol. France*, sér. 6, t. 5, fasc. 1-3, pp. 233-242.
- GAY M. (1964). A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 5, pp. 183-184.
- (1970). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antéalpine. *B. Bur. Rech. géol. min.*, sér. 2, sect. 1, n° 3, pp. 5-81.
- (1972). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. *Arch. Sci.*, vol. 25, fasc. 1, pp. 5-100.
- GOGUEL J. (1969). Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. *R. Géogr. phys. Géol. dyn.*, sér. 2, vol. 11, fasc. 2, pp. 153-164.
- HEARD H. C. et W. W. RUBEN (1966). Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 77, n° 7, pp. 741-760.
- LORENZONI S. (1965). Studio geo-petrografico del versante italiano del massiccio d'Ambin. *M. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova*, vol. 25, 88 p.
- MICHARD A. (1965). Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés. *C. R. Acad. Sci.*, t. 260, n° 14, pp. 4012-4015.
- (1967). Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes (thèse). *Editions Centre nat. Rech. sci.*, Paris, 447 p.
- NICOLAS A. (1966). Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Thèse Doct., Nantes, t. 2, pp. 183-299.
- VIALON P. (1963). Sur la genèse de certains micaschistes des Alpes cottiennes piémontaises et ses conséquences. *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 4, pp. 132-133.
- (1966). Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie). Thèse Doct., Grenoble, 282 p.

Cet article représente la dernière partie d'une thèse de doctorat ès Sciences naturelles soutenue en 1971 à Lyon (Université Claude Bernard), et enregistrée au C.N.R.S. sous le numéro A.O. 6347.

MASSIF D'AMBIN : CARTE DES SURFACES - S

