Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 79 (1986)

Heft: 1

Artikel: Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales)

Autor: Allenbach, Bernard / Caron, Jean-Michel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165827

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: 02.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 1	Pages 75–116	Bâle, avril 1986

Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales)

Par BERNARD ALLENBACH[1]) et JEAN-MICHEL CARON[2])

RÉSUMÉ

A la bordure sud-ouest du massif d'Ambin six séries lithostratigraphiques mésozoïques sont différenciées appartenant aux domaines ultrabriançonnais (séries autochtones et parautochtones) et aux domaines piémontais externe et interne. L'individualisation nouvelle des séries parautochtones permet de préciser la transition paléogéographique entre les domaines briançonnais et piémontais externe; ainsi le massif d'Ambin semble être le siège dès le Lias inférieur d'une extension liée au rifting de l'océan piémontais.

L'évolution tectonométamorphique est reconstituée à partir des générations de structures synschisteuses et de la géométrie des contacts anormaux successifs. Le contraste observé entre le réglage E–W des linéations minérales et la dispersion des axes de plis est interprété comme le résultat d'un épisode de déformation tardif lié à la phase 3 de rétrocharriage et non pas à la mise en place précoce (antérieure à la phase 2) des Schistes lustrés sur le domaine briançonnais.

ABSTRACT

On the southwestern rim of the Ambin massif, mesozoic sediments are differentiated into six lithostratigraphic series. They belong to two domains: the ultrabriançonnais domain (autochtonous and parautochtonous series), and the Piemont domain (external and internal). Composition and sedimentary structures in the parautochtonous series show a transition between the Briançonnais and Piemontais domains, and suggest that extensional processes, associated with rifting in the Piemont ocean, affected the Ambin massif as early as the beginning of Lias time.

Successive generations of synmetamorphic structures and geometry of successive thrust planes distinguish three phases of deformation. The disparity between the stable E–W orientation of mineral lineations and the dispersion of fold axes results from the third phase of deformation (eastward backfolding) and is not correlated with early (prior to phase 2) overthrusting of the Schistes lustrés on the Briançonnais domain.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 76
I. Lithostratigraphie des séries mésozoïques 78

A. Les séries briançonnaises internes et ultrabriançonnaises 78
1. La couverture autochtone 78
a) Rappel des coupes de référence 78
b) Les coupes au sud-ouest du massif d'Ambin 81

[1]) Geologisches Institut der ETH, CH–8092, Zürich.

[2]) Département des sciences de la Terre, Université de Lyon I, ERA du CNRS 805, 27–43, boulevard du 11 Novembre 1918, F–69622 Villeurbanne Cedex.

c) Caractéristiques de la couverture mésozoïque autochtone du massif d'Ambin 82
2. Les séries parautochtones 83
a) La série parautochtone (s.s.) 84
b) La série à mégabrèches 84
3. Interprétation des séries bréchiques 85
B. Les séries piémontaises 88
1. Les séries piémontaises externes 89
a) La série de Valfredda–Vin Vert 89
b) La série du Jafferau 90
2. les séries à affinités liguro-piémontaises 91
C. Conclusions 93

II. Analyse tectonique 94

A. Les unités structurales 94
1. Dénombrement des structures 96
a) Les Schistes lustrés 96
b) La couverture mésozoïque autochtone et son soubassement 97
c) Les séries bréchiques parautochtones 99
2. Aperçu sur les cristallisations métamorphiques dans les Schistes lustrés 99
B. Aspects de la déformation 100
1. Orientations des plis P2 et P3 103
2. Les plis à axe courbe: figures d'interférences P2–P3 103
3. Style des plis P3 104
4. Déformation des linéations par les plis P3 105
5. Réorientation des linéations par les plis à axe courbe 106
6. Conclusions 108
C. Histoire tectonique du massif d'Ambin 108
1. Caractères des phases successives 108
2. Chronologie des contacts anormaux 110

Conclusion 112

Bibliographie 114

Introduction

Entre la vallée de l'Arc au nord et celle de la Doire Ripaire au sud (fig. 1), le massif d'Ambin présente, au sein de la zone piémontaise des Alpes occidentales, l'affleurement en fenêtre d'un socle polymétamorphique ancien.

Sur ce socle (Michel 1956, 1957; Lorenzoni 1965; Gay 1971), un tégument siliceux rapporté au Stéphano-permien et au Werfénien constitue le soubassement de la couverture normale du massif (Goguel 1955, 1958; Goguel & Ellenberger 1952; Goguel & Laffitte 1952).

Sur cet autochtone relatif, sont superposées des séries mésozoïques allochtones d'origines variées, ultrabriançonnaises, piémontaises externes et internes, dont les caractères et même les limites sont encore mal connus.

L'objectif de cette étude est double: d'une part, proposer un recensement et une description des différentes séries mésozoïques pour les replacer dans leur contexte paléogéographique originel; d'autre part, exposer les relations tectoniques et un schéma de

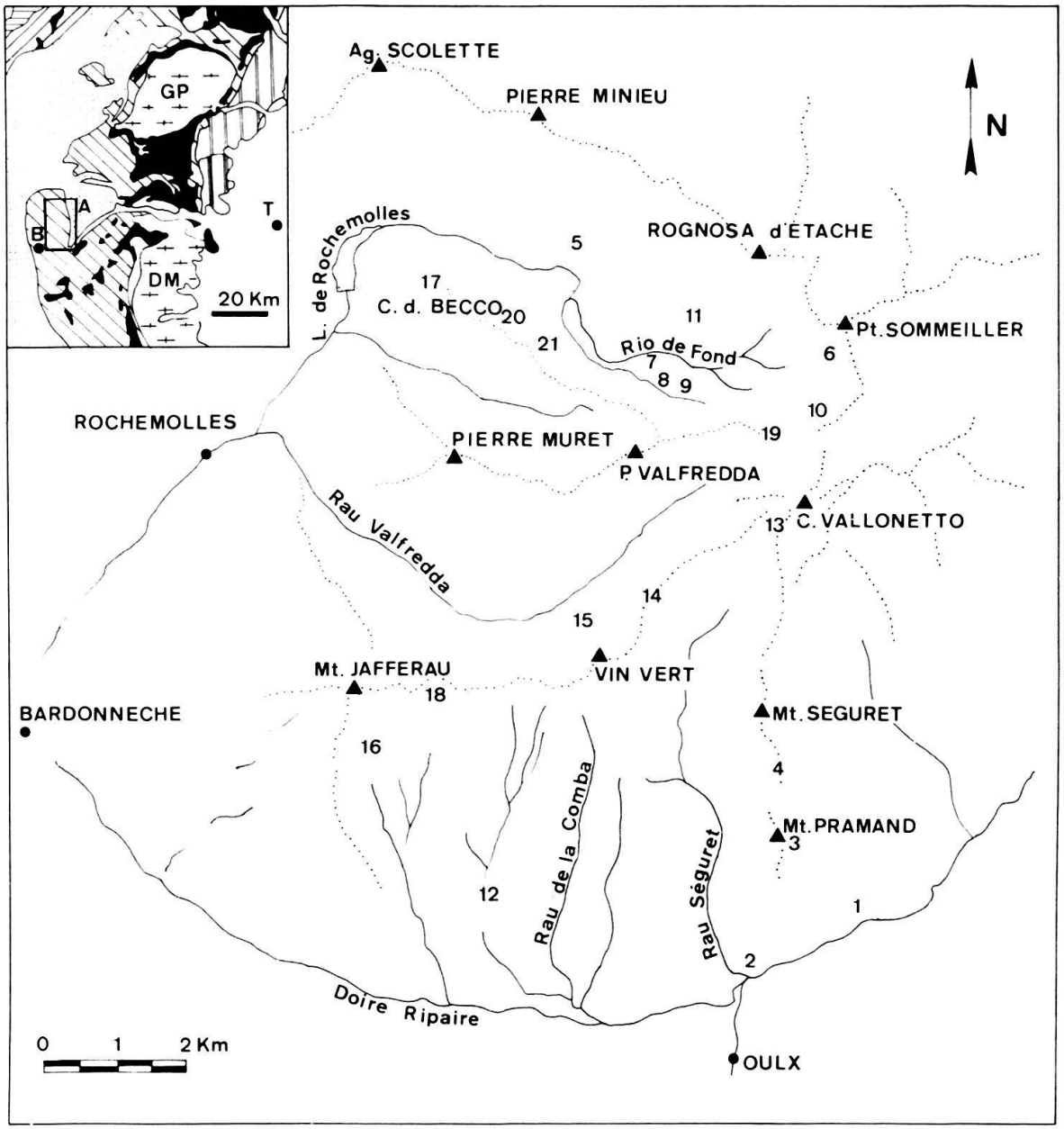


Fig. 1. Localisation des coupes étudiées. En cartouche: A = Ambin, B = Bardonnèche, DM = Dora Maira, GP = Grand Paradis; Pointillés = zone briançonnaise et sub-briançonnaise, hachures = Schistes lustrés piémontais, noir = ophiolites, hachures verticales = zone Sésia et massif de Lanzo. Les numéros renvoient aux colonnes schématiques des figures 3, 4, 6, 7.

mise en place de ces séries actuellement imbriquées sur la bordure sud-ouest du massif d'Ambin.

Remarque: En raison principalement de l'intensité du métamorphisme ayant affecté les séries décrites, celles-ci sont malheureusement dépourvues de fossiles. Pour cette raison, le terme d'attribution stratigraphique largement employé, sous-entend une décision arbitraire étayée par des comparaisons de lithologies avec des séries voisines. Les cas les plus douteux à notre sens sont indiqués par des points d'interrogation dans les colonnes lithostratigraphiques. Il est donc important de considérer ces attributions stratigraphiques comme hypothétiques.

I. Lithostratigraphie des séries mésozoïques

Les séries mésozoïques qui affleurent à la bordure sud-ouest du massif d'Ambin proviennent de deux domaines paléogéographiques, le domaine ultrabriançonnais (s.l.) et le domaine piémontais. Six séries sont différenciées ce qui permet de préciser la transition entre les domaines briançonnais et piémontais, sur cette transversale.

A. Les séries briançonnaises internes et ultrabriançonnaises

1. La couverture autochtone

a) Rappel des coupes de référence

Une revue systématique des témoins de la couverture carbonatée du massif a été entreprise; cette revue intègre les trois coupes de référence (fig. 2) de Bellecombe–Carlina et de Gran-Scala au nord, décrites par GOGUEL (1955, 1958), GOGUEL & ELLENBERGER

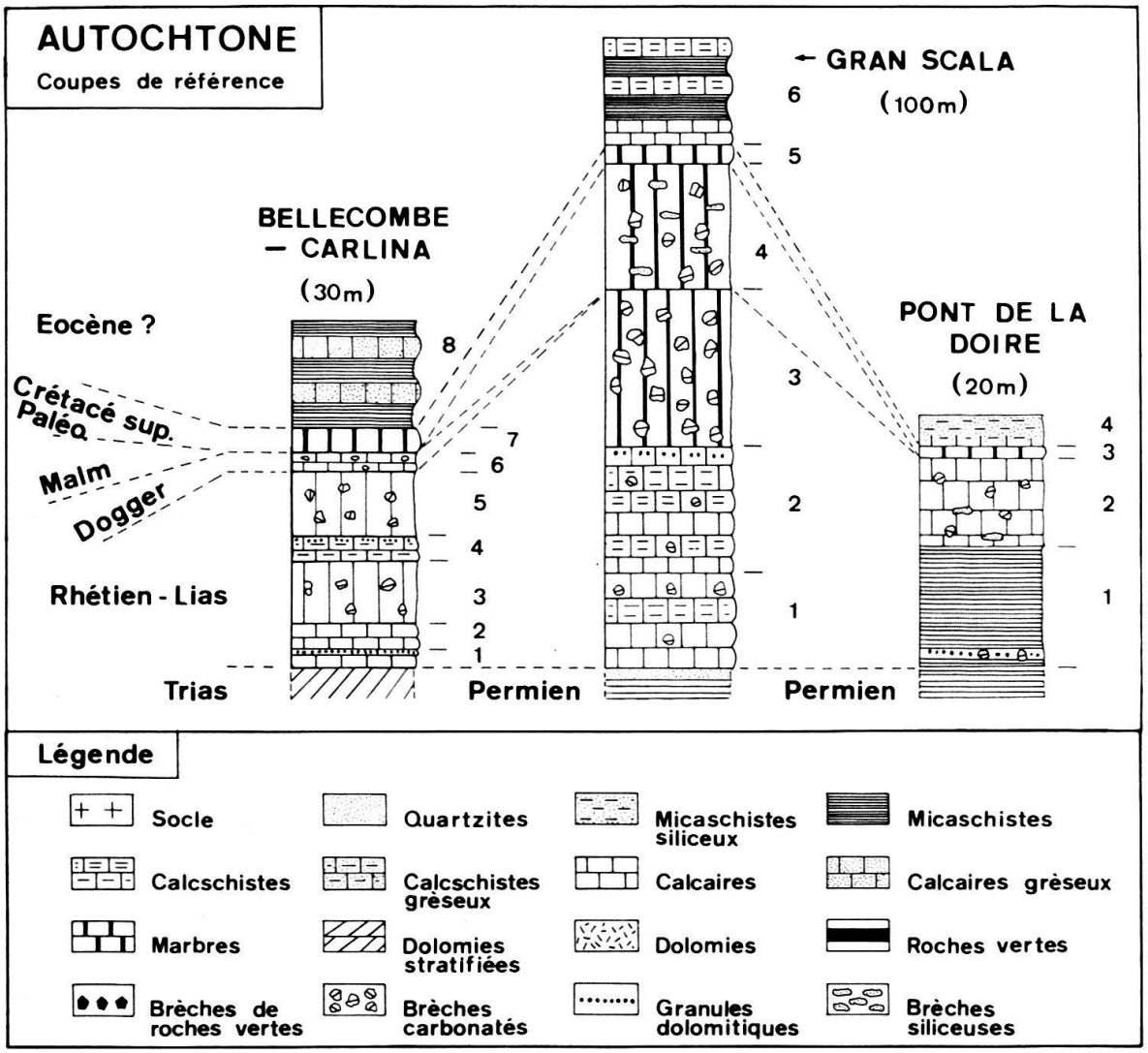


Fig. 2. Coupes de référence dans la couverture mésozoïque autochtone du pourtour du massif d'Ambin (les numéros indiqués le long des colonnes lithologiques renvoient au texte). Les attributions stratigraphiques sont tirées de CARON & GAY (1977).

(1952), GOGUEL & LAFFITTE (1952), reprises par CARON & GAY (1977), et celle du Pont de la Doire au sud également signalée par ces derniers auteurs.

La série de Bellecombe–Carlina située au nord-ouest du massif est la seule connue où, sur les quartzites du Werfénien est représenté le Trias carbonaté à faciès briançonnais. Le contact entre ces dolomies triasiques massives en bancs métriques et la couverture carbonatée post-triasique a toujours été interprété comme concordant par l'ensemble des auteurs précédents.

La série du Pont de la Doire située au sud du massif repose en contact direct sur les formations siliceuses anté-triasiques. Bien que moins typique par ses faciès, elle est attribuée à la couverture post-triasique en raison de la présence de lits de galets dolomitiques ocres.

La série de Gran-Scala située au nord du massif, constitue une série de référence en raison de la similitude des lithologies que l'on y observe avec la série de Bellecombe–Carlina. Son autochtonie a toutefois été récemment mise en doute par SIDDANS & OUAZZANI (1984) sur la base d'arguments structuraux. De plus, son épaisseur relativement importante, et l'abondance des apports détritiques qu'elle enregistre constituent également des arguments sédimentologiques dans le même sens: appartenance au groupe des séries parautochtones plutôt qu'aux séries strictement autochtones; cette interprétation ne remet pas en cause les attributions stratigraphiques proposées précédemment.

C'est à partir des deux coupes du nord du massif (Bellecombe–Carlina et Gran-Scala), qu'une série type subdivisée en quatre ensembles a été établie par CARON & GAY (1977).

— *L'ensemble carbonaté inférieur ou brèche grise* est formé de calcaires gréseux et phylliteux noirs, souvent bréchiques, rapportés au Rhétien et au Lias (niveaux 1 à 5 de Bellecombe–Carlina, 1 à 3 de Gran-Scala, 2? du Pont de la Doire).

— *L'ensemble carbonaté intermédiaire* est visible uniquement à Bellecombe (niveau 6); il comprend des calcaires noirs à lits microbréchiques roux. Compte tenu de sa position, il pourrait s'agir du Lias supérieur et/ou du Dogger.

— *L'ensemble carbonaté supérieur* comporte deux termes successifs, des marbres et brèches blancs attribués au Malm par analogie avec le marbre de Guillestre, puis des marbres chloriteux peu épais évoquant le Crétacé supérieur–Paléocène du domaine briançonnais. La présence de croûtes (hardgrounds) à plusieurs niveaux renforce les analogies proposées par comparaison avec les travaux de BOURBON (1980) en Briançonnais. Cet ensemble est représenté par les niveaux 7 à Bellecombe, 4 et 5 à Gran-Scala, 3 au Pont de la Doire.

— *L'ensemble schisto-gréseux terminal* est formé d'une association assez confuse de schistes et de calcschistes noirs et de grès plus ou moins carbonatés verts. Il pourrait être analogue aux schistes de Pralognan représentant l'Eocène de Vanoise. Cet ensemble est représenté par les niveaux 8 à Bellecombe, 6 à Gran-Scala, 4 au Pont de la Doire. Ces trois coupes montrent bien les caractéristiques de la série carbonatée post-triasique du pourtour du massif d'Ambin. Il s'agit de séries condensées, reposant en apparente concordance sur différents termes de l'autochtone. Ces séries sont riches en éléments bréchiques siliceux et dolomitiques pluricentimétriques et sont recouvertes en contact anormal par les Schistes lustrés.

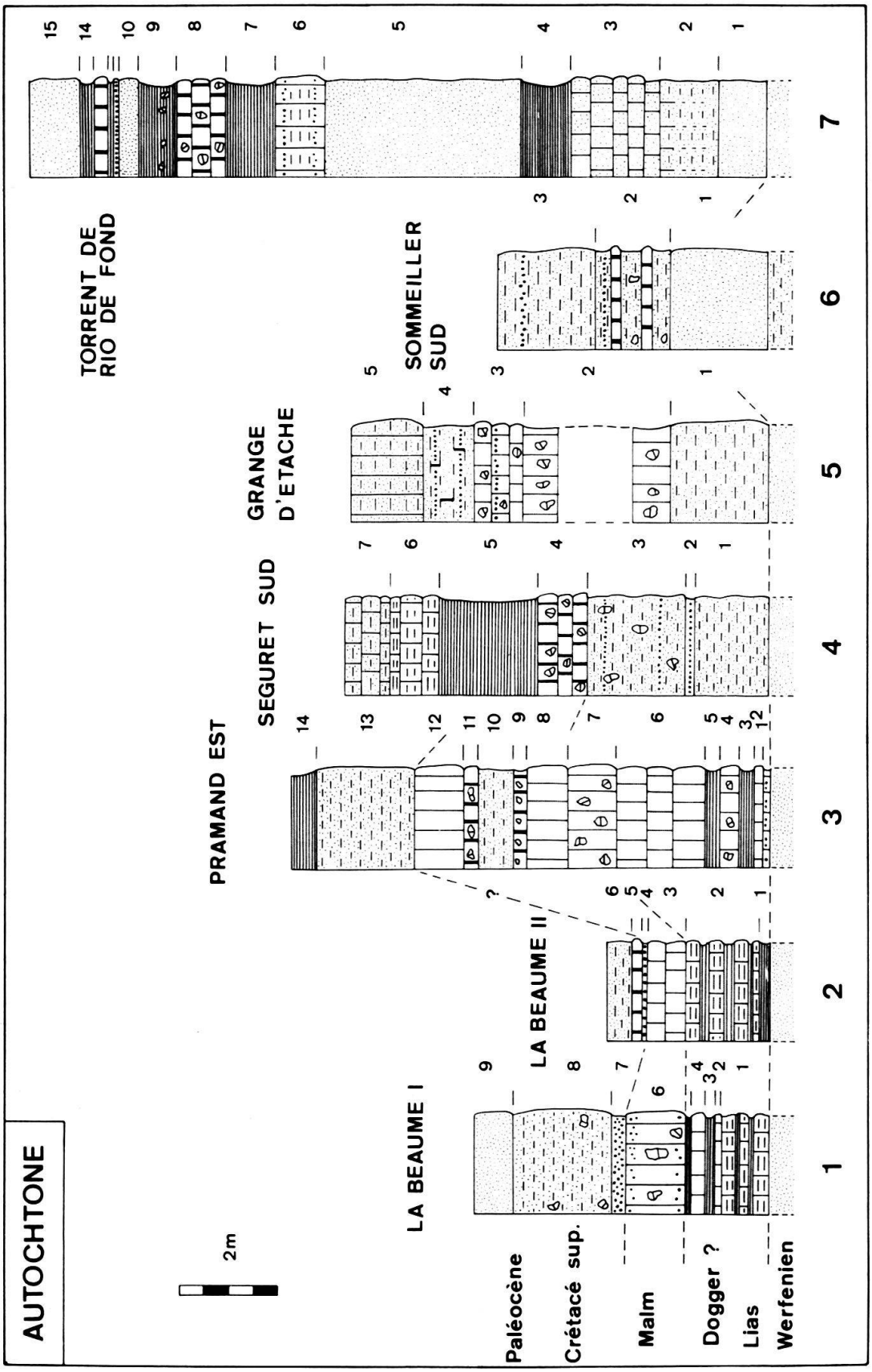


Fig. 3. Coupes dans la couverture mésozoïque autochtone du massif d'Ambin. Les attributions stratigraphiques proposées sont hypothétiques et reposent uniquement sur des comparaisons avec des séries voisines mieux connues.

b) Les coupes au sud-ouest du massif d'Ambin

Sept autres coupes levées sur la bordure sud-ouest du massif (numérotées de 1 à 7, fig. 1) reposant toutes en concordance apparente avec les termes anté-triasiques du tégument siliceux, complètent et précisent la description de la couverture normale du massif d'Ambin (fig. 3).

Les coupes de La Beaume I et II (1, 2, fig. 1 et 3): Dans la vallée de la Doire, à la base du versant sud, sur les grandes dalles quartzitiques blanches du Werfénien, subsistent en placages quelques affleurements de la couverture carbonatée mésozoïque autochtone, déjà signalés par CARON & GAY (1977).

Trois des quatre ensembles définis à Bellecombe–Carlina peuvent être retrouvés.

— L'ensemble inférieur (niveaux 1 à 5 La Beaume I; 1 et 2 La Beaume II) est à dominante calcschisteuse, mais comporte également quelques bancs calcaires; il est souvent riche en apports détritiques siliceux (niveau I La Beaume I). Les éléments détritiques dolomitiques, peu abondants, se présentent sous forme soit de pellicules d'arénite dolomitique ocre, soit de fragments bréchiques centimétriques.
— L'ensemble carbonaté supérieur (niveaux 6 La Beaume I; 3, 4, 5 La Beaume II) comprend un seul banc de calcaire massif sombre s'éclaircissant vers le sommet à La Beaume I; ce banc contient quelques rares éléments de brèche dolomitique claire (1 à 30 cm). A La Beaume II, il est formé par deux bancs calcaires massifs blancs et par un banc sporadique de marbres chloriteux (0,2 m).
— L'ensemble terminal (niveaux 7, 8, 9 La Beaume I; 6 La Beaume II) est constitué d'une épaisse formation siliceuse et micacée dont la transition avec l'ensemble carbonaté supérieur s'effectue progressivement mais rapidement. Cet ensemble peut comporter des quartzites micacés (La Beaume I niveau 9) difficiles à distinguer des quartzites werféniens (faciès reconstitués, LEMOINE 1961, 1967).

Si l'existence, dans ces deux coupes, des ensembles et même de niveaux équivalents à ceux définis à Gran-Scala et à Bellecombe paraît probable, la position exacte des limites lithostratigraphiques est en revanche problématique. L'attribution au Malm d'une partie au moins du niveau 6 de La Beaume I et du niveau 3 de La Beaume II semble plausible, le niveau 4 de La Beaume II représenterait les marbres chloriteux du Crétacé supérieur–Paléocène. Les micaschistes siliceux et quartzites de l'ensemble terminal constitueraient alors – si on écarte l'hypothèse d'un redoublement tectonique – une partie du Crétacé supérieur–Paléocène analogue au mélange des lithologies interstratifiées décrit plus au nord, au col de la Bailletta en Vanoise par SIDDANS (sous presse).

Les coupes de Pramand Est et Séguret Sud (3 et 4, fig. 1 et 3): La coupe de Pramand Est est localisée sous la barre dolomitique du sommet de même nom, à hauteur du dernier lacet de la route militaire avant le col. Celle de Séguret Sud a été levée sous la barre dolomitique de ce sommet à 2250 m d'altitude, juste au-dessus du col du Pramand. Les deux coupes reposent en apparente concordance sur des quartzites micacés blanc et vert attribués au Werfénien (GAY 1971).

Dans ces deux coupes, des récurrences de niveaux siliceux et phylliteux rendent difficile l'individualisation précise des ensembles définis sur les coupes de référence. Néanmoins, on retrouve la même évolution que précédemment pour le ciment de la roche qui passe, d'une dominante siliceuse à une dominante carbonatée pour finir dans une dominante siliceuse et phylliteuse interprétée comme un faciès reconstitué pour la coupe de Pramand Est (niveau 13).

Dans ce contexte, le niveau 9 de la coupe de Pramand Est, formé par des calcaires fluidaux massifs blancs comportant au sommet un lit d'éléments détritiques dolomitiques clairs, représenterait le Malm et serait équivalent au niveau 4 de la coupe du Séguret.

Dans ce cas-là, et toujours si l'on admet l'absence probable de redoublements tectoniques, le niveau 10 de la coupe de Pramand Est constituerait alors une récurrence détritique siliceuse dans le Jurassique supérieur. Le niveau sommital de la coupe de Séguret, formé de calcschistes gréseux et phylliteux est ici plus carbonaté que son équivalent schisto-gréseux terminal dans les autres coupes.

Les coupes de Grange d'Etache, Sommeiller Sud, Torrent de Rio de fond (5, 6, 7; fig. 1 et 3): La coupe de Grange d'Etache est localisée à 2380 m d'altitude dans le lit du torrent qui descend du col d'Etache vers le sud, au dos des quartzites formant le pli de la Rognosa d'Etache. La coupe de Sommeiller Sud est située à la base du versant sud de la pointe de Sommeiller à 3060 m d'altitude. La coupe du Torrent de Rio de Fond débute à 2500 m d'altitude dans le torrent du même nom et monte en rive gauche vers la route du col de Sommeiller.

Ces trois coupes sont typiques de l'aspect de la série mésozoïque autochtone de la partie centrale du massif d'Ambin. En effet, le détritisme siliceux y est très important, visible dans pratiquement tous les niveaux. Ainsi dans la série de Grange d'Etache seul le niveau 3, formé de trois bancs carbonatés à ciment clair, à éléments détritiques dolomitiques gris et à lits de granules dolomitiques ocres, est dépourvu d'éléments détritiques siliceux. La série de Sommeiller Sud, si elle est complète, peut se résumer presque entièrement à des faciès siliceux reconstitués, les minces filets de calcaires marmoréens blancs du niveau 2 associés à quelques accidents dolomitiques, pourraient alors constituer le Jurassique supérieur. La série du Torrent de Rio de Fond est formée d'une alternance de micaschistes siliceux, de calcaires gréseux, de quartzites, de calcaires marmoréens rubannés blancs et noirs riches en éléments détritiques dolomitiques centimétriques à décimétriques et de micaschistes siliceux, de calcaires gréseux, de quartzites, de calcaires marmoréens rubannés blancs et noirs riches en éléments détritiques dolomitiques centimétriques à décimétriques et de micaschistes sombres. Les nombreuses récurrences de faciès, ainsi que la difficulté de suivre latéralement les niveaux, même au sein d'un affleurement rendent les attributions stratigraphiques précaires en l'absence d'arguments paléontologiques.

c) Caractéristiques de la couverture mésozoïque autochtone du massif d'Ambin

Excepté à Bellecombe–Carlina au nord, la couverture mésozoïque autochtone du massif d'Ambin ne comporte pas de Trias calcaréo-dolomitique, et les termes post-triasiques reposent en concordance apparente sur des termes variés du substratum siliceux autochtone. Les coupes relevées dans les différents lambeaux de cette couverture autochtone, variées dans le détail (Caron & Gay 1977; Allenbach 1982), présentent en commun les caractères lithologiques suivants.

— Epaisseur faible, 1–15 m pour tout le Mésozoïque.
— Richesse en éléments détritiques dolomitiques et en faciès siliceux reconstitués.
— Ciment siliceux et carbonaté à la base, carbonaté dans les termes médians, siliceux et phylliteux au sommet.

A la suite des travaux précédents, on admettra que le sommet de la série comprend le Malm (brèches blanches au nord du massif, calcaires marmoréens d'épaisseur en général inférieure au mètre pour le reste du massif) et le Crétacé supérieur–Paléocène représenté par le banc sporadique des marbres chloriteux. Par analogie avec les faciès du col de la Bailletta et les descriptions de Ellenberger (1958) en Vanoise, on attribuera également

les niveaux sommitaux quartzitiques et micacés, parfois carbonatés, au Crétacé–Paléocène plutôt qu'à l'Eocène qui paraît absent de la couverture mésozoïque du versant sud. L'ensemble carbonaté rapporté au Malm repose sur des termes lithologiques variés: ensembles carbonatés inférieur et intermédiaire au nord, calcschistes variés et faciès reconstitués au sud. Ces derniers faciès pourraient ainsi représenter tout ou partie du Jurassique inférieur et moyen.

2. *Les séries parautochtones*

Une ceinture de dolomies, de quartzites et de micaschistes sépare cartographiquement la bordure sud-ouest du massif d'Ambin et les Schistes lustrés environnants (fig. 9). Ces termes ont été attribués tantôt à la couverture normale du massif (GAY 1971; GOGUEL & ELLENBERGER 1952; GOGUEL & LAFFITTE 1952); tantôt à un faisceau d'écailles parautochtones (LORENZONI 1965).

En fait, on peut montrer dans de nombreux cas que les dolomies et les quartzites sont des blocs déca- à hectométriques emballés dans des calcaires, eux-mêmes riches en

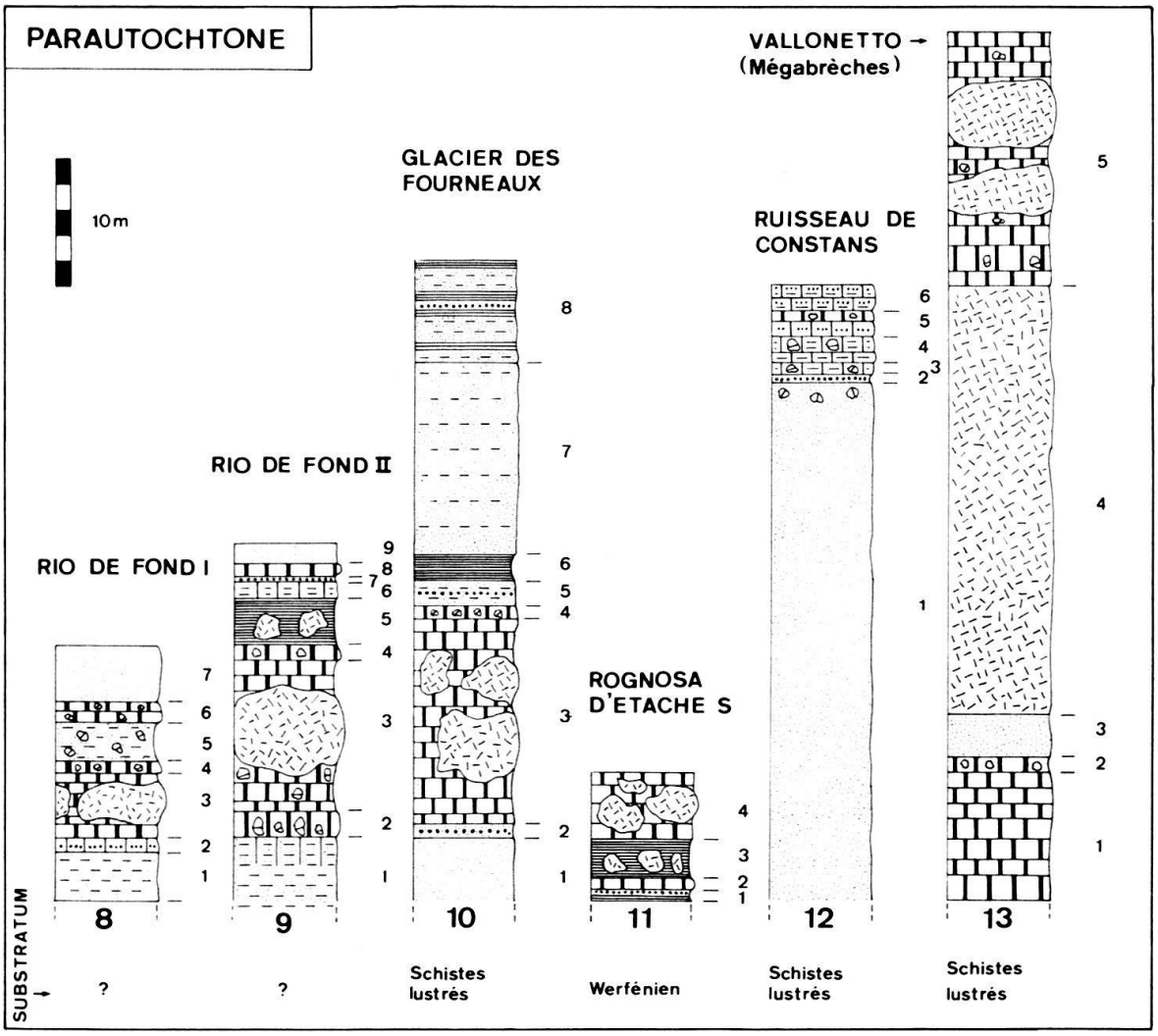


Fig. 4. Coupes dans les séries parautochtones (s.l.).

brèches dolomitiques. Quand aux micaschistes, on y observe des éléments et des lits d'arénite dolomitique qui attestent leur origine détritique. A partir d'une cartographie détaillée et des variations lithologiques observées sur le terrain, ces différents termes détritiques ont été regroupés en deux séries bréchiques parautochtones.

a) La série parautochtone (s.s.)

Cinq coupes représentatives de cette série sont numérotées de 8 à 12 (fig. 1 et 4). Les quatre premières ont été levées dans les affleurements situés dans le grand cirque de Rio de Fond et de La Balma, entre les sommets de la Rognosa d'Etache et du Sommeiller au nord et de la crête des Fourneaux au sud. La dernière a été levée sur le versant sud à 1520 m d'altitude en rive gauche du ruisseau de Constans.

La série parautochtone possède une indéniable parenté lithologique avec la couverture autochtone du massif d'Ambin, à la fois par le caractère condensé de sa sédimentation (20–50 m d'épaisseur) et par l'importance des apports détritiques que l'on y observe (brèches dolomitiques et éléments détritiques siliceux). Mais la série parautochtone possède également ses caractères lithologiques propres.

— La grande taille des éléments bréchiques dolomitiques souvent métriques (niveau 5 Rio de Fond II, 3 glacier des Fourneaux, 3 et 4 Rognosa d'Etache Sud) qui peuvent atteindre une taille décamétrique.
— La présence à plusieurs niveaux dans chaque coupe, et quelque soit le fond de sédimentation, des éléments détritiques dolomitiques. Ainsi, il est fréquent d'observer de grosses brèches dolomitiques emballées dans des micaschistes sombres (niveaux 5 Rio de Fond, 3 Rognosa d'Etache Sud); de même les faciès siliceux reconstitués, souvent récurrents dans les séries contiennent fréquemment des éléments dolomitiques centimétriques à décimétriques (niveaux 2 et 5 Rio de Fond I; 2, 5, 8 glacier des Fourneaux; 1 ruisseau de Constans).
— Les récurrences stratigraphiques de faciès et de séquences identiques.
— Le faciès des quartzites souvent lités, pour lequel deux hypothèses sont envisagées. Soit il s'agit de formations reconstituées dont le mimétisme avec le Werfénien est particulièrement marquant, soit il s'agit de blocs bréchiques plurimétriques à pluridécamétriques.
— L'importance des niveaux schisteux sombres qui forment localement la matrice des gros blocs dolomitiques.

Tous les lambeaux de la série parautochtone observés constituent des écailles tectoniques et sont situés dans la zone des grands contacts anormaux entre les Schistes lustrés et l'autochtone. Les attributions stratigraphiques restent très problématiques malgré la ressemblance de certains faciès avec ceux de la série autochtone sous-jacente. Les marbres spathiques rubanés noirs et gris qui forment souvent la matrice de grosses décharges dolomitiques sont analogues à ceux que décrit ELLENBERGER (1958) dans le Lias inférieur de Vanoise. Les marbres clairs à éléments dolomitiques variés évoquent le Malm, par comparaison avec la brèche blanche de Gran-Scala. La présence de termes attribuables au Crétacé supérieur–Paléocène reste conjecturale. Il est de plus extrêmement difficile de préciser la polarité des coupes décrites.

b) La série à mégabrèches

D'importantes masses calcaréo-dolomitiques arment les escarpements du versant sud du massif d'Ambin. Elles constituent les falaises de la Cima del Vallonetto, du Séguret et

du Pramand. Cet ensemble calcaréo-dolomitique a été interprété par LORENZONI (1965) ET GAY (1971) comme représentant le Trias moyen carbonaté autochtone. Cependant deux critères principaux permettent de proposer une nouvelle interprétation quant à leur âge et leur origine. D'une part cet ensemble repose soit sur les écailles parautochtones décrites ci-dessus, soit sur la série bréchique autochtone, soit directement sur le Permien, soit même sur des Schistes lustrés (fig. 9 et 21). D'autre part dans ces dolomies sont insérées des lames décamétriques de quartzites (niveau 3 Vallonetto) qui traduisent des apports détritiques siliceux. On propose donc qu'il ne s'agisse ni d'une série autochtone, ni de Trias, mais que cet ensemble chaotique représente une série à mégabrèches, comparable à ce qui a déjà été décrit aux frontières entre domaines briançonnais et piémontais (LEMOINE 1961, 1967; CARON 1969, 1971; WEIDMANN 1972). L'absence quasi complète de matrice pélagique entre les blocs bréchiques ne permet pas d'y reconnaître pour le moment une logique lithostratigraphique interne; aussi la colonne lithologique proposée pour cette série (Vallonetto, numéro 13) n'est qu'indicative: aucune polarité n'a pu être établie à la Cima del Vallonetto, une tectonique intense (boudinages, plis?) y affectant les différents termes.

3. Interprétation des séries bréchiques

L'une des principales caractéristiques sédimentologiques des séries autochtone et parautochtone est la coexistence de brèches essentiellement dolomitiques et de faciès reconstitués siliceux et phylliteux; les problèmes posés par ce type de formations ont déjà été envisagés (LEMOINE 1967).

Les brèches à matériel carbonaté sont composées de granules dolomitiques millimétriques et de fragments anguleux rarement classés: centimétriques et décimétriques dans la série autochtone, jusqu'à décamétriques dans la série parautochtone (s.s.), probablement jusqu'à plurihectométriques dans la série à mégabrèches. A la suite de LEMOINE (1961, 1967) et de BOURBON (1980), ces éléments sont interprétés comme le produit du démantèlement de la plate-forme carbonatée triasique de la bordure interne du briançonnais. Sauf à Bellecombe (c'est-à-dire sur le versant nord du massif), le Trias carbonaté n'existe d'ailleurs plus sur le massif d'Ambin, et les termes post-triasiques y sont directement transgressifs sur le soubassement siliceux. On peut donc penser que c'est l'ablation de ce Trias dolomitique qui a alimenté en brèches carbonatées les séries autochtone et parautochtone.

Les faciès reconstitués sont des formations qui tendent à mimer la formation d'origine des éléments détritiques qui les constituent. Ils sont très abondants dans les séries autochtone et parautochtone, et d'une manière générale fréquents en domaine ultrabriançonnais (LEMOINE 1967; CARON 1971; LEFÈVRE 1982) et sporadiques en domaine briançonnais (BOURBON 1980). Ce dernier auteur a défini leurs conditions de dépôts comme suit: «Les éléments détritiques doivent provenir d'une seule formation à laquelle la formation détritique déposée ressemblera peu ou prou. Cette condition nécessite des écroulements de reliefs localisés, et un transport bref qui ne permettra aucune ‹pollution› par un autre matériel détritique. La sédimentation sur l'aire de dépôt doit être lente pour éviter tout mélange avec le sédiment pélagique autochtone.» Pour le massif d'Ambin, ces faciès reconstitués sont évidemment issus de l'ablation partielle ou totale du Werfénien et parfois d'une partie du Permien.

L'association dans un sédiment pélagique d'importance variable des brèches à éléments dolomitiques et de faciès reconstitués dans les séries autochtone et parautochtone est interprétée, à la suite de BOURBON (1980) comme le résultat de l'écroulement de reliefs sous-marins (escarpements de failles), suivi d'un transport court des éléments terrigènes, ceci nécessite encore un éloignement réduit de la zone d'ablation.

Par ailleurs, l'existence des brèches chaotiques dans la série à mégabrèches et dans les séries piémontaises externes (ALLENBACH & CARON 1984a) implique un transport plus lointain des blocs hectométriques (HSÜ 1983; MC ILLREATH & JAMES 1979). Une telle répartition granulométrique d'éléments détritiques carbonatés est compatible avec un

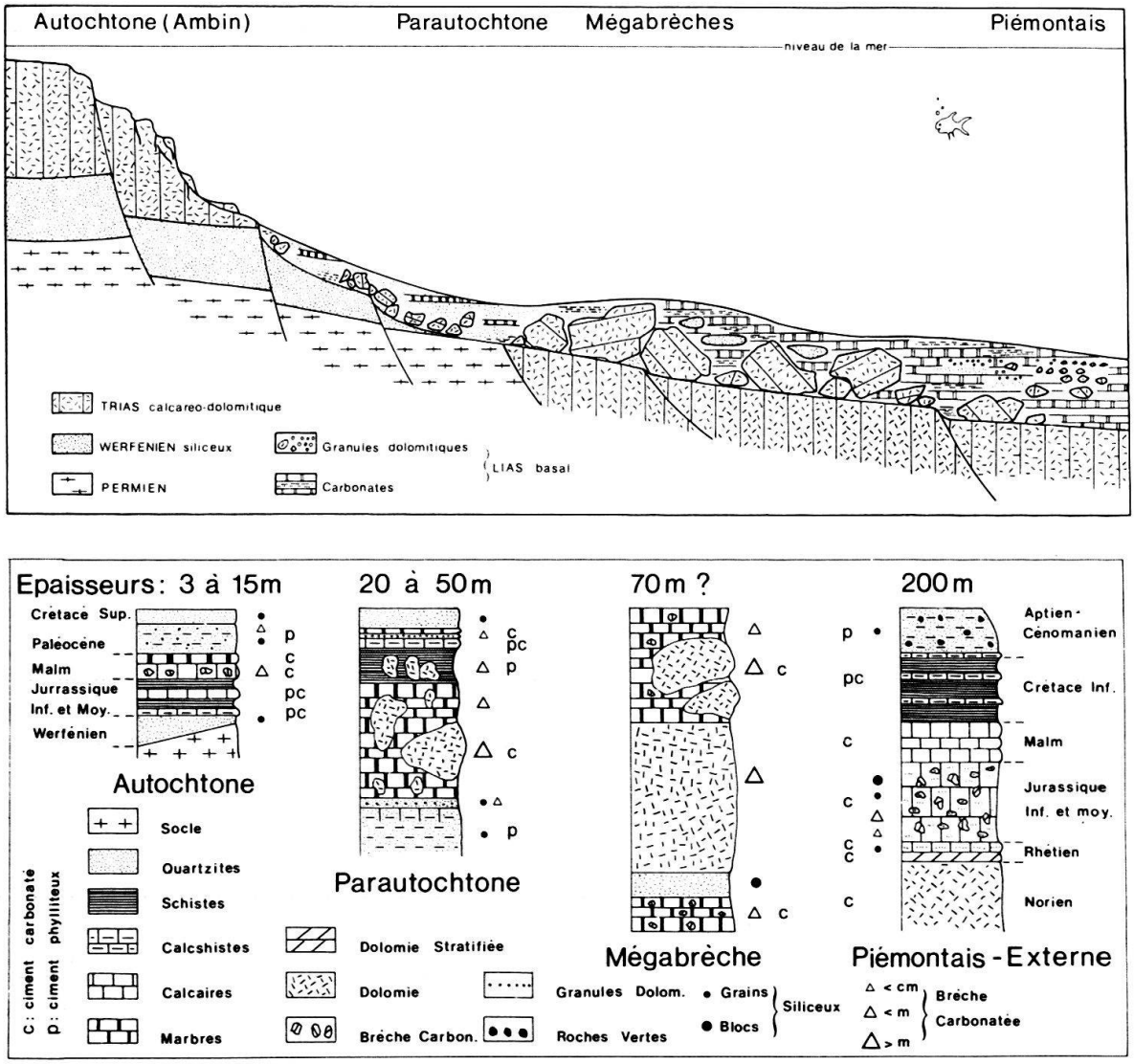


Fig. 5. *Haut:* Représentation schématique de la limite Briançonnais–Piémontais au niveau du massif d'Ambin lors du passage Trias–Jurassique inférieur. Echelle horizontale: Quelques dizaines de kilomètres. Exagération verticale importante. La géométrie des failles est hypothétique. La répartition envisagée des séries bréchiques s'appuie sur une interprétation des faciès dans un modèle de «carbonates de pentes» de type «by-pass margin» (MC ILREATH & JAMES 1979).

Bas: Répartition des séries types décrites montrant la transition entre domaine ultrabriançonnais et domaine piémontais (les attributions stratigraphiques proposées par comparaison avec les régions voisines sont hypothétiques).

modèle de marge à pente forte de type «by-pass margin» (MC ILLREATH & JAMES 1979). Dans un tel type de marge les brèches proximales sont peu épaisses et les éléments de petite taille y sont abondants; les blocs de grande taille, transportés sous forme d'olistolites, par l'action de la gravité, se sédimentent dans la partie distale de la marge.

Ainsi la distinction de trois séries bréchiques (autochtone, parautochtone (s.s.) et à mégabrèches) permet de préciser la transition paléogéographique entre les domaines briançonnais et piémontais au niveau du massif d'Ambin (fig. 5). Une telle paléogéographie s'inscrit dans les Alpes occidentales dans le cadre de l'épisode de rifting associé à l'ouverture de la Téthys (ARGYRIADIS et al. 1980; BERNOULLI & LEMOINE 1980). L'effondrement de la bordure ultrabriançonnaise serait ici précoce et contemporain de celui de la zone piémontaise au début du Jurassique (TRÜMPY 1983) pour progresser ensuite vers des domaines plus externes au Callovien en domaine briançonnais (s.s.) (BOURBON 1980). Un problème subsiste néanmoins, concernant le substratum originel de la série à mégabrèches. La première hypothèse proposée (ALLENBACH 1982; ALLENBACH & CARON 1984a) faisait reposer directement la série à mégabrèches sur un socle érodé; cette solution n'est pas très satisfaisante car apparemment contradictoire d'un point de vue sédimentologique. Une deuxième hypothèse consiste à faire reposer la série à mégabrèches sur une série triasique normale, il se pose alors la question du devenir de ce substratum triasique lors du charriage alpin. Il est peut-être possible que la série à mégabrèches observée soit en fait mixte, composée à la fois de la série à mégabrèches sensu stricto, mais aussi de fragments de son substratum triasique originel, lui conférant une signification actuelle de mélange tectonique.

Dès 1957, DEBELMAS & LEMOINE définissaient sur la bordure interne du domaine briançonnais, la zone d'Acceglio, comme un domaine paléogéographique particulier. Les travaux entrepris dans ces régions par MICHARD (1958, 1959, 1967), LEBLANC (1962), LEFÈVRE (1965), SCHUMACHER (1972), LEFÈVRE & MICHARD (1976), sont récapitulés par LEFÈVRE (1982), qui distingue entre le domaine piémontais et le domaine briançonnais (s.s.) une trentaine d'écailles; celles-ci comprennent tout ou partie du tégument siliceux stéphano-permien à werfénien, du faisceau carbonaté triasique et de la couverture essentiellement carbonatée post-triasique. Toutes ces écailles sont regroupées en trois nappes qui sont de la plus externe vers la plus interne: la nappe briançonnaise interne, la nappe ultrabriançonnaise de type intermédiaire et la nappe ultrabriançonnaise de type Acceglio, caractérisées par une augmentation de l'érosion post-norienne à fini bathonienne, l'importance des lacunes augmentant vers les nappes les plus internes.

Si la couverture autochtone du massif d'Ambin, en raison de l'absence de tout le Trias, est bien à rattacher dans la classification de LEFÈVRE à l'ultrabriançonnais de type Acceglio, la présence probable de Jurassique inférieur (et moyen?) bréchique comparable à la base des séries de type Val d'Isère–Ambin (ELLENBERGER 1958; CARON & GAY 1977) et à la base de certaines séries de Schistes lustrés de type piémontais externe (CARON & GAY 1977; ALLENBACH & CARON 1984a) constitue toutefois une particularité de la marge briançonnaise au niveau du massif d'Ambin. De plus, sur cette transversale des Alpes cottiennes septentrionales, les Schistes lustrés piémontais externes constituent, pour partie au moins, un allochtone proche et non pas lointain comme cela est proposé par LEFÈVRE & MICHARD (1976) et LEFÈVRE (1982) dans le cas des Alpes cottiennes méridionales.

B. Les séries piémontaises

Sur la bordure sud-ouest du massif d'Ambin, les Schistes lustrés rétrodéversés vers le nord-est reposent en contact anormal sur différents termes de l'autochtone ou sur les séries bréchiques parautochtones. Ces Schistes lustrés, composés essentiellement de faciès calcschisteux, sont pauvres en niveaux repères et en roches vertes et n'ont été que peu étudiés jusqu'à présent (LORENZONI 1965; GAY 1971). La distinction proposée entre les

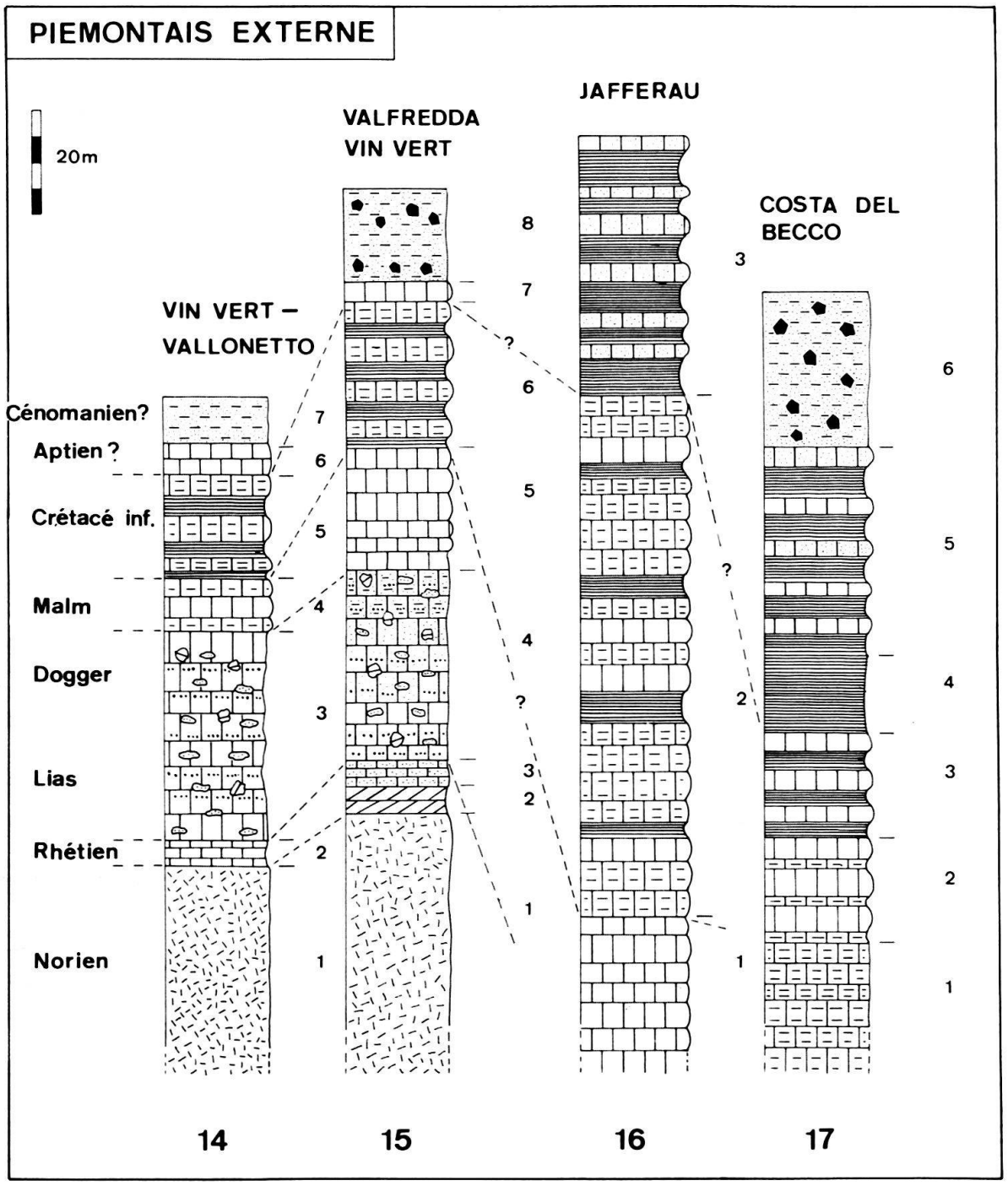


Fig. 6. Coupes dans les séries piémontaises externes (les attributions stratigraphiques proposées par comparaison avec les Alpes cottiennes sont hypothétiques).

séries infra-ophiolitiques à substratum sialique (séries piémontaises externes) et les séries à substratum ophiolitique présumé (séries liguro-piémontaises) (CARON 1977) s'appuie sur les travaux effectués dans les régions méridionales voisines (LEMOINE 1963; SCHUMACHER 1972; CARON 1977; BOURBON et al. 1979; TRICART 1980).

1. Les séries piémontaises externes

Deux types de séries piémontaises externes ont été différenciées: d'une part la série de Valfredda–Vin Vert, présentée d'après les coupes de Vin Vert–Vallonetto (14) et Valfredda–Vin Vert (15) (fig. 1 et 6), d'autre part la série du Jafferau, présentée d'après les coupes du Jafferau (16) et de Costa Del Becco (17) (fig. 1 et 6).

a) La série de Valfredda–Vin Vert

La coupe de la crête Vin Vert–Vallonetto a déjà été décrite par CARON (1977) et CARON & GAY (1977). Elle est localisée sur la crête qui joint la Cima del Vallonetto au Vin Vert, au sud-ouest d'une altitude de 2850 m environ, où une masse de dolomies massives forme un escarpement bien visible. Ces dolomies à cachet norien qui forment la base de la série, reposent en contact anormal par leur semelle cargneulisée sur une autre série de Schistes lustrés à affinité liguro-piémontaise; une bréchification tectonique accentue l'hétérogénéité initiale due aux brèches intraformationnelles. Cette série dépassant 120 m d'épaisseur apparente est subdivisée de la manière suivante:

(1) Des dolomies massives ocres bréchifiées et cargneulisées (30 m).
(2) Des calcaires noirs en bancs décimétriques (à lumachelles?) (5 m).
(3) Des calcaires noirs à lits siliceux et à blocs de quartzites plurimétriques associés à des brèches dolomitiques (éléments centimétriques à plurimétriques) (40 m).
(4) Des calcaires grèseux et phylliteux à éléments millimétriques à centimétriques de dolomie ocre (10 m).
(5) Des calcschistes cariés bleu sombre avec quelques interlits plus schisteux et siliceux (20 m).
(6) Des calcaires «blonds» relativement laminés sur cette coupe (5 m).
(7) Des micaschistes siliceux (? m).

La coupe de Valfredda–Vin Vert affleure pratiquement en continu entre la ferme du vallon Valfredda et le collet situé quelques centaines de mètres au nord du Vin Vert. Cette coupe est sans doute la plus représentative des séries piémontaises externes observées sur le massif d'Ambin. La série débute par une épaisse formation dolomitique à cachet norien constituant des escarpements en rive gauche du ruisseau de Valfredda et repose en contact anormal sur d'autres séries de Schistes lustrés; d'une épaisseur supérieure à 200 m elle comporte les niveaux suivants:

(1) Des dolomies grises massives à litage peu apparent (50 m).
(2) Des dolomies grises à noires plus cristallines en bancs pluridécimétriques (5 m).
(3) Plusieurs bancs calcaréo-dolomitiques noirs à lits de quartzites (5 m).
(4) Des brèches polygéniques dont les éléments décimétriques à pluridécimétriques de quartzites blanc et vert et de dolomie grise sont pris dans une matrice carbonatée (celle-ci peut être composée en totalité de granules dolomitiques ocres); le sommet de ce niveau est formé d'une alternance de niveaux dolomitiques en granules et de quartzites phylliteux (40 m).
(5) Des calcaires sombres puis clairs à patine blanche (20 m).
(6) Une alternance de calcschistes beiges en bancs métriques et de schistes bleus (30 m).
(7) Un banc de calcaires clairs (1 m).
(8) Des micaschistes siliceux riches en lentilles de quartz, voire parfois de véritables quartzites, alternant avec des passées discontinues peu épaisses de roches vertes (pluridécimétriques) (20 m).

Ces deux coupes montrent une succession de dominantes lithologiques maintenant bien connues dans les séries du domaine piémontais externe (FRANCHI 1911; LEMOINE 1971; CARON 1977; BOURBON et al. 1979). Les différents termes de cette série débutant par des dolomies triasiques à faciès «Hauptdolomit» s'étageraient du Trias supérieur au début du Crétacé supérieur. Toutefois, ce type de série piémontaise externe se singularise ici par la présence de brèches à tous les niveaux. En particulier, des éléments décimétriques à décamétriques de dolomie et de quartzites sont présents dès les termes attribués au Lias inférieur. De telles brèches peuvent devenir latéralement encore plus importantes, certains blocs dolomitiques et quartzitiques dépassant l'hectomètre, il est alors difficile de décider si les dolomies basales représentent le substratum norien de la série ou d'énormes blocs bréchiques.

On retrouve ainsi, en domaine piémontais externe, le prolongement de l'influence du détritisme dolomitique au Jurassique inférieur et moyen, dont l'origine des éléments, pour partie au moins, est à chercher dans le domaine ultrabriançonnais. Il s'agirait des parties distales de ces apports détritiques au contrebas de la marge.

b) La série du Jafferau

La coupe du versant sud du Jafferau a été levée entre le Fort de Foens sur la route militaire et s'achève au sommet du Jafferau. Cette série, plus monotone, est plus mal connue que la série de Valfredda–Vin Vert. En effet, elle ne comprend pas de niveau repère bien marqué et les transitions entre les différents faciès calcaires et schisteux se font progressivement. En l'absence de ces niveaux repères il est difficile de reconnaître à coup sûr les redoublements tectoniques; aussi la série proposée n'est à considérer que comme une ébauche de lithostratigraphie. Cette série repose au Jafferau en contact anormal sur la série du Rocher de l'Aigle; d'épaisseur supérieure à 250 m, elle comprend trois grands ensembles.

(1) Des calcaires «blonds» gris clair à beige clair en patine, gris à noirs en cassure ont leur litage souligné par des rubans gréso-phylliteux; l'épaisseur des bancs varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (100–150 m).
(2) Une alternance de calcaires et de schistes ou de calcschistes dont le litage en grand est assez confus; l'ensemble est moins massif que les calcaires «blonds» de la base; les calcschistes sont formés d'une fine alternance millimétrique de lits carbonatés et de lits micacés gris à noirs brillants; les calcaires bleus ou blancs à patine jaunâtre comprennent des niveaux noirs plus siliceux (100 m).
(3) Une alternance de schistes noirs et bleus et de grès carbonatés roux; l'ensemble de la formation est riche en filons de quartz (20–50 m).

La coupe de Costa del Becco a été levée sur la crête du même nom entre 2600 et 2700 m en versant nord. Elle repose en contact anormal sur une série de type Rocher de l'Aigle à l'est. La succession de dominantes observées paraît ici plus complète que dans la coupe du Jafferau.

(1) Des calcschistes et micaschistes carbonatés à patine claire localement plus massifs lorsque le ciment carbonaté est plus abondant (40 m).
(2) Des calcaires massifs granuleux à patine blonde ou rousse à cassure sombre, en bancs métriques séparés par de minces interlits calcschisteux (30 m).
(3) Une alternance de calcaires sombres et de schistes de couleur bleu clair passant progressivement au niveau suivant (20 m).
(4) Des schistes bleu clair en petites plaquettes (15 m).

(5) Une alternance de schistes glaucophanitiques et de calcaires sombres, localement rouges et gréseux s'enrichissant en niveaux de micaschistes siliceux vers le sommet (40 m).
(6) Une masse de micaschistes siliceux riches en exsudations de quartz emballant quelques blocs de métabasites décimétriques à métriques interstratifiés (30 m).

Par comparaison avec la série précédente, celle-ci, bien qu'également dépourvue de roches vertes, ne comporte ni base triasico-liasique, ni éléments bréchiques. Si cette série du Jafferau représente l'équivalent des termes supérieurs de la série de Valfredda–Vin Vert elle pourrait provenir d'une partie encore plus distale du bassin. Au sommet de la série du type Jafferau, le niveau 6 de la série de Costa del Becco comporte quelques blocs de métabasites associés aux micaschistes siliceux; ces blocs sont interprétés à la suite de CARON (1977) et de BOURBON et al. (1979), comme les produits d'un détritisme ophiolitique associé à des phénomènes tectoniques précoces.

Il faut enfin noter que les différents termes de la série du Jafferau présentent également des analogies avec la «série rousse» du val Tourtemagne (MARTHALER 1984) dans laquelle ont été découverts des foraminifères planctoniques du Cénomano-Turonien.

2. *Les séries à affinités liguro-piémontaises*

Elles sont présentées d'après quatre coupes, Rocher de l'Aigle (18), Collet Valfredda (19), Costa del Becco Nord I (20) et de Costa del Becco Nord II (21) (fig. 1 et 7). Bien que toutes ces coupes possèdent des caractères lithologiques communs, aucun regroupement n'est proposé pour le moment.

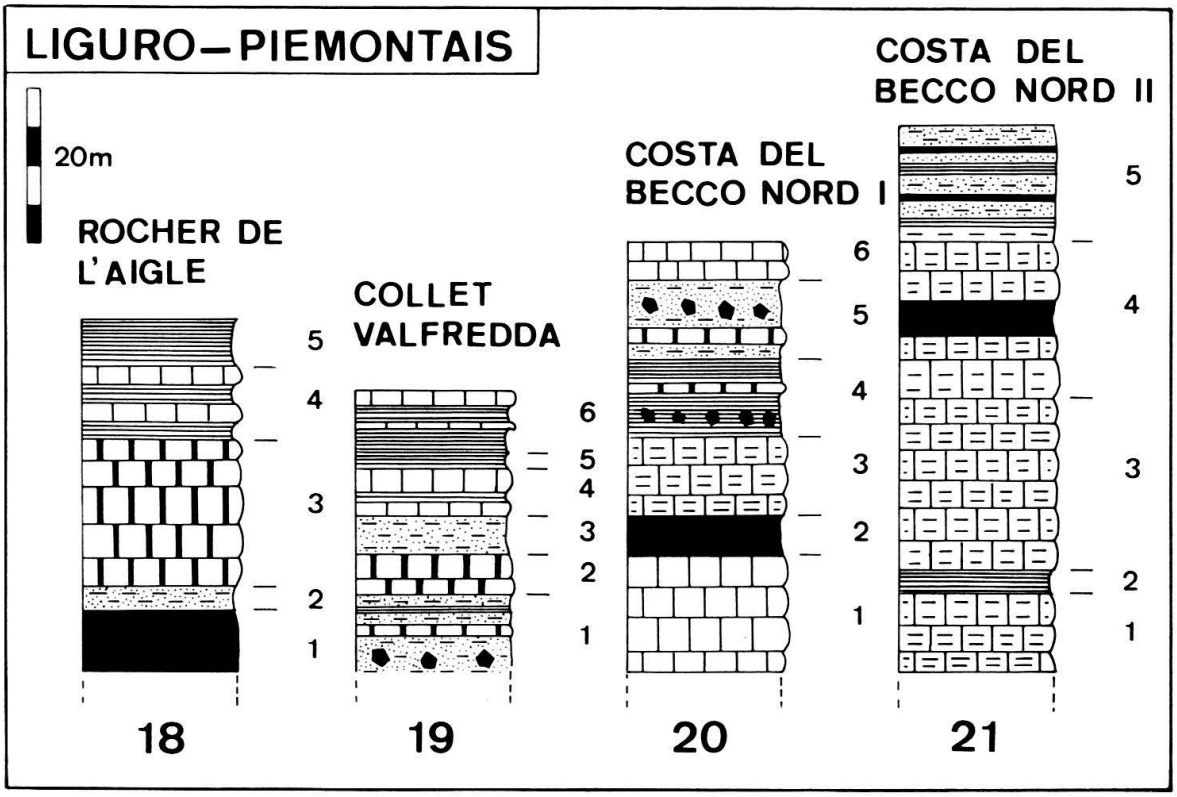


Fig. 7. Coupes dans les séries à affinités liguro-piémontaises.

La coupe du Rocher de l'Aigle est visible entre le sommet du même nom et le Jafferau à 2630 m d'altitude en bordure de la route militaire qui mène au Jafferau. Morphologiquement, elle se traduit en versant sud par un chapelet de blocs de gabbros métriques à décamétriques affleurant sous la série du Jafferau. Son épaisseur est mal connue, sans doute inférieure à 50 m; elle comprend les niveaux suivants:

(1) Des blocs de métagabbros métriques à plurimétriques.
(2) Un mince niveau quartzitique ou glaucophanitique.
(3) Des calcaires marmoréens «blonds», massifs, à lits de granules siliceux, emballant les gabbros.
(4) Une alternance de calcaires et de schistes.
(5) Des schistes noirs.

Il est toutefois difficile de décider si les niveaux 4 et 5 appartiennent encore à la série du Rocher de l'Aigle ou au sommet de la série de Valfredda–Vin Vert sous jacente. C'est l'association des roches vertes et des micaschistes siliceux avec des calcaires marmoréens clairs qui permet de distinguer cette série des précédentes.

La série du Collet Valfredda est située à l'est de la Punta Valfredda à 2870 m d'altitude, où un petit col marque la limite entre la série à mégabrèches et les schistes lustrés localement très déformés. D'épaisseur inférieure à 50 m elle comprend les niveaux suivants:

(1) Dans un fond de quartzites, de micaschistes siliceux et de glaucophanites se différencient des bancs pluridécimétriques de marbres blancs à noirs, des blocs pluridécimétriques de gabbros et des lits de métabasites albitiques interstratifiés avec des micaschistes siliceux.
(2) Des calcaires marmoréens clairs à lits de granules siliceux en bancs pluridécimétriques, évoluant au sommet vers des calcschistes.
(3) Des micaschistes siliceux, riches en exsudations de quartz, passant progressivement à des glaucophanites.
(4) Des calcschistes clairs et des schistes glaucophanitiques sombres qui contiennent quelques niveaux calcaires clairs.
(5) Des schistes glaucophanitiques cariés de couleur sombre.
(6) Des schistes localement carbonatés, de couleur bleu sombre, interstratifiés avec des lits centimétriques de calcaire noir et quelques passées carbonatées plus massives.

La coupe de Costa del Becco Nord I est localisée à la base du versant nord de Costa del Becco. En raison de redoublements tectoniques importants, son épaisseur est difficile à estimer: sans doute entre 50 et 100 m de puissance. Les lithologies suivantes ont été différenciées:

(1) Des calcaires massifs blonds plurimétriques.
(2) Des gros blocs plurimétriques de gabbros.
(3) Des calcschistes clairs à débit en plaquettes.
(4) Des schistes bleus clairs associés à des lits de marbre blanc et quelques blocs de gabbros décimétriques.
(5) Une passée de blocs de gabbros plurimétriques associés avec des quartzites (replis tectoniques?).
(6) Une dizaine de mètres de calcaires clairs en plaquettes.

La coupe de Costa del Becco Nord II, très semblable à la précédente, elle a été levée plus à l'est sous la crête qui joint l'arête de Costa del Becco à celle de Valfredda. Peut-être plus épaisse, elle comporte les lithologies suivantes:

(1) Des calcschistes à patine claire contenant quelques bancs de calcaires noirs.
(2) Des schistes glaucophanitiques sombres.

(3) Des calcschistes d'aspect massif.
(4) Plusieurs blocs de gabbros clairs emballés dans des calcschistes clairs identiques à ceux du niveau 3.
(5) Des micaschistes siliceux et des glaucophanites associés localement à des niveaux de métabasites sableuses.

Toutes ces coupes ont en commun de présenter une ou plusieurs associations de roches vertes (en général des métagabbros en blocs de taille décimétrique à décamétrique) avec des niveaux quartzitiques et/ou glaucophanitiques, et des calcaires ou des marbres clairs.

Si par analogie avec les régions voisines (BOURBON et al. 1979), certains de ces calcaires marmoréens peuvent représenter le Malm, la signification des blocs de gabbros reste, en revanche problématique. L'essentiel des roches vertes observées semble représenter plutôt les produits d'un détritisme ophiolitique que le sommet de la croute océanique. Toutefois les problèmes subsistent quant à l'interprétation de ce détritisme ophiolitique soit en termes de séries autochtones avec écroulement de reliefs sous-marins liés à une tectonique (distensive?) du Jurassique supérieur (LAGABRIELLE 1982), soit en termes de lambeaux variés incorporés au sommet des séries piémontaises externes (wildflysch) associés à une tectonique compressive du Crétacé supérieur (CARON 1977).

De toute manière, ces lambeaux de séries, où un détritisme gabbroïque est lié à des marbres et des faciès siliceux, ressemblent aux séries beaucoup mieux développés près de la bordure interne de la zone piémontaise (CARON 1977; LAGABRIELLE 1982). Elles sont nettement distinctes des précédentes, même si les limites sont parfois difficiles à placer précisément.

C. Conclusions

Des brèches sédimentaires à matériel dolomitique et siliceux sont abondantes dans différents types de séries à la bordure sud-ouest du massif d'Ambin: dans la couverture autochtone, dans les séries parautochtones et dans une série de Schistes lustrés piémontais externes. L'individualisation de ces séries et de leurs brèches constitue dans ce secteur une clef pour la cartographie de la transition entre zones briançonnaise et piémontaise. La reconstitution palégéographique de cette transition semble compatible avec un modèle de marge à pente forte, accidentée par des escarpements de failles (listriques?) liés à la subsidence du domaine piémontais au Jurassique inférieur lors de l'épisode de rifting.

Le schéma de BOURBON (1980) peut ainsi être précisé dans les zones plus internes (fig. 8): l'effondrement de la marge européenne de la Téthys y débuterait dès le Jurassique inférieur dans l'Ultrabriançonnais, alimentant alors le Piémontais externe en brèches; il progresserait ensuite vers des domaines plus externes au Callovien.

La mise en évidence de cette transition paléogéographique entre le massif d'Ambin ultrabriançonnais et les Schistes lustrés piémontais externes implique que ces derniers, pour partie au moins, constituent un allochtone proche et non pas lointain comme dans les Alpes cottiennes méridionales.

Dans un tel modèle, la place de la série de la Grande Motte (prépiémontaise) est problématique, surtout si on raisonne sur une transversale. Une origine plus externe que le massif d'Ambin peut être envisagée (CARON & GAY 1977).

Pour les séries à affinité liguro-piémontaises, la signification du détritisme ophiolitique n'est pas encore résolue: distension intra-océanique, trace d'accidents transformants, ou premiers épisodes de chevauchements?

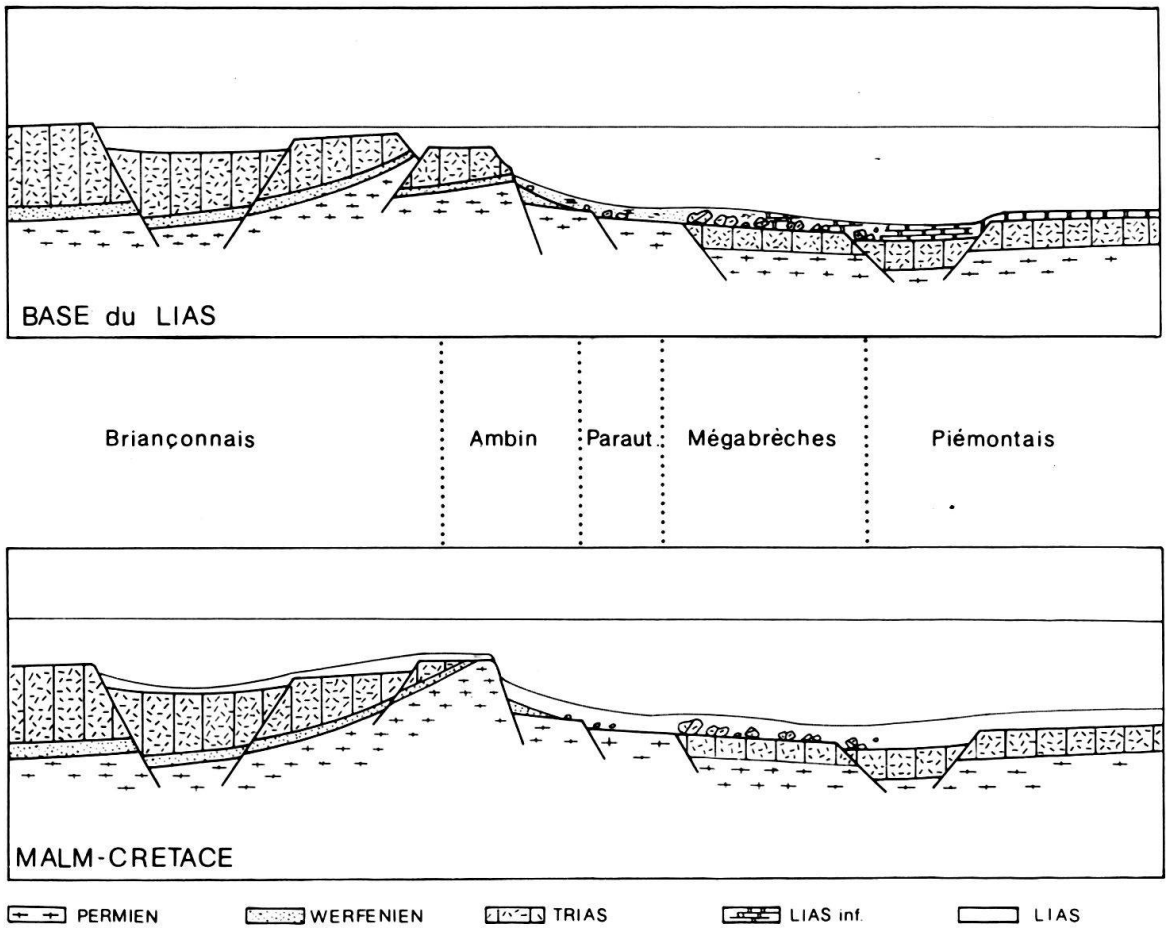


Fig. 8. Reconstitution présumée de la limite Ultrabriançonnais–Piémontais au Lias «basal» et au Malm.

II. Analyse tectonique

Dans cette seconde partie, un regroupement en trois unités structurales des différentes séries lithostratigraphiques définies précédemment est proposé. L'individualisation de ces unités structurales est fondée sur la géométrie des contacts anormaux qui les séparent et sur le dénombrement des structures pénétratives qui les affectent. A l'aide de figures typiques, certains aspects de la déformation dans les Schistes lustrés sont ensuite développés. Enfin, l'ensemble de ces données est regroupé dans un essai de reconstitution de l'histoire tectonique du massif.

A. Les unités structurales

L'étude lithostratigraphique a permis de distinguer six séries dont l'imbrication actuelle (fig. 9) témoigne de la présence de plusieurs familles de structures liées à plusieurs épisodes de déformation superposés. Trois grands types de contacts anormaux (fig. 10) séparent des unités tectoniques à structuration homogène.

Les contacts appelés φa séparent différentes séries de Schistes lustrés. Ces contacts vigoureusement replissés ne sont pas manifestes à l'affleurement, leur existence est déduite de l'interprétation lithostratigraphique. Des contacts appelés φb séparent l'ensemble des Schistes lustrés des séries parautochtones ou de la série à mégabrèches. Enfin, un

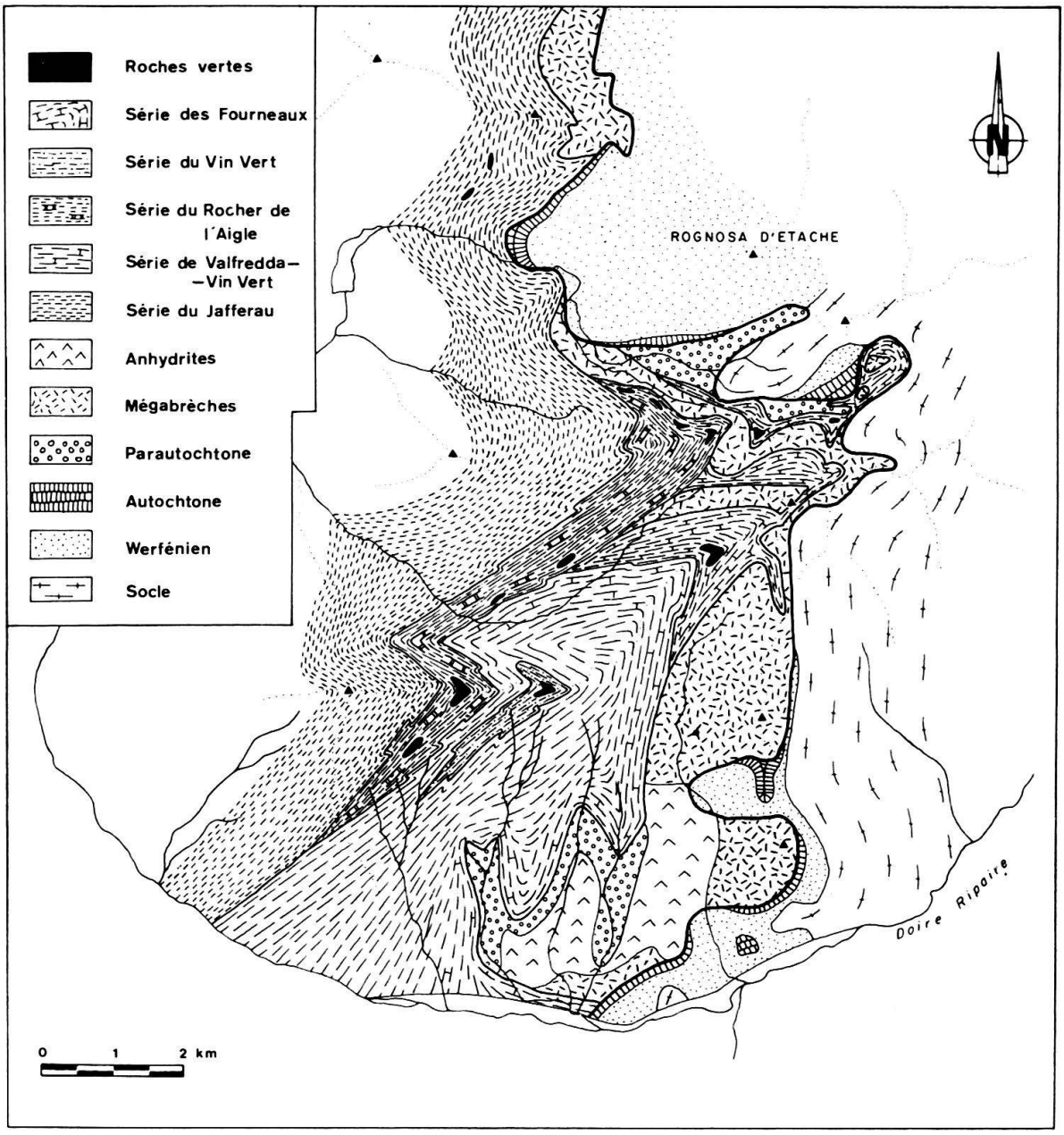


Fig. 9. Schéma structural de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin. Les séries de Vin Vert et des Fourneaux, sans doute à affinité liguro-piémontaise, mal connues, ne sont pas décrites dans le texte. Les autres séries à affinité liguro-piémontaises ont été regroupées sous le figuré de la série du Rocher de l'Aigle.

contact majeur φc faiblement ondulé fait reposer les séries bréchiques parautochtones sur l'autochtone du massif d'Ambin (groupe de la Claréa, Permo-werfénien, couverture autochtone) et localement des Schistes lustrés.

Les séries lithostratigraphiques sont regroupées en trois unités structurales de la manière suivante:

— L'unité I comprend l'ensemble des séries de Schistes lustrés de l'ouest du massif. Elle est séparée de l'unité II par les contacts φb; il s'agit d'une unité composite découpée par des contacts φa.

— L'unité II comprend la série parautochtone, la série à mégabrèches et des lames de Schistes lustrés intercalées. Elle est séparée de l'unité III par le contact φc.
— L'unité III comprend l'autochtone du massif d'Ambin adhérent sur son soubassement anté-mésozoïque, ainsi que quelques lambeaux de Schistes lustrés coincés entre autochtone et parautochtone.

Fondée sur le dénombrement des structures mineures (figures d'interférences de plis mésoscopiques et figures d'intersection de schistosités) une chronologie relative des différentes générations de structures pénétratives est proposée pour chaque ensemble lithostratigraphique.

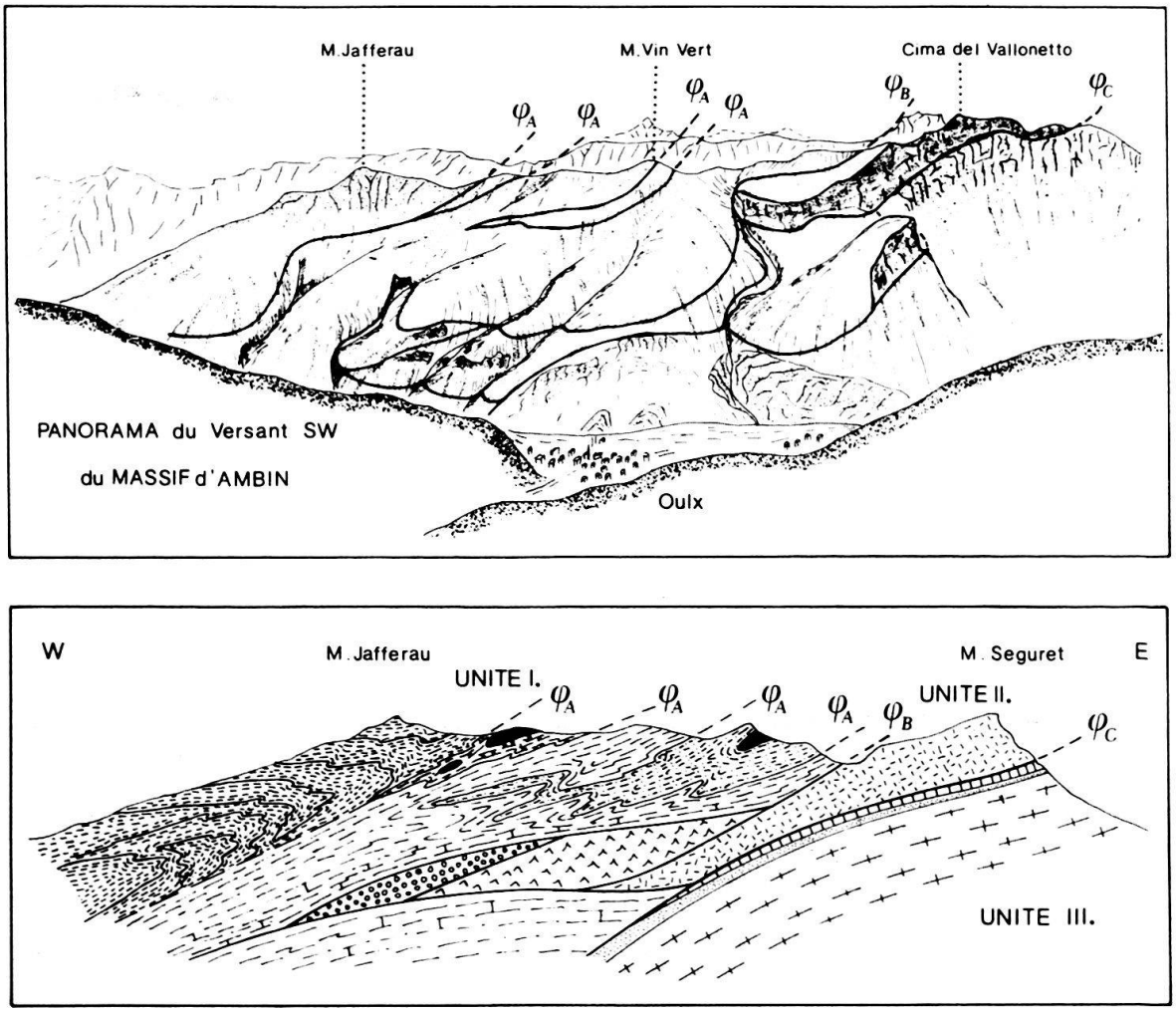


Fig. 10. *Haut:* Panorama du versant sud-ouest du massif d'Ambin et localisation des différents types de contacts anormaux. *Bas:* Coupe E–W du verant sud-ouest du massif d'Ambin. Les figurés sont les mêmes que sur la figure 9.

1. Dénombrement des structures

a) Les Schistes lustrés

Trois générations de structures pénétratives visibles de l'échelle de la lame mince à l'échelle de l'échantillon ont été observées dans les Schistes lustrés. Une foliation S1, omniprésente est associée à des effilochages qui représentent sans doute des plis P1 en

flammes aigues. En lame mince (fig. 11a), cette foliation S1 est replissée par des microplis P2 associés à une schistosité de crénulation S2. Ces plis P2 qui déforment la foliation ont en général une ouverture de l'ordre de 30°. Ils sont déformés à leur tour par des plis P3 plus ouverts (fig. 11b). Les plis P3 sont associés à une schistosité de crénulation fruste S3 dont l'orientation peut être voisine de S2.

En grand, les plis décamétriques sont rarement visibles et ne sont, le plus souvent, révélés que par les enchaînements mineurs d'asymétries contraires.

Une quatrième génération de structures se traduit par des plis de plus grande ampleur (décamétriques à cartographiques) et localement, en couloirs, par une schistosité S4 d'un style comparable à celui de S3.

C'est la numérotation des phases de plis utilisée dans les Schistes lustrés qui est appliquée aux autres séries lithostratigraphiques (ainsi on verra que la première génération de structures pénétratives dans l'unité parautochtone est notée 2). Cette équivalence sera justifiée plus loin.

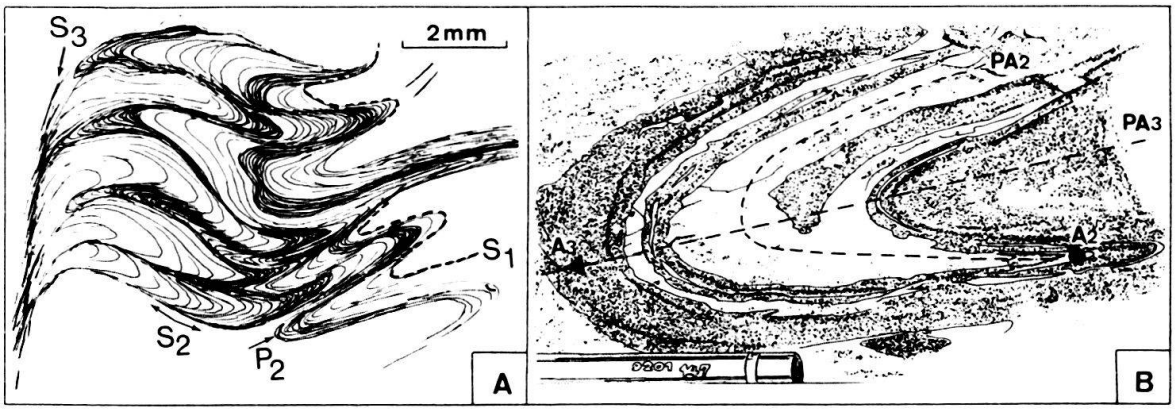


Fig. 11. Dénombrement de structures dans les Schistes lustrés. A: Foliation S1, schistosités de crénulation S2 et S3. La foliation S1 décrit les plis P2 dont la schistosité de plan axial S2 est crénulée par la schistosité S3 et enroulée par les plis P3. B: Déformation d'un pli P2 par un pli P3.

b) La couverture mésozoïque autochtone et son soubassement.

La couverture mésozoïque est affectée par deux générations de structures pénétratives. La première se traduit par des plis fermés à charnières effilées, associés à une foliation de plan axial. La deuxième génération est marquée par des plis ouverts de type concentrique aplati, associés à une schistosité de crénulation fruste d'espacement centimétrique (fig. 12a).

Lorsque les Schistes lustrés et la couverture autochtone sont en contact, on relève des orientations identiques pour la première génération de plis dans l'autochtone et les plis de phase 2 dans les Schistes lustrés; de même pour la deuxième génération de plis dans l'autochtone et les plis P3 des Schistes lustrés. Il est difficile de démontrer avec certitude l'absence d'une génération de structures; toutefois, aucune figure d'interférence montrant trois générations de structures synschisteuses équivalentes aux trois premières phases des Schistes lustrés n'a pu être observée dans la couverture autochtone.

Sporadiquement, de grands plis en genoux tardifs (phase 4), associés à une crénulation fruste affectent également cette série.

Le tégument siliceux, formé pour l'essentiel de micaschistes siliceux (groupe d'Etache et groupe d'Ambin), ne montre également que deux générations de structures synschis-

teuses ubiquistes. Si les plis mineurs sont relativement rares sur les affleurements et soulignés en général par des filonnets de quartz plissotés, en revanche de nombreuses figures d'intersection de schiostosités sont visibles (fig. 12b).

La première génération de structures synschisteuses dans le groupe d'Ambin se traduit essentiellement par une foliation S2 fine, plan axial des plis P2 pluricentimétriques rarement visibles. La deuxième phase de déformation est responsable d'une schistosité S3 de crénulation, plus fruste, d'espacement centimétrique associée parfois à des ondulations et des plis ouverts P3.

Ces deux générations de structures ont été numérotées 2 et 3 par analogie avec la couverture autochtone.

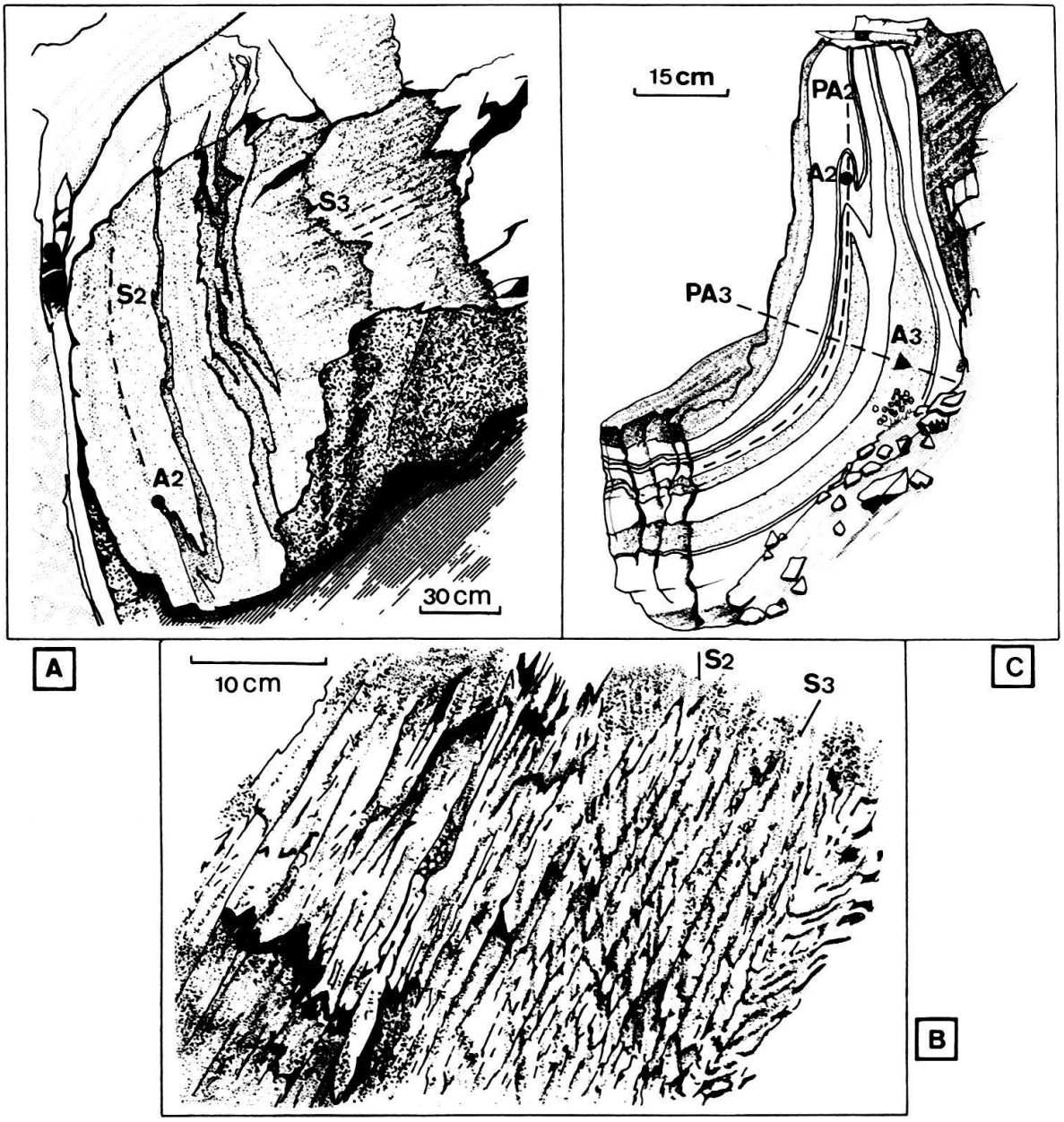


Fig. 12. Dénombrement de structures dans l'autochtone et le parautochtone. A: Figure d'interférence P2–S2 et S3 dans les quartzites werféniens. B: Figure d'interférence S2–S3 dans le groupe d'Ambin. C: Figure de reprise d'un P2 par un P3 dans le parautochtone.

Le groupe de la Claréa est également affecté par les deux générations de structures synschisteuses qui affectent les termes sus-jacents. Ces deux épisodes déforment une foliation antérieure S1 souvent transposée dans S2, qui représente sans doute une structure antéalpine (GAY 1971). Enfin, la phase 4 peut ici encore se manifester de façon sporadique.

c) Les séries bréchiques parautochtones

Dans ces séries, les contrastes de compétence entre les blocs bréchiques dolomitiques et les marbres plus ductiles compliquent les figures d'interférence mésoscopiques. Les quartzites micacés des séries parautochtones sont les plus propices aux observations: les figures d'interférences de schistosités y sont tout à fait comparables à celles décrites dans l'autochtone.

Deux générations de structures synschisteuses ont été mises en évidence (fig. 12c); néanmoins un doute subsiste, car la lithologie essentiellement carbonatée n'a pas permis de décider si les plis P2 sont dessinés par la stratification S0 ou déjà par une foliation S1. Par conséquent, trois hypothèses sont proposées pour la structuration de ces unités.

— Elles sont structurées comme l'autochtone, mais une lithologie différente implique un style différent.
— Elles sont structurées comme les Schistes lustrés, mais aucun P1 n'a été observé.
— Elles présentent un degré de structuration intermédiaire et il existe une foliation S1 moins bien marquée que dans les Schistes lustrés et sans plis P1 associés.

2. Aperçu sur les cristallisations métamorphiques dans les Schistes lustrés

Quelques indications sommaires sur les cristallisations métamorphiques sont fournies, obtenues lors de la vérification des microstructures en lames minces.

— *Dans les métabasites* (métagabbros et métabasaltes), on observe des assemblages à amphibole bleue, lawsonite, chlorite, albite, quelques opaques et parfois des pyroxènes jadéitiques, de la calcite et du sphène. Ces assemblages évoluent vers des faciès à zoïsite et actinote.
— *Dans les micaschistes et les quartzites micacés,* on observe des paragenèses à quartz, mica blanc, chlorite et amphibole bleue. De façon plus épisodique, on trouve de la lawsonite, de l'épidote de l'albite et du chloritoide.
— *Dans les calcschistes,* les assemblages riches en calcite comprennent des micas blancs, du quartz, de la chlorite et des opaques. Les assemblages pauvres en calcite contiennent des lawsonites souvent pseudomorphosées en mica blanc, avec plus ou moins de chlorite et d'albite.

En définitive, il s'agit là de minéraux typiques du métamorphisme de haute pression–basse température (faciès Schiste bleu) qui tendent ultérieurement à être remplacés par des minéraux du faciès Schiste vert.

Ces observations sont compatibles avec les études plus complètes menées par LORENZONI (1965) et GAY (1971) sur le massif d'Ambin, avec les données de CHATTERJEE (1971) et CARON (1977) dans les Schistes lustrés voisins, et avec les travaux d'ensemble de BOCQUET (1974) et SALIOT (1978) dans les Alpes françaises.

Dans les Schistes lustrés ces minéraux sont reliés de la façon suivante aux phases tectoniques recensées.

— Les minéraux typiques du métamorphisme HP–BT se développent durant la première phase tectonométamorphique et se disposent dans la foliation S1.
— Les minéraux tels que lawsonite, amphibole bleue, mica blanc, recristallisent au moins partiellement pendant la phase 2.
— Les transformations en épidote, chlorite, albite, actinote, se font en grande partie au cours de la phase 3, et ceci d'autant plus que l'on se rapproche des contacts séparant les Schistes lustrés de la bordure ouest du massif. Les micas blancs peuvent encore recristalliser lors de cette phase.

B. Aspects de la déformation

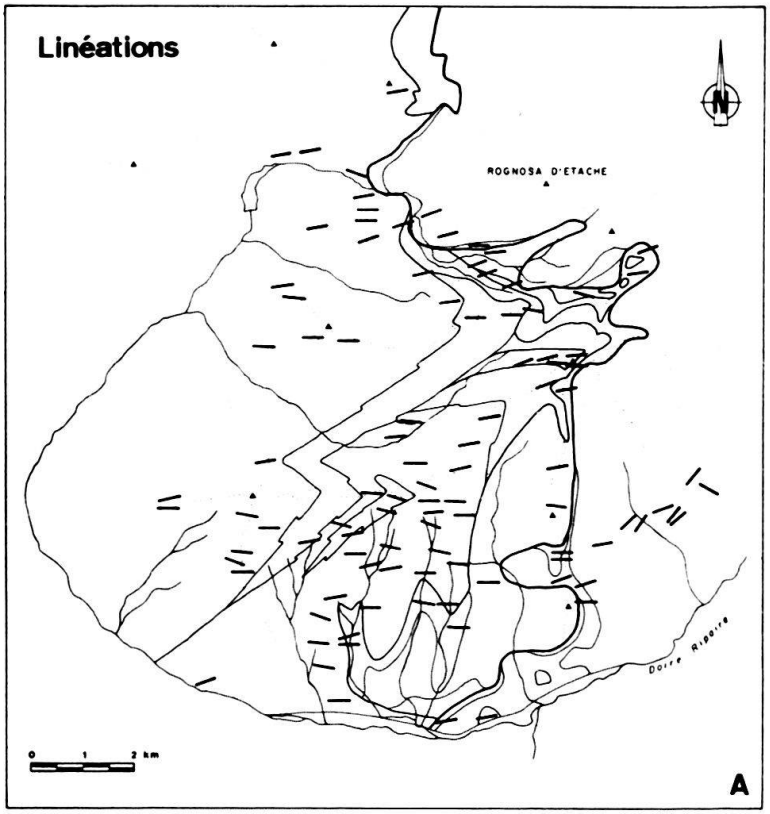
En raison de leur lithologie contrastée à l'échelle centimétrique ou décimétrique, les Schistes lustrés sont plus favorables que les séries autochtone et parautochtone à l'étude des structures mineures, c'est pourquoi la plupart des exemples qui suivent en proviennent.

A l'échelle du massif, les affleurements de Schistes lustrés montrent un contraste entre d'une part, le très bon réglage du débit général (S0 ~ S1 ~ S2) et de la linéation minérale qu'il porte (orientation préférentielle de minéraux aciculaires et des aggrégats minéraux), et d'autre part la dispersion souvent prononcée des directions axiales des plis mineurs dans ce débit général.

En première approximation, à l'échelle de l'échantillon macroscopique, les linéations minérales sont considérées comme des marqueurs passifs de la déformation. Dans ce cas, comme d'autres marqueurs linéaires passifs (axes de plis: Flinn 1962; Sanderson 1973), leur orientation finale est fonction de leur orientation initiale et de la déformation totale qu'elles ont subie; la réorientation de ces linéations minérales se traduit par une rotation (Ramsay & Sturt 1973; Hobbs et al. 1974). Les linéations minérales déformées (surtout si l'on prend la précaution de les mesurer dans les flancs de plis) tendent ainsi vers la direction d'extension, dont elles donnent une bonne approximation (Caron 1979); en toute rigueur, ceci n'est toutefois vrai que pour une déformation infinie.

La carte des linéations minérales établie (fig. 13a) montre que le réglage des linéations observé à l'échelle de l'affleurement est également très bien réalisé à l'échelle du massif. Les directions sont comprises entre N70 et N100, exceptionnellement N110, et les plongements sont en général inférieurs à 20° vers l'ouest. Cet éventail de dispersion se resserre entre N75 et N90 lorsqu'on se rapproche d'ouest en est du contact majeur allochtone–autochtone φc. Dans les termes anté-mésozoïques du versant sud, deux linéations minérales orientées N40 et N120 sont observables dans les parties profondes du groupe de la Claréa; la réorientation commune en N90 de ces deux familles est également d'autant mieux réalisée que l'on se rapproche vers le haut du contact majeur φc.

Par contre la carte d'orientation des axes de plis P3 et P2 (fig. 13b) visualise une grande dispersion de ces axes dans le débit général sub-parallèle aux plans axiaux de ces plis, d'orientation moyenne voisine de N20,20 W (hors des figures de superposition évidentes, il n'est pas possible de distinguer à coup sûr les plis de ces deux générations qui sont traités ici globalement). Cependant, il faut remarquer le réglage des axes de plis en N90 à proximité du contact φc et ceci quelque soit l'unité structurale considérée, parautochtone ou Schistes lustrés.



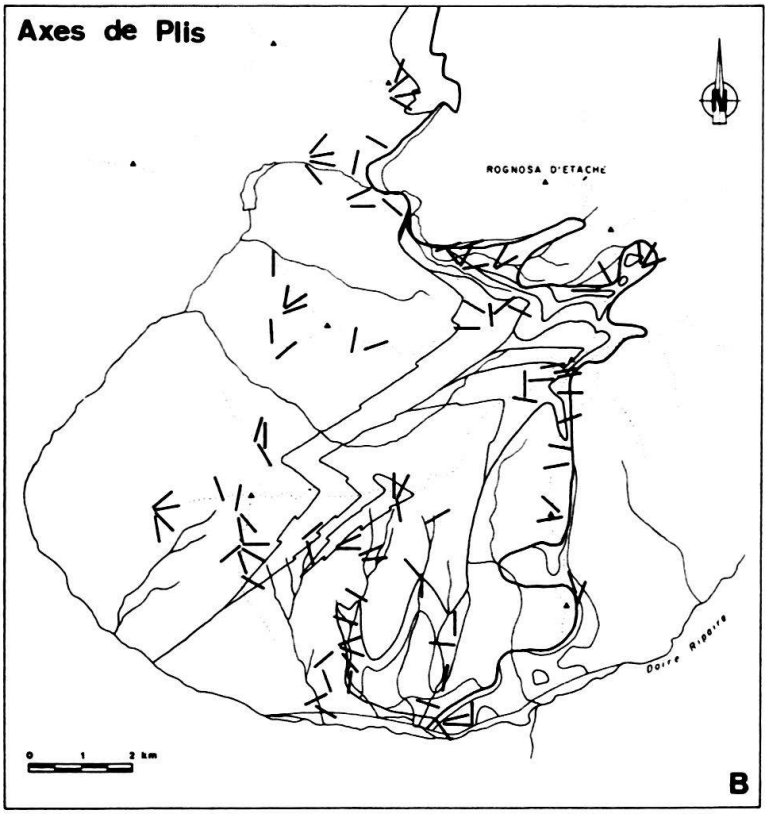


Fig. 13. Cartes de linéations et des axes de plis mineurs montrant le contraste entre le réglage des linéations et la dispersion des axes de plis.

L'interprétation du contraste entre le réglage des linéations en E–W et la dispersion des axes de plis mineurs est fondée sur l'étude conjointe de figures d'interférences de plis mineurs mésoscopiques et des linéations qu'ils déforment.

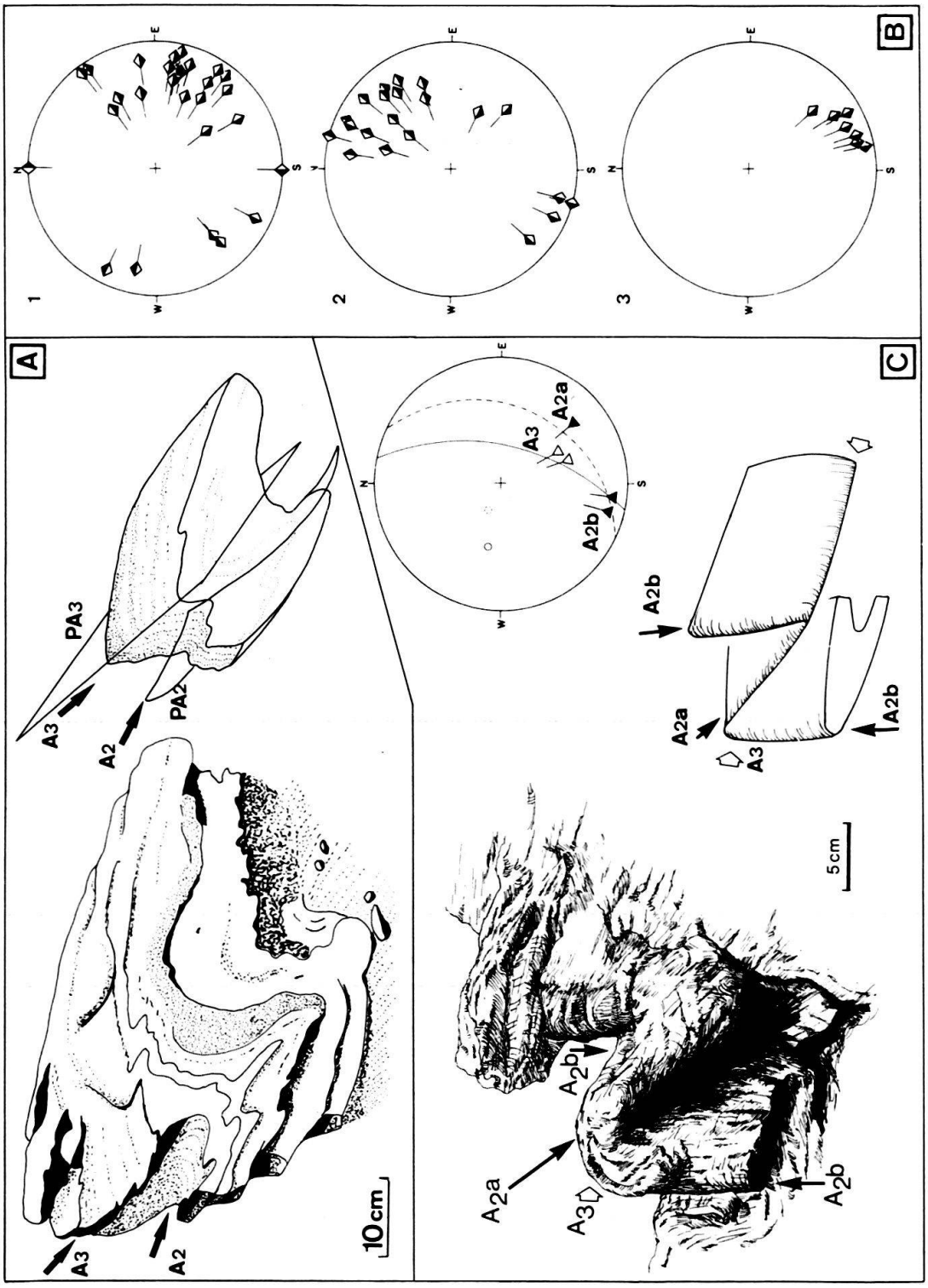


Fig. 14. Relations angulaires P2–P3 dans les Schistes lustrés. A: Réorientation d'un pli P2 (N140, 20 W) par un pli P3 (N10, 15 S). B: Dispersion des plis mineurs à l'affleurement. 1: Jafferau, 2: Costa del Becco type flanc normal d'un P3 majeur, 3: Tête Pierre Muret type flanc inverse d'un P3 majeur.

1. Orientations des plis P2 et P3

Sur la figure 14a, un pli P2 a sa charnière dans le flanc inverse d'un pli P3 plus ouvert. Compte tenu des orientations actuelles, si le pli P3 est né essentiellement par flexion et si le plongement des axes 2 et 3 était faible à l'origine, la direction originelle du pli P2 était voisine de N50 en flanc normal de P3, de N140 en flanc inverse de P3. D'une manière générale, ce type d'observations a pu être répété de nombreuses fois, il permet d'interpréter certains éventails de dispersion de plis mineurs que l'on peut observer à l'échelle d'un affleurement (CARON 1977). Selon que l'on se trouve en flanc inverse de plis majeur 3 (plis P2 N135 à N165) (fig. 14b3), ou en flanc normal (P2 N10 à N75) (fig. 14b2), les éventails de dispersion sont d'ailleurs grossièrement symétrique par rapport à la direction moyenne subméridienne des plis P3. On peut alors reconstituer la structure en grand des différents paquets de Schistes lustrés à l'aide de l'image en modèle réduit de la figure 14c.

Si dans la plupart des cas, les figures d'interférences sont cohérentes avec des plis P2 originellement N40 et des plis P3 N10 à N170, des exceptions ont été observées. Ainsi, des P2 orientés N140 ont été mesurés en flanc normal de P3; d'autre part, et cela est également visible en grand, il existe des plis P3 orientés N70 à N90. L'existence de tels plis dont le style et la schistosité associée sont identiques mais de directions axiales croisées s'excluant l'un l'autre sur le terrain a déjà été constatée ailleurs: dans les Alpes cottiennes (CARON 1973, 1977) et en Corse (SCIUS 1981; PEQUIGNOT & POTDEVIN 1984). On est ainsi amener à se poser la question de l'existence de plis P2 initialement croisés en N50 et N140.

2. Les plis à axes courbes: figures d'interférences P2–P3

Lorsqu'on s'éloigne du contact majeur φc, il est fréquent de trouver des plis à axe courbe (fig. 15). La courbure de l'axe de ces plis est en général de l'ordre de 70 à 90°; tous les axes de ces plis se disposent dans un plan voisin du débit moyen de l'affleurement. La similitude entre la dispersion des plis mineurs à l'échelle d'un affleurement et l'éventail des axes mesurés le long du pli à axe courbe est manifeste (fig. 15). C'est ainsi que, fréquemment, les deux extrémités de l'axe du pli courbe sont respectivement parallèles l'une à la direction des plis P2 et l'autre à la direction des plis P3. On peut ainsi proposer une première hypothèse pour la genèse de tels plis qui seraient le résultat pour certains d'entre eux tout au moins, de la réutilisation des charnières 2 par les plis P3.

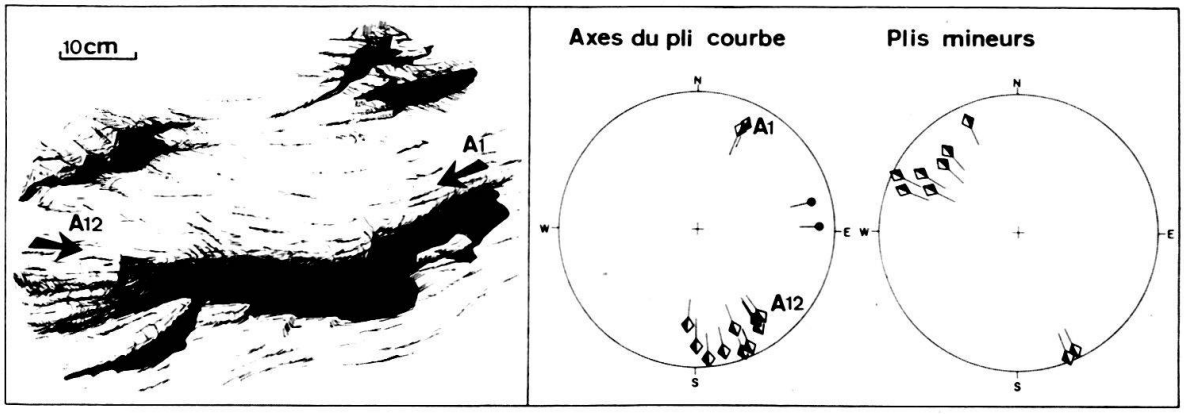


Fig. 15. Pli à axe courbe dans les Schistes lustrés, correspondance avec la dispersion des plis mineurs sur le même affleurement.

3. Style des plis P3

Avant d'étudier le mode de réorientation des linéations d'étirement, il est utile de préciser la forme des plis P3 en section. Pour cela on a utilisé la méthode des épaisseurs orthogonales de RAMSAY (1967). Tous les plis P3 auxquels ont a appliqué cette méthode appartiennent à la classe 1C (plis concentriques aplatis). A la suite de DE SITTER (1958) et RAMSAY (1963, 1967) on admet que de tels plis se forment par un mécanisme de flexion et

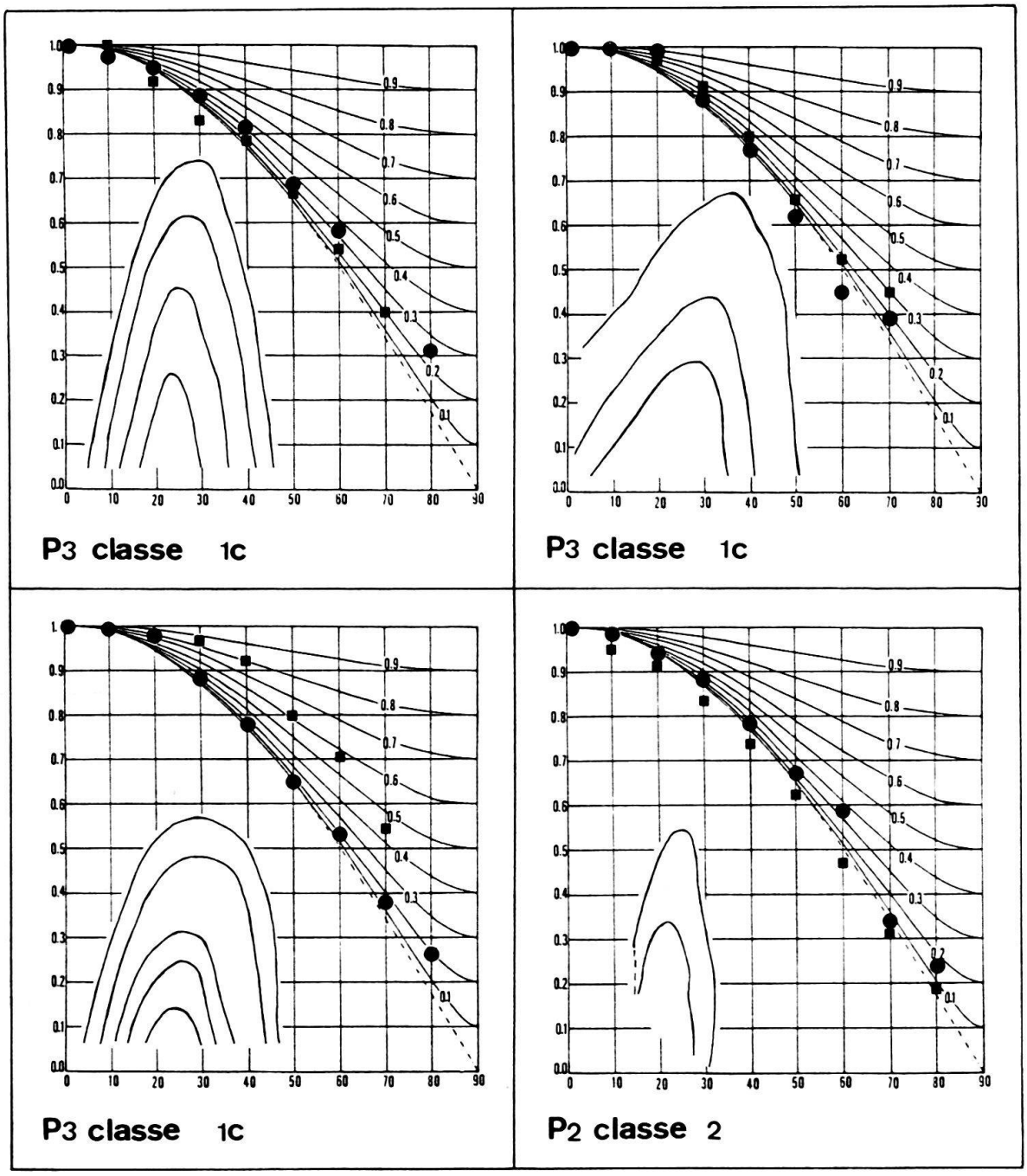


Fig. 16. Mesure des épaisseurs orthogonales des plis P3 qui appartiennent à la classe 1C des plis concentriques aplatis; la valeur apparente de la déformation dans le plan du profil du pli est comprise entre 0,1 et 0,4. Par comparaison un pli P2 a également été mesuré.

(puis) d'aplatissement; les valeurs apparentes des rapports $\sqrt{\lambda 2}/\sqrt{\lambda 1}$ obtenus pour cet aplatissement sont comprises entre 0,1 et 0,4 (fig. 16) dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli de l'état déformé. Une valeur moyenne de l'ordre de 0,2 est vraisemblable. Par comparaison, le profil d'un pli P2 a été traité de la même manière; on obtient un pli très proche de la classe 2, voir de la classe 3. On ne sait s'il faut voir là l'effet d'une déformation particulièrement intense (cumul 2 + 3), ou si il faut invoquer un autre mécanisme de genèse du pli tel que celui des plis par (avec) glissements (CARON 1977).

4. Déformation des linéations par les plis P3

Pour un pli né par flexion, la disposition en projection stéréographique d'une linéation antérieure à la naissance du pli s'effectue sur un petit cercle (RAMSAY 1967). Autour de certains plis P3, une disposition de ce type est encore visible, au moins dans la zone charnière (fig. 17a). Mais en général, on observe des écarts à cette distribution théorique dans les flancs (fig. 17b). Si on admet que les plis P3 sont formés par un mécanisme de

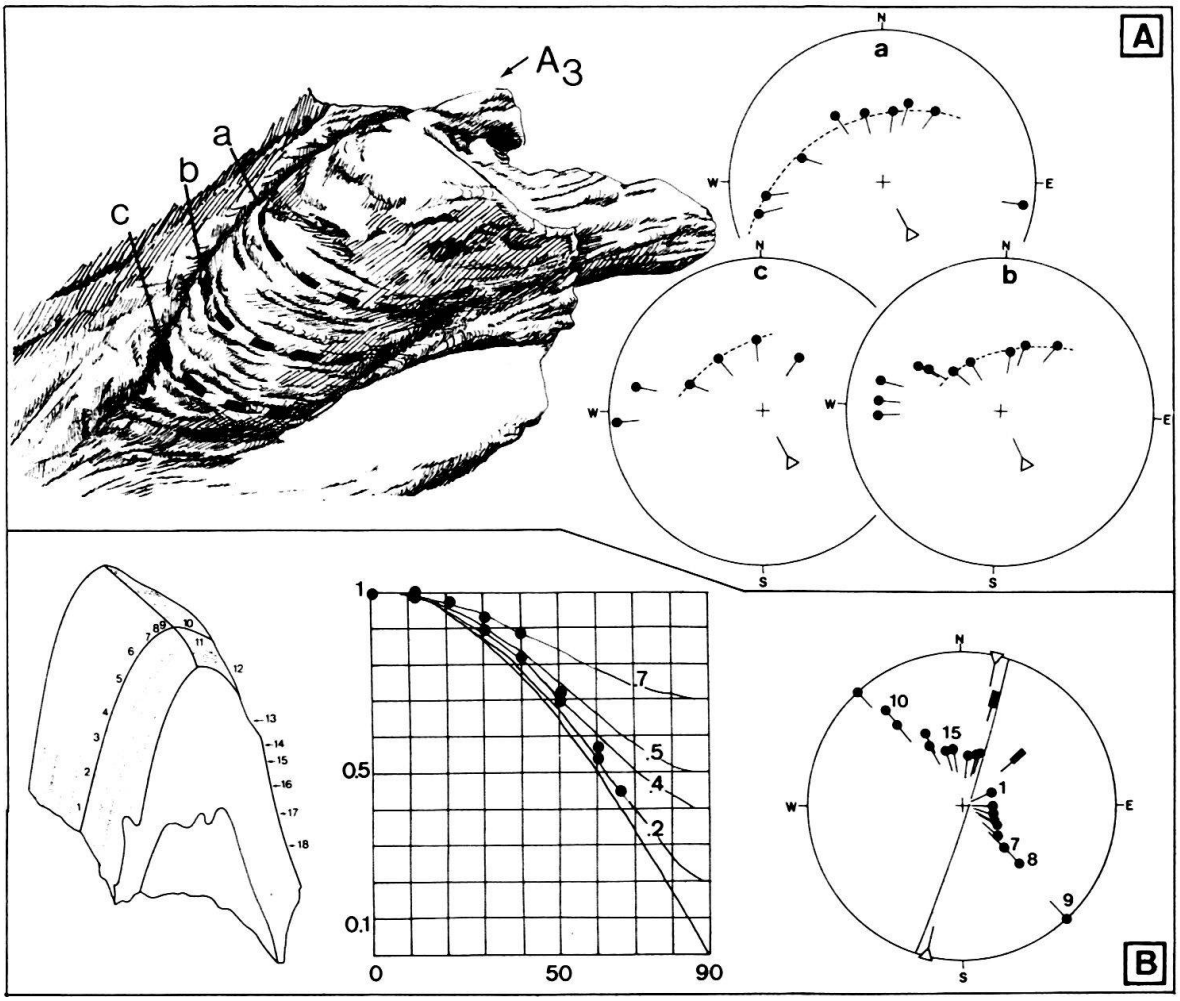


Fig. 17. Déformation des linéations par les plis P3. A: Préservation du petit cercle en charnière, réorientation des linéations dans les flancs (b et c) vers la direction d'étirement proche de N90. B: Déformation de la linéation autour d'un pli P3 de type concentrique aplati (déformation apparente dans le plan du profil du pli 0,3), préservation du petit cercle en charnière et réorientation de la linéation dans les flancs.

flexion et d'aplatissement (classe 1C), on peut interpréter cet écart au petit cercle comme résultant d'une déformation surimposée (RAMSAY 1967; CARON 1979; ALLENBACH & CARON 1982, 1984b). Cette déformation surimposée serait en fait hétérogène, car les zones charnières semblent moins affectées que les flancs de plis; ceci est de plus confirmé par la courbe des épaisseurs orthogonales dans le plan perpendiculaire à l'axe qui indique une déformation plus intense dans les flancs que dans la zone charnière des plis.

5. Réorientation des linéations par les plis à axe courbe

La figure d'interférence de la figure 18a montre la réutilisation partielle d'une charnière (A2b) par un pli P3 lors du replissement d'un enchaînement de deux plis P2 (A2a, A2b) par un pli P3. La linéation déformée par le pli P3 se dispose approximativement sur un petit cercle en charnière et est réorientée dans les flancs. La direction d'étirement étant voisine de N90, on constate que sur un flanc au moins du pli P3, la réorientation par la déformation 3 de la linéation antérieure tend à paralléliser celle-ci avec la direction d'étirement. Par ailleurs, il faut remarquer le parallélisme des deux axes de plis P2 mesurés avec la linéation minérale. On tirera trois conclusions essentielles de cet exemple.

— A l'échelle des plis mineurs, une partie au moins des linéations minérales observables sont des linéations 2 (voire 1 réorientées lors de la phase 2).
— Les linéations minérales 2 sont réorientées lors de la phase 3 et tendent à se paralléliser avec la nouvelle direction d'étirement régionale en N90.
— Les plis P2 sont réorientés de façon analogue aux linéations lors de la phase 3 et tendent à se comporter également comme des marqueurs passifs de la déformation (FLINN 1962; SANDERSON 1973).

L'action dispersive de la déformation 3, ou, au contraire, de resserrement de l'éventail de dispersion des plis P2, est fonction de l'orientation initiale des plis P2, mais surtout de l'intensité de la déformation 3. Sur le pli à axe courbe de la figure 18b, ces différents aspects de la réorientation des axes de plis et des linéations sont également bien illustrés. Les linéations minérales 2 sont réorientées de la même manière que l'axe du pli courbe dans la zone charnière, et beaucoup plus réorientées dans les flancs, où elle tendent à se paralléliser avec la direction d'étirement régionale en N90. Dans les flancs des plis, des fibres minérales, marqueurs actifs de la déformation 3, renforcent le réétirement des linéations antérieures.

Dans certains cas, les linéations minérales sont beaucoup mieux réglés en N90 dans les flancs des plis à axe courbe (fig. 18c). Conjointement, les axes dessinent alors une courbure plus fermée. On admet par conséquent que la courbure des axes de plis, ainsi que la dispersion des axes de plis mineurs constituent un stade déréglé, intermédiaire entre un réglage initial et le réglage final que tend à réaliser la déformation 3. Les plis à axe courbe ont ainsi la signification de plis en fourreaux encore ouverts. On soulignera en résumé les points suivants.

Il existe deux générations de linéations (au moins) dans les Schistes lustrés de la bordure ouest du massif d'Ambin.

Les linéations 3 constituent la linéation d'étirement régionale voisine de N90. Ce sont ces linéations mesurées dans les flancs de plis qui sont reportées sur la carte de la figure 13a.

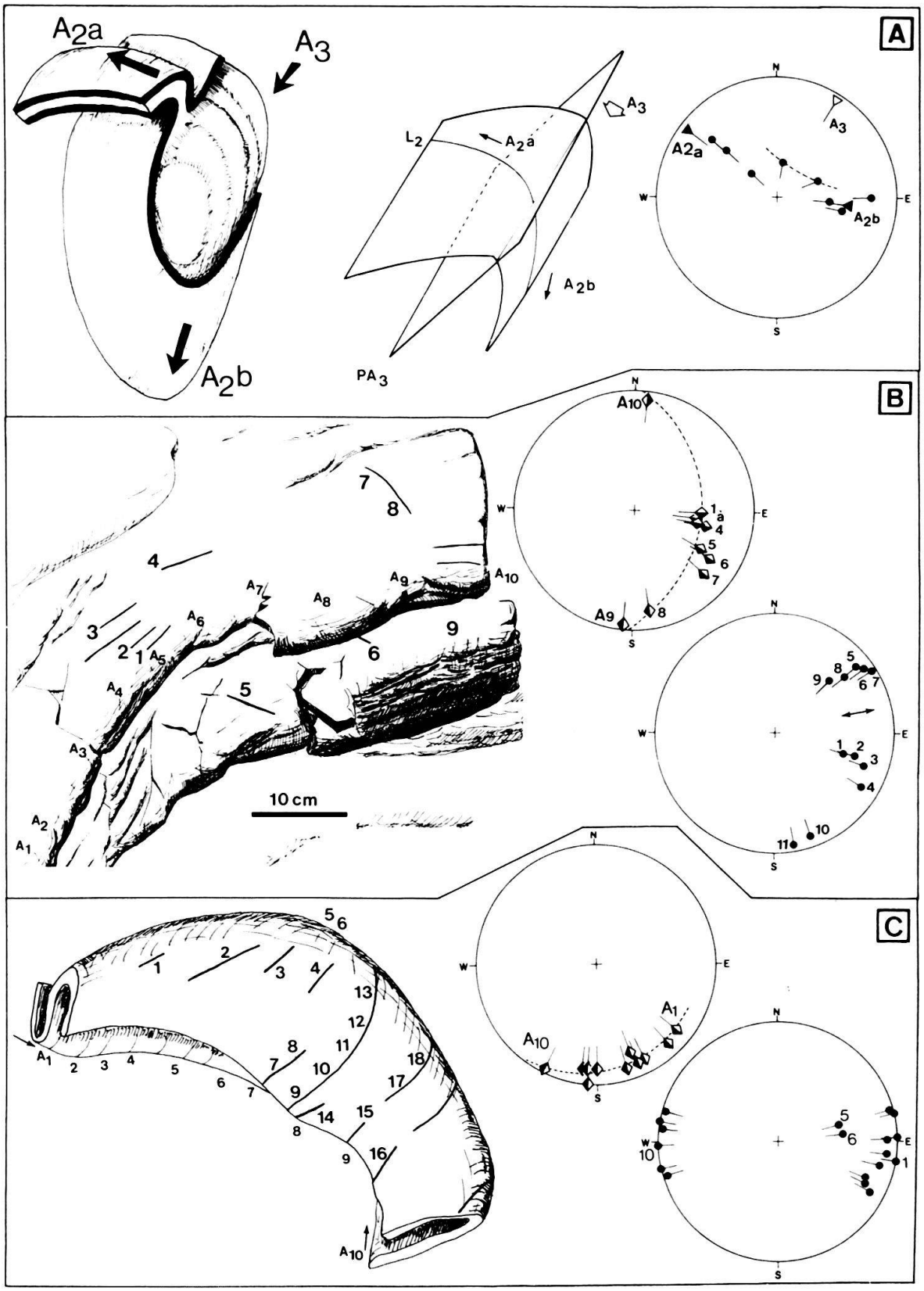


Fig. 18. Réorientation des linéations autour des plis à axe courbe. A: Figure d'interférence P2–P3 dans les Schistes lustrés, réutilisation d'une charnière 2 par un pli P3. B: Différence de réorientation des linéations entre la charnière et les flancs d'un pli à axe courbe, relation avec la direction d'étirement (double flèche sur le stéréogramme). C: Réglage des linéations sur un pli à axe courbe.

Cet étirement est associé à une phase de déformation tardive, postérieure à la superposition des Schistes lustrés sur le massif d'Ambin. Cette interprétation est différente de celle proposée par MALAVIEILLE & ETCHECOPAR (1981), qui assimilent la linéation d'étirement N90 à une phase de déformation précoce contemporaine de la mise en place des nappes de Schistes lustrés vers l'ouest.

Ces linéations d'étirement sont formées pour partie de linéations 2 réorientées lors de la déformation 3. Cette réorientation, au cours de laquelle les linéations 2 se comportent essentiellement comme des marqueurs passifs, est accentuée par la néoformation de fibres. La compréhension des mécanismes de réorientation nécessiterait l'étude fine des minéraux, supports matériel de ces linéations géométriques.

Les plis à axe courbe sont interprétés comme des figures d'interférences particulières entre des plis P2 et P3, ce qui est confirmé par l'étude des linéations qu'ils déforment.

De plus, l'examen des charnières de plis permet de préciser que les linéations d'étirement sont tantôt congénères, tantôt antérieures au pli porteur (RAMSAY & STURT 1973). En effet, une linéation antérieure à un pli (par exemple L2 autour de P3) est visible tout autour du pli. Au contraire une linéation minérale née pendant la phase 3 est absente de la charnière des plis 3 où l'étirement est peu marqué dans le plan déformé. Les plis P3 sont alors surmontés par une crête de fibres minérales orientées suivant la direction d'extension régionale N90; ceci confirme le caractère plus compétent des charnières de plis, souligné par le développement des crêtes fibreuses dans des ombres de pression.

6. Conclusions

— Le réglage des linéations minérales à l'échelle du massif témoigne de l'importance de la déformation liée à la phase de rétrodéversement 3.
— Les plis à l'échelle mésoscopique se comportent comme des marqueurs passifs: les plis P2 et P3 sont réorientés par la déformation 3.
— La déformation n'est pas homogène à l'échelle du massif, mais peut en première approximation, être considérée comme homogène à l'intérieur de paquets hectométriques.
— L'intensité de la déformation augmente lorsqu'on se rapproche du contact majeur φc (parallélisation des axes de plis P2 et P3 à proximité du contact anormal).
— Pour quantifier la déformation dans les Schistes lustrés, le seul marqueur ubiquiste à l'échelle régionale qui semble utilisable est représenté par la forme des plis mineurs et la disposition des linéations déformées (ALLENBACH & CARON 1984b).

C. Histoire tectonique du massif d'Ambin

1. Caractères des phases successives

Phase 1. – La première phase de déformation synschisteuse n'existe que dans les Schistes lustrés (fig. 19). Une foliation métamorphique omniprésente dessinée par l'orientation préférentielle des phyllites en constitue la manifestation principale. Cette foliation métamorphique (HP–BT) est associée à des plis P1 rarement évidents, même à l'échelle de l'échantillon. A l'échelle régionale, aucun pli P1 n'a été observé; néanmoins, la grande épaisseur apparente des Schistes lustrés pourrait être expliquée par de tels redoublements tectoniques difficiles à mettre en évidence en l'absence de niveaux repères. D'autre part, il

		HERCYNIEN	ALPIN				
		1H	1A	2A	3A	4A	
SCHISTES LUSTRES	Rocher de l'Aigle		*	*	*	*	
							φ_A
	Jafferau		*	*	*	*	UNITE I
							φ_A
	Valfredda-Vin Vert		*	*	*	*	
							φ_B
Mégabrèche			?	*	*	*	UNITE II
							φ_B
Parautochtone			?	*	*	*	
							φ_C
AUTOCHTONE	Mésozoïque			*	*	*	
	Etache			*	*	*	
	Ambin			*	*	*	UNITE III
	Claréa	*		*	*	*	

Fig. 19. Structuration des différentes séries et regroupement en unités structurales.

paraît vraisemblable que certaines linéations minérales soient nées lors de la phase 1, leurs caractères initiaux ayant été oblitérés ultérieurement. Aucune hypothèse n'est proposée ici quant à l'orientation initiale des plis P1. Compte tenu de l'âge probablement Crétacé supérieur d'une partie des Schistes lustrés et de l'âge antérieur à 50 m.a. conservé par certains micas blancs dans les Schistes lustrés (LIEWIG et al. 1981), la première phase de déformation synschisteuse dans les Schistes lustrés pourrait dater du Crétacé terminal.

Phase 2. – Cette deuxième phase de déformation synmétamorphique (HP–BT) affecte à la fois les Schistes lustrés et les diverses séries bréchiques, la couverture autochtone du massif d'Ambin et son soubassement antémésozoïque. Dans les séries autochtones et leur soubassement stéphano-permien, les plis P2 ont une géométrie comparable à celle des P1 dans les Schistes lustrés (charnière effilée): en effet, ces plis sont alors les premiers à se développer, associés à la foliation métamorphique. Dans le groupe de la Claréa toutefois, il existe une foliation antérieure anté-alpine. Dans les Schistes lustrés, où le style des P2 est voisin de celui des P3 (classe 1C), les premiers sont très proches de la classe 2. La schistosité S2 est une schistosité de crénulation fine, très serrée dans les faciès schisteux où elle transpose presque complètement la foliation S1. La linéation minérale L2 est sub-parallèle aux axes de plis P2. La direction initiale des plis P2 n'est pas reconstituée avec certitude: N40 ou N140. Il faut noter que SIDDANS & QUAZZANI (1984) reconstituent dans

la série de Gran Scala au nord du massif une direction NNE ou nord-est pour la première phase de déformation, donc identique à ce que l'on peut observer sur la bordure ouest du massif. Des recristallisations dans des conditions pression–température comparables à la phase 1 s'effectuent lors de la phase 2. Ces recristallisations seraient ainsi contemporaines du métamorphisme HP–BT qui affecterait à ce moment là seulement (Eocène inférieur) le massif d'Ambin sous-jacent. Il faut rappeler que dans le groupe de la Claréa ce métamorphisme HP–BT du massif d'Ambin est nécessairement post paléocène, ce qui concorde avec l'âge des recristallisations de phase 2 (50 m.a.) dans les Schistes lustrés voisins (LIEWIG et al. 1981).

Phase 3. – Comme pour la phase 2, cette génération de structures synschisteuses (métamorphisme Schiste vert) affecte conjointement l'ensemble des Schistes lustrés, les différentes séries bréchiques, la couverture autochtone du massif d'Ambin et son soubassement antémésozoïque. En règle générale, les plis P3, à charnière arrondie, sont plus ouverts que les plis P2. Ils appartiennent à la classe 1C et sont souvent plus aplatis dans les flancs qu'en charnière. Orientés N10 à N160, les plis P3 sont fortement déversés vers l'est. Au voisinage immédiat de la bordure ouest du massif d'Ambin, il existe sans doute une deuxième famille de plis P3 dont les axes sont orientés E–W. La schistosité S3 est une schistosité de crénulation, plus forte que la crénulation S2 qu'elle peut toutefois faire rejouer. La phase 3 est responsable de l'orientation actuelle N90 de la linéation minérale ubiquiste sur le massif; celle-ci représente en première approximation la direction d'étirement 3 vers laquelle se réorientent tous les éléments structuraux linéaires. A l'échelle de la carte, des plis P3 hectométriques affectent toutes les unités. Ils représentent l'épisode de rétrodéversement classique sur cette transversale des Alpes (TRICART et al. 1977). Une augmentation de température et/ou une diminution de pression conditionnent la transformation partielle des assemblages précédents en assemblages du faciès Schiste vert. Ces transformations paraissent liées à la phase 3 et sont mieux marquées au voisinage immédiat du massif d'Ambin que dans la partie ouest du secteur étudié.

Phase 4. – On a regroupé dans la phase 4 tous les événements tectoniques qui affectent le massif postérieurement à la déformation 3. Les types de structures suivantes ont été observés.

— Des plis décamétriques à plurihectométriques en genoux, à plans axiaux raides légèrement déversés vers le sud-est; ils sont sporadiquement associés à une schistosité mal individualisée. Dans les quartzites, il est pourtant parfois difficile de les distinguer des plis P3 pluridécamétriques. Ces plis P4 sont particulièrement développés au nord du secteur étudié.
— Des couloirs N–S d'accidents cassants subverticaux.
— Des fractures conjuguées qui délimitent des coins en extension subhorizontale.
— Enfin des fentes de tension récentes affectent parfois des éboulis de pente consolidés.

Les plis 4 et les structures cassantes sont responsables au moins en partie de la voussure générale du massif d'Ambin, mais ne perturbent pas la structure interne de l'ensemble des unités.

2. Chronologie des contacts anormaux

L'agencement actuellement complexe des différentes séries en carte (fig. 20) comme en coupe (fig. 21) n'est pas dû uniquement à des plis, mais aussi à différentes générations de

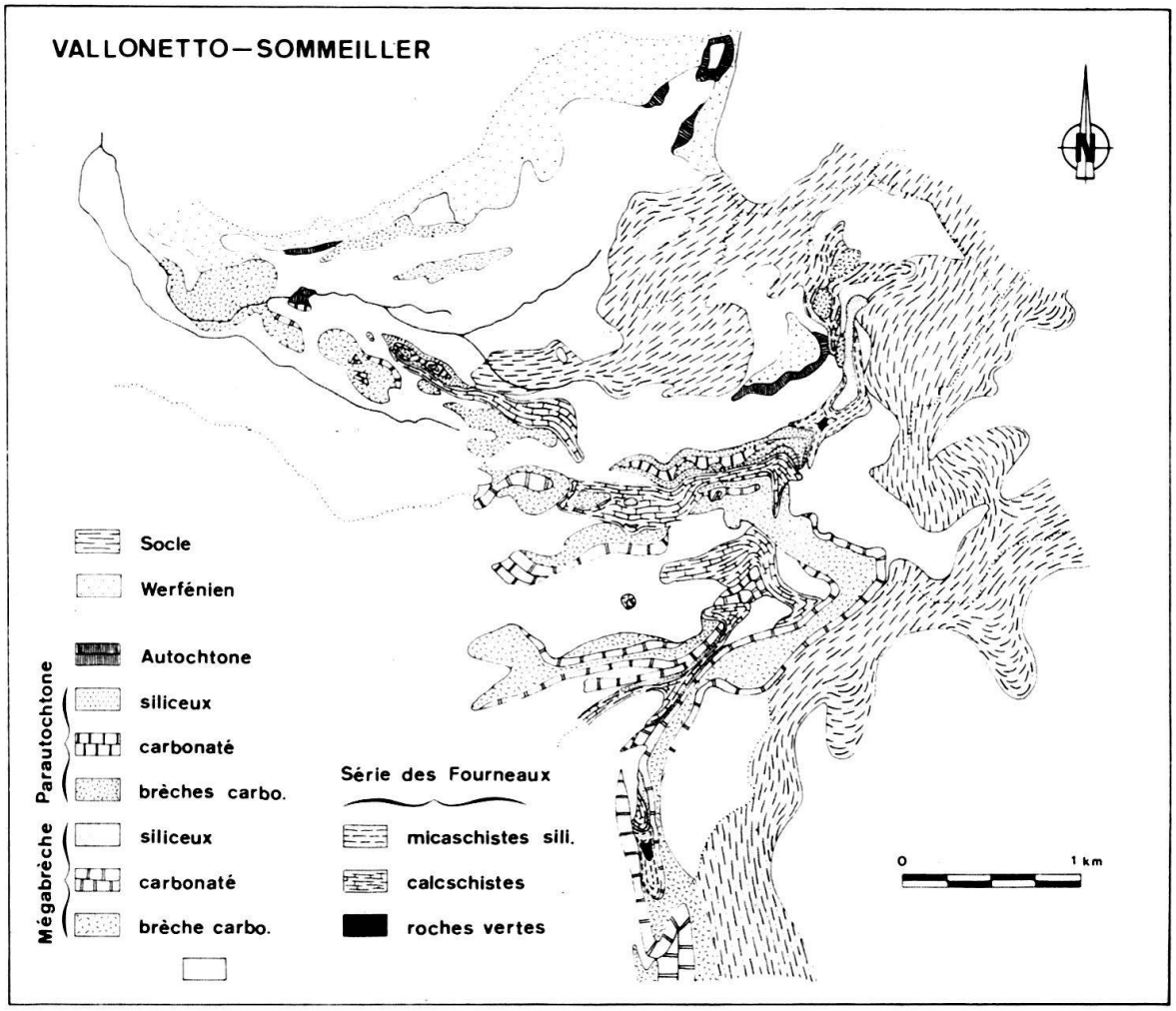


Fig. 20. Carte géologique du secteur Vallonetto–Sommeiller.

contacts anormaux. Comme on l'a vu précédemment, trois unités composites sont séparées par les contacts φb et φc.

Les contacts φa. – L'unité I est composée de différentes séries de Schistes lustrés. Ces différentes séries sont séparées par des contacts anormaux φa précoces. Ces contacts φa sont anté 2 car replissés par les phases 2 et 3. Le calage plus précis de ces contacts φa anté 2 est délicat: deux hypothèses sont envisagées.

Comme dans l'interprétation proposée par CARON (1977), ces contacts pourraient être antérieurs à la phase 1, traduisant le charriage des séries piémontaises les plus internes sur les séries piémontaises externes. L'ensemble des Schistes lustrés serait ensuite affecté par le premier événement tectonométamorphique de haute pression–basse température.

Une deuxième hypothèse consiste à ne pas séparer dans le temps les deux événements: le charriage des séries internes sur les séries externes serait alors associé à la première tectonique synschisteuse.

Les contacts φb. – Plus nets que les contacts φa, les contacts φb prennent des aspects variés. Le contact φb majeur sépare les Schistes lustrés de l'unité I des autres séries allochtones du massif d'Ambin: la série à mégabrèches et les écailles parautochtones qui constituent l'unité II. L'unité II est elle-même composite, scindée par des contacts φb

mineurs en différentes sous-unités aux comportements rhéologiques différents. La série à mégabrèches est composée pour l'essentiel de blocs dolomitiques compétents emballés par des marbres très ductiles. Cette série à mégabrèches constitue le repère cartographique qui souligne le mieux les plis majeurs.

Les séries parautochtones, essentiellement quartzitiques et dolomitiques sont elles aussi très compétentes. Elles forment des écailles tectoniques dont l'épaisseur variable dépend de la position de leur contact de base dans la pile des quartzites. Ces écailles tectoniques sont très semblables à celles décrites dans la région de val d'Isère par SIDDANS (sous presse) et dans la zone d'Acceglio par LEFÈVRE (1982).

Les gypses et anhydrites constituent un niveau particulièrement ductile, on en retrouve des injections dans les contacts φa et φb; en fait leur présence est toujours liée à un niveau de décollement majeur.

En fait l'unité II comprend également des Schistes lustrés pincés au cœur de la série à mégabrèches par le jeu d'une synforme majeure P2 couchée vers le sud-est, dont la klippe bréchique du Vallonetto constitue le reste du flanc supérieur (fig. 21B). Le contact φb est donc antérieur au pli P2. Sur la coupe de la figure 21B une série de plis en genoux 3 à déversements antagonistes replisse cette synforme 2 qui repose au nord sur des écailles de séries parautochtones.

Les contacts φb mineurs qui découpent l'unité 2 en une série d'écailles décamétriques à hectométriques sont particulièrement bien visibles en rive gauche de Rio de Fond (fig. 21C). Les contacts φb dont on vient de voir qu'ils étaient antérieurs aux plis 2, ont donc rejoué localement après ces plis. Ces rejeux constituent sans doute les rétroécaillages associés aux rétrodéversements de phase 3.

Le contact φc. – D'une façon générale ce contact sépare l'unité III comprenant le soubassement antémésozoïque et sa couverture de l'ensemble des séries allochtones. Toutefois, une exception peut être observée au col des Fourneaux où il sépare des Schistes lustrés adhérant sur la couverture autochtone de l'ensemble des séries allochtones.

L'aspect bombé de ce contact est dû à la voussure terminale du massif (phase 4).

Le fait que ce contact recoupe des niveaux variés du massif d'Ambin (groupe d'Ambin jusqu'aux séries Crétacé supérieur–Paléocène) est dû plus aux irrégularités sédimentaires mésozoïques qu'à une troncature tectonique importante.

Conclusion

A partir des données structurales, métamorphiques et sédimentologiques, la structure actuelle du massif d'Ambin et de ses bordures est interprétée comme le résultat des épisodes tectoniques suivants.

1. Une tectonique distensive marquée par l'effondrement du domaine piémontais par rapport au domaine briançonnais controle la sédimentation en domaine ultra-briançonnais dès le Jurassique inférieur, pour progresser ensuite vers des domaines plus externes (Callovien en domaine briançonnais s.s.).

2. Début de la tectonique compressive: mise en place des olistolites de roches vertes au sommet des séries piémontaises précédent le charriage des Schistes lustrés liguro-piémontais ophiolitifères (φa) sur les Schistes lustrés piémontais externes. Ce charriage est antérieur (CARON 1977) et/ou contemporain du premier événement tectonométamorphi-

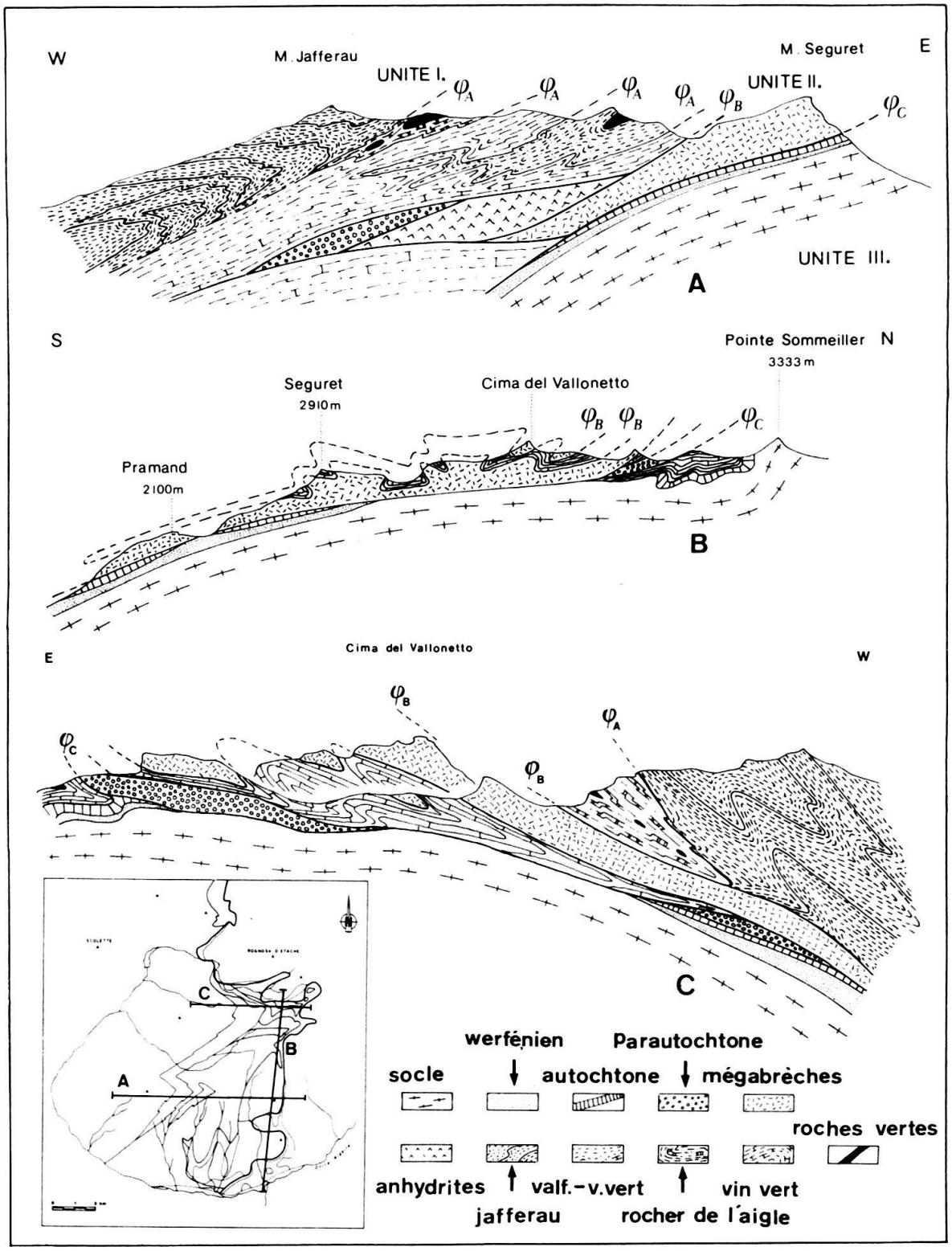


Fig. 21. Coupes de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin. A: Coupe Jafferau–Séguret (W–E). B: Coupe Pramand–Sommeiller (S–N). C: Coupe Pta. Valfredda–Pta. dei Fourneaux (E–W).

que HP–BT, lui-même associé à la première phase de plissement qui n'affecte que les Schistes lustrés.

3. Les Schistes lustrés, déjà tectonisés et métamorphisés, sont charriés sur les séries ultrabriançonnaises du massif d'Ambin (couverture autochtone, écailles parautochtones et série à mégabrèches): contact φb.

4. Une deuxième phase tectonométamorphique affecte l'ensemble des séries ultrabriançonnaises et des séries piémontaises. Elle se traduit par un deuxième événement métamorphique HP–BT et par des plis P2.

5. Une troisième phase de déformation synschisteuse (la phase principale de rétrodéversement et de rétrocharriage) est associée à un étirement E–W généralisé et à des écaillages (jeu des contacts φc et rejeu des contacts φb). Cette phase peut être composite et détermine l'emplacement final de certains paquets allochtones comme cela est proposé par SIDDANS & OUAZZANI (1984) pour les Schistes lustrés de Corne Rousse charriés sur la série de Gran Scala.

6. A la suite de la phase 3 quelques plis de phase 4, la voussure terminale du massif et des accidents cassants à rejet faible complètent l'allure d'ensemble de la demi-fenêtre du massif d'Ambin.

BIBLIOGRAPHIE

ALLENBACH, B. (1982): Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin, (Alpes Occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques, analyse tectonique et modélisation de la déformation. – Thèse Doc. spéc. Strasbourg.

ALLENBACH, B., & CARON, J. M. (1982): Déformation des linéations, comparaison de modèles calculés et de cas naturels. In: Interprétation des champs de déformation finie en tectonique, 1. – Table ronde int. Cent. natl. Rech. sci. Rennes.

— (1984a): Diversité des séries bréchiques à la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes Cottiennes). – C. R. Acad. Sci. (Paris *299*, sér. 11/5, 207–212.

— (1984b): Modélisation de la réorientation des linéations autour des plis concentriques aplatis. – Sci. géol. (Strasbourg) [Bull.] *37*/3, 197–212.

ARGYRIADIS, I., DE GRACIANSKY, P. C., MARCOUX, J., & RICOUX, L.E. (1980): The opening of the Mesozoic tethys between Eurasia and Arabia–Africa. In: Géologie des chaînes alpines issues de la téthys (p. 195–214). – Mém. Bur. Rech. géol. min. *115*.

BERNOULLI, D., & LEMOINE, M. (1980): Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. In: Géologie des chaînes alpines issues de la téthys (p. 168–179). – Mém. Bur. Rech. géol. min. *115*.

BOCQUET, J. (1974): Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. – Thèse Doc. Sci. Grenoble.

BOURBON, M. (1980): Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. – Thèse Doc. Sci. Strasbourg.

BOURBON, M., CARON, J. M., LEMOINE, M., & TRICART, P. (1979): Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. – C.R. Soc. géol. France *4*, 180–182.

CARON, J. M. (1969): Sur des brèches polygéniques chaotiques intercalées dans les Schistes lustrés piémontais au Monte Banchetta près de Sestrière (Alpes cottiennes Italie). – C. R. Soc. géol. France *3*, 112–114.

— (1971): Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). – Géol. alp. (Grenoble) *47*, 45–67.

— (1973): Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie): leurs liaisons avec les rétrocharriages. – Sci. géol. (Strasbourg) [Bull.] *26*, 259–278.

— (1977): Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. – Sci. Géol. (Strasbourg) [Mém.] *48*.

— (1979): Déformation des linéations. – Eclogae geol. Helv. *72*/2, 485–496.

CARON, J. M., & GAY, M. (1977): La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. – Eclogae geol. Helv. *70*/3, 643–665.

CHATTERJEE, N. D. (1971): Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of Dora-Maira massif, Western Italian Alps. – N. Jb. Mineral. [Abh.] *114*, 181–245.

DEBELMAS, J., & LEMOINE, M. (1957): Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). – C. R. Soc. géol. France, p. 38–40.

DE SITTER, L. U. (1958): Structural geology. – Mc Graw-Hill, New York.

ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). – Mém. Explic. Carte géol. dét. France.

FLINN, D. (1962): On folding during three dimensional progressive deformation. – Quart. J. geol. Soc. London *118*, 385–433.

FRANCHI, S. (1911): L'eta e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del retico nell'alta Valle di Susa. – Boll. r. Com. geol. Ital. *42*, 171–187.

GAY, M. (1971): Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). – Thèse Doc. Sci. Lyon.

GOGUEL, J. (1955): Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du massif d'Ambin. – Bull. Soc. géol. France *6*/V, 65–75.

— (1958): Présence des conglomérats à la base du «groupe d'Ambin» dans les schistes cristallins du massif d'Ambin (Savoie). – C. R. Soc. geol. France *11/12*, 229–231.

GOGUEL, J., & ELLENBERGER, F. (1952): La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. – C. R. Soc. géol. France *13*, 262–264.

GOGUEL, J., & LAFFITTE, P. (1952): Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. Bull. Soc. géol. France *6*/2, 575–595.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D., & WILLIAMS, P. F. (1976): An outline of structural geology. – Wiley, New York.

HSÜ, K. J. (1983): Geosynclines in plate-tectonic settings: sediments in moutains. In: HSÜ, K. J.; Mountain Building Processes (p. 3–12). – Academic Press, London.

LAGABRIELLE, Y. (1982): Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). – Thèse Doc. spéc. Brest.

LEBLANC, D. (1962): Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). – Dipl. d'études sup. Paris.

LEFÈVRE, R. (1965): Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio–Longet (Alpes cottiennes, Italie). – Thèse Doc. spéc. Paris.

— (1982): Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. – Thèse Doc. Sci. Paris-Orsay.

LEFÈVRE, R., & MICHARD, A. (1976): Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadeite. – Sci. géol. (Strasbourg) [Bull.] *29*/3, 183–222.

LEMOINE, M. (1961): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. *4*, 163–180.

— (1963): Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. – Geol. Rdsch. *53*, 113–131.

— (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. – Geol. Rdsch. *56*, 320–335.

— (1971): Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Reflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. – Géol. alp. (Grenoble) *47*, 181–201.

LIEWIG, N., CARON, J. M., & CLAUER, N. (1981): Geochemical and K–Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. – Tectonophysics *78*, 273–290.

LORENZONI, S. (1965): Studio geopetrographico del versante italiano del massicio d'Ambin. – Mem. Ist. Geol. Mineral, Univ. Padova *25*.

MC ILREATH, I. A., & JAMES, N. P. (1979): Carbonates slopes. In: WALKER, R. G.: Facies Models (p. 133–144). – Geoscience Canad. Rep. Ser. 1.

MALAVIEILLE, J., & ETCHECOPAR, A. (1981): Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin massif). – Tectonophysics *78*, 65–71.

MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – Eclogae geol. Helv. *77*/2, 395–448.

MEANS, W. D. (1976): Stress and strain. Basic concepts of continuous mechanics for geologists. – Springer, New York.

MICHARD, A. (1958): Géologie générale de la zone d'Acceglio–Longet dans la région de Bellino (Alpes cottiennes, Italie). – Dipl. Etud. Sup. Ecole Normale Sup. Paris.

— (1959): Contributions à l'étude géologique de la zone d'Acceglio–Longet dans la Haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). – Bull. Soc. géol. France *7*/1, 52–61.

— (1967): Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. – Cent. natl. Rech. sci. Paris.

MICHEL, R. (1956): Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). – C. R. somm. Soc. géol. France *6*/6, 121–123.

— (1957): Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). – C. R. somm. Soc. géol. France *6*/7, 130–131.

PEQUIGNOT, G., & POTDEVIN, J. L. (1984): Métamorphisme et tectonique dans les Schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). – Thèse Doc. spéc. Lyon.

RAMSAY, D. M., & STURT, B. A. (1973): An analysis of non cylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-Cambrian rocks of Sory, Northern Norway. II The significance of synfold stretching lineation in the evolution of non cylindrical folds. – Tectonophysics *18*, 109–121.

RAMSAY, J. G. (1963): Stratigraphy, structure and metamorphism of the Western Alps. – Proc. geol. Assoc. *74*, 357–392.

— (1967): Folding and fracturing of rocks. – Mc Graw-Hill, New York.

SALIOT, P. (1978): Le métamorphisme dans les Alpes françaises. – Thèse Doc. Sci. Paris.

SANDERSON, D. (1973): The development of fold axes oblique to the regional trend. – Tectonophysics *16*, 55–70.

SCHUMACHER, F. (1972): Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes Alpes cottiennes, Italie). – Thèse Doc. spéc. Strasbourg.

SCIUS, H. (1981): La carte au 50000e de Pietra di Verde. Etude géologique régionale des Schistes lustrés corses. – Thèse Doc. spéc. Strasbourg.

SIDDANS, A. W. B. (1984): Structural and metamorphic evolution of a part of the Vanoise: The zone Vanoise–Mt Pourri in the region of Val d'Isere. – Géol. France *4*, 3–39.

SIDDANS, A. W. B., & OUAZZANI, M. (1984): Deformation of the mesozoic and tertiary rocks of Gran Scala, Ambin massif, Western Alps. – Sci. géol. (Strasbourg) [Bull.] *37*/1, 52–65.

TRICART, P. (1980): Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. – Thèse Doc. Sci. Strasbourg.

TRICART, P., CARON, J. M., GAY, M., & VIALON, P. (1977): Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). – Bull. Soc. géol. France *19*, 873–881.

TRÜMPY, R. (1983): Alpine paleogeography: a reappraisal. In: J. HSÜ, K.: Mountain Building Processes (p. 149–156). – Academic Press, London.

WEIDMANN, M. (1972): Le front de la brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean d'Aulph (Haute Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la brèche. – Géol. alp. (Grenoble) *48*, 229–246.

Manuscrit reçu le 5 août 1985
Révision acceptée le 20 décembre 1985