



HAL
open science

Le chaînon de Rochebrune au sud-est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales

Thierry Dumont

► To cite this version:

Thierry Dumont. Le chaînon de Rochebrune au sud-est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00541937

HAL Id: tel-00541937

<https://theses.hal.science/tel-00541937>

Submitted on 1 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Thierry DUMONT

Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon :

*Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur
de la Zone Piémontaise des Alpes Occidentales*

Soutenue le 25 mars 1983 devant la commission d'examen :

Président	M. J. DEBELMAS	Professeur, Grenoble
Examineurs	M. M. LEMOINE	Directeur de recherche, Grenoble
	M. P. TRICART	Professeur, Sfax, Tunisie
	Mme J. MEGARD-GALLI	Maître-Assistante, Montpellier
	M. R. POLINO	Chargé de recherche CNR, Turin
Direction	M. S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT	Maître-Assistant, Grenoble
	M. M. LEMOINE, P. TRICART	

GRENOBLE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
de Géologie Appliquée

par

Thierry DUMONT

Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon:

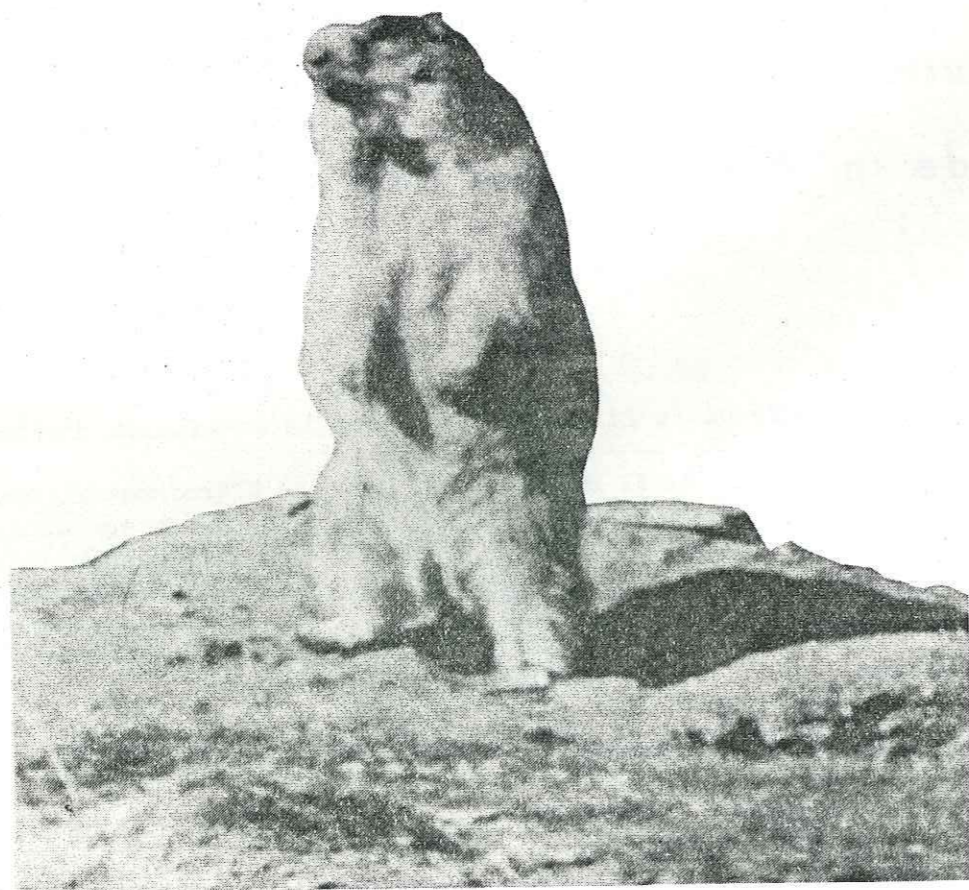
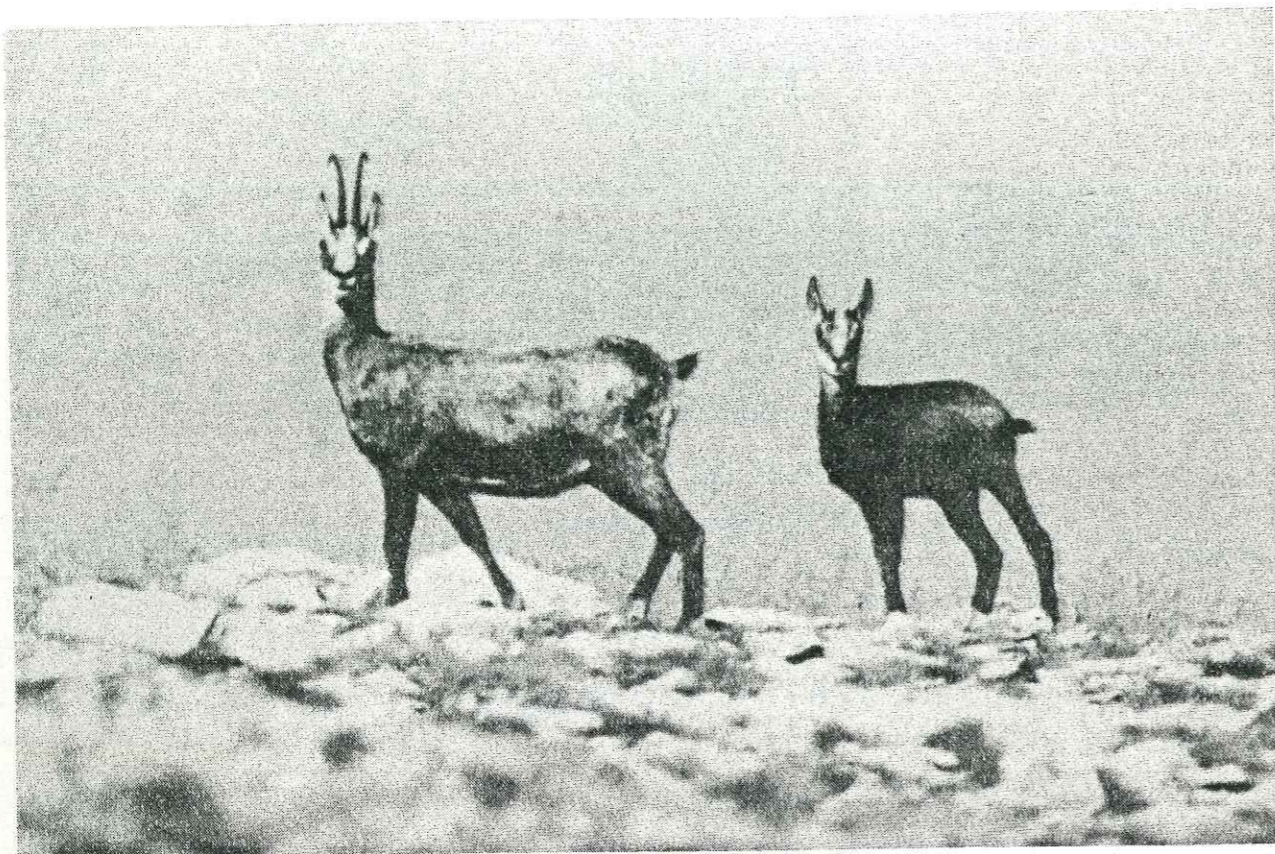
*Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur
de la Zone Piémontaise des Alpes Occidentales*

Soutenue le 25 mars 1983 devant la commission d'examen :

Président	M. J. DEBELMAS	Professeur, Grenoble
Examineurs	M. M. LEMOINE	Directeur de recherche, Grenoble
	M. P. TRICART	Professeur, Sfax, Tunisie
	Mme J. MEGARD-GALLI	Maître-Assistante, Montpellier
	M. R. POLINO	Chargé de recherche CNR, Turin
Direction	M. S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT	Maître-Assistant, Grenoble
	M. M. LEMOINE, P. TRICART	

GRENOBLE

A E. Jaillard.
Bon courage pour la fin
Je te souhaite de trouver les
mêmes choses en Savoie...
Bien amicalement,
Dumont



AVANT PROPOS

Cette étude a été réalisée au sein du laboratoire "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu de Grenoble, dans le cadre d'un contrat avec la DGRST.

C'est avec plaisir qu'au terme de ce travail j'exprime ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à son aboutissement, par leur appui scientifique ou leur soutien moral, ainsi qu'à celles qui ont accepté de le juger :

- M. LEMOINE, Directeur de recherche CNRS à Grenoble, et P. TRICART, Professeur à Sfax, qui m'ont fait découvrir la géologie alpine et les Schistes lustrés, ont bien voulu me confier ce sujet et n'ont ménagé ni leur temps, ni leurs critiques pour qu'il aboutisse au présent mémoire.

- J. DEBELMAS, Professeur à Grenoble, qui a bien voulu me faire l'honneur de présider le jury.

- J. MEGARD-GALLI (Montpellier), S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT (Grenoble) et R. POLINO (Turin), pour leur aide sur le terrain, leurs conseils et pour avoir accepté de faire partie du jury.

- R. MOUTERDE (Lyon), qui est venu traquer l'ammonite dans le Lias de Rochebrune et a assuré les déterminations.

- M. BOURBON (Sofia-Antipolis) pour ses suggestions sur le terrain et sa sympathie.

- Cl. KERCKHOVE, Professeur à Grenoble, qui m'a emmené "au-dessus" du terrain et s'est toujours montré prévenant envers les étudiants.

- A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD (Grenoble) pour leurs conseils judicieux et leur enthousiasme communicatif.

- L. ZANINETTI (Genève) pour des déterminations de foraminifères.

Au moment de conclure cet épisode grenoblois, je n'oublierai pas les personnes de ma faculté d'origine, Bordeaux, qui ont facilité mon entrée dans cette université; je veux parler du Professeur M. VIGNEAUX et de R. PRUDHOMME.

Je tiens également à remercier le personnel technique de l'Institut Dolomieu, et en particulier C. DE RUBIA qui a assuré consciencieusement la frappe du manuscrit.

Je ne saurais oublier Gilbert FAURE, gardien du gîte d'étape des Fonds, et sa famille, qui ont grandement facilité mes campagnes de terrain. Qu'ils soient assurés que je conserverai envers eux une amitié durable.

A cette heure, je pense à tous mes amis drômois et bien sûr à mes amis et collègues grenoblois, qui ont contribué à leur manière à l'aboutissement de cette thèse, et que je ne nommerai pas, de crainte d'en oublier.

Enfin, et surtout, un grand merci à mes parents et grands-parents, qui m'ont toujours soutenu, encouragé, et bien peu vu ces trois dernières années. Je leur dédie ce travail, ainsi qu'à mon grand-père instituteur et à ma tante qui auraient aimé, je crois, en voir l'accomplissement.

SOMMAIRE

(Table des matières détaillée p.247)

	Pages
RESUME	3
ABSTRACT	4
RIASSUNTO	5
CHAPITRE I - INTRODUCTION	9

PREMIERE PARTIE

LES "SCHISTES LUSTRES OPHIOLITIFERES",
UNE SERIE OCEANIQUE

INTRODUCTION	25
CHAPITRE II - STRUCTURE GENERALE	27
CHAPITRE III - LA SERIE DU LAC DES CORDES	43
CONCLUSION	56

DEUXIEME PARTIE

L'UNITE PREPIEMONTAISE DE ROCHEBRUNE,
UNE SERIE DE MARGE CONTINENTALE

INTRODUCTION	57
CHAPITRE IV - STRUCTURE GENERALE	59
CHAPITRE V - UNE SERIE DE TYPE ROCHE DES CLOTS	89
CHAPITRE VI - EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOTECTONIQUE DE LA MARGE DU NORIEN AU SINEMURIEN : LE DEBUT DU RIFTING TETHYSIEN	105
CONCLUSION	170

TROISIEME PARTIE

DANS LES ECAILLES BASALES ET SOMMITALES DE L'UNITE DE ROCHEBRUNE :
LA SERIE DE PRAFAUCHIER, A DETRITISME CARBONATE, SILICEUX ET ULTRABASIQUE

INTRODUCTION	171
CHAPITRE VII - SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE TYPE PRAFAUCHIER : DESCRIPTIONS, COMPARAISONS, HYPOTHESES	173
CHAPITRE VIII - INTERPRETATIONS STRATIGRAPHIQUES ; LA SERIE DE PRAFAUCHIER	195
CONCLUSION	198

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS

CHAPITRE IX - RECONSTITUTION TECTOGENETIQUE	201
CHAPITRE X - RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE	211
ANNEXES	223
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTE DES FIGURES	241

RESUME

Cette étude essentiellement mégastructurale et stratigraphique s'appuie sur le lever cartographique au 1/100000° de la chaîne de Rochebrune, au SE de Briançon, où affleurent des unités de la zone piémontaise s.l..

Les trois premières parties, consacrées aux trois séries stratigraphiques en présence, en décrivent les mégastructures et la lithostratigraphie, et en donnent une interprétation stratigraphique et paléogéographique. La quatrième partie est un essai de reconstitution tectogénétique et paléogéographique.

Aspect structural: Dans ce secteur, l'Unité prépiémontaise de Rochebrune est rétrocharriée sur les Schistes lustrés ophiolitifères :

Dans ces Schistes lustrés, quatre phases alpines synchisteuses plicatives ont été mises en évidence. Seule, la première a une vergence externe.

Dans l'Unité de Rochebrune, les effets des tectoniques alpines se sont superposés à ceux d'une paléotectonique d'âge liasique, témoignage du rifting téthysien : (1) la paléotectonique liasique est responsable d'effondrements et de basculements de blocs le long de paléofailles NW - SE dans la partie orientale de l'Unité. (2) les tectoniques alpines montrent une évolution inhabituelle du niveau structural : une tectonique cassante distensive s'intercale en effet entre deux tectoniques synchisteuses plicatives.

Aspect stratigraphique: Trois séries ont pu être distinguées :

1. La série océanique du lac des Cordes (Schistes lustrés), constituée au dessus de metabasaltes, d'une succession de termes métasédimentaires supposés d'âge Malm-Crétacé par comparaison avec la série de Chabrière. Un important détritisme serpentineux est présent dans la base de cette série.

2. Une série de marge continentale, comparable à la partie inférieure de la série prépiémontaise de la Roche des Clots, d'âge Norien à Dogger présumé, qui constitue l'Unité de Rochebrune. L'établissement d'une lithostratigraphie précise de la formation rhético-hettangienne, valable à l'échelle régionale, a permis la mise en évidence de plusieurs épisodes de tectonique synsédimentaire dont le principal se situe vers la limite Hettangien-Sinemurien.

3. La série de Prafauchier, pour laquelle on propose un âge Dogger supérieur-Malm : elle pourrait alors constituer la suite stratigraphique de 2 et s'être déposée sur la marge continentale. On y note un détritisme mixte, essentiellement serpentineux et sialique, avant ou au début du Malm.

Aspect paléogéographique et paléotectonique : Le modèle maintenant classique du début de l'évolution de la Téthys ligurienne a pu être précisé grâce à la présence d'une série océanique (1 ci-dessus) et d'une série de marge continentale (2 + 3) :

Série de marge continentale :

- Limite Hettangien-Sinemurien (2) : le fonctionnement de failles normales délimitant de petits blocs basculés, puis l'intense ravinement et le brutal enfoncement qui leur succèdent, témoignent d'un événement majeur du rifting.

- Dogger probable (Formation détritique rousse, 2) : l'arrivée de détritits carbonatés, puis siliceux, résulte d'une érosion de plus en plus profonde de la marge.

- Fin du Dogger ou début du Malm (3) : un détritisme mixte (carbonaté, puis siliceux, puis ultrabasique) précéderait de peu ou serait contemporain de l'ouverture océanique.

Série océanique :

- Au Crétacé inférieur présumé, un important détritisme serpentineux est l'écho d'une activité tectonique du substratum océanique.

ABSTRACT

This work deals with megascopic structural analysis and stratigraphy, based upon 1/10000° detailed mapping of the Rochebrune massif SE of Briançon, French Alps, Piedmont zone s.l..

The first three parts deal with each one of the three different stratigraphic series present in this area. In the fourth part, these series are interpreted regarding their stratigraphy and their paleogeography.

Structural geology: The Rochebrune unit of the Prepiedmont zone has been backthrust upon the Schistes lustrés of the Piedmont zone.

In the Schistes lustrés, four Alpine phases of folding with schistosity have been recognized, among which only the first one exhibits an external vergence.

In the Rochebrune unit, the Alpine deformation is overprinted upon the Liassic Tethyan rifting. This Liassic tectonics has resulted in NW-SE faulting coupled with tilted blocks. The Alpine deformation shows an unusual evolution, where a distensional phase with normal faulting occurs between two phases of folding with schistosity.

Stratigraphy: Three stratigraphic series have been recognized:

1. The lac des Cordes oceanic-type series (Schistes lustrés) is made up of metasediments of inferred late Jurassic to Cretaceous age overlying metabasalts. Serpentinite-bearing detritics occur in the lower part of the metasediments.

2. A continental margin-type series of Norian to Dogger age forms the Rochebrune unit. This series resembles the lower part of the Prepiedmont Roche des Clots series. Detailed lithostratigraphic correlations in the Rhaetian and Hettangian strata yield evidence of several synsedimentary tectonic events; the most important one occurs at the Hettangian-Sinemurian boundary.

3. The Prafauchier series for which a late Dogger to Malm age is proposed, can be interpreted as the upper part of series 2, accordingly deposited above the continental margin. Serpentinitic and sialic detritics are present before or at the beginning of the deposits of inferred Malm age.

Paleogeography and sedimentary tectonics: The now classical model of the evolution of the Ligurian Tethys is consistent with the reconstructed evolution both of the oceanic (1) series, and of the continental margin type (2 + 3), series.

Continental margin type series: At the Hettangian-Sinemurian boundary, normal faulting in series 2 resulted in tilting of hectometric blocks and in subsequent erosion followed by subsidence. This bears evidence of a major event in the rifting. In the inferred Dogger age deposits of series 2, detrital intercalations of (a) carbonate, and (b), sialic, clasts, bear evidence of deeper erosion of the continental margin. In the sediments of series 3, (late Dogger to early Malm), similar detrital intercalations also occur, immediately followed by serpentinite debris, an event which seems to be more or less coeval with the oceanic opening.

Continental series: Tectonic activity of the oceanic bottom resulted in important serpentinitic detrital intercalations, probably during Cretaceous times.

Questo studio essenzialmente megastrutturale e stratigrafico s'appoggia sul tracciato cartografico all' 1/100000° della catena di ROCHEBRUNE, AL SE di BRIANCON dove affiorano unità della zona piemontese.

Le tre prime parti, consacrate alle tre serie stratigrafiche presenti, ne descrivono le megastrutture e la litostратigrafia. La quarta parte è un saggio di ricostruzione tettonogenetica e paleogeografica.

Aspetto strutturale. In questo settore, l'unità prepiedmontese di ROCHEBRUNE è retrocarggiata sugli scisti lustrati ofiolitiferi:

- In questi scisti lustrati, sono state messe in evidenza quattro fase alpine con scistosità simultanea e formazione di pieghe. La prima soltanto ha una vergenza esterna.

- Nell'unità di ROCHEBRUNE, gli effetti delle tettoniche alpine si sono sovrapposti a quelli di una paleotettonica di età liasica, testimonianza del "Rifting tethysien": 1 La paleotettonica liasica è responsabile di sprofondamenti e sbilanci dei blocchi posti lungo le paleofaglie NW-SE nella parte orientale dell'unità. Le tettoniche alpine mostrano un'evoluzione inabituale del livello strutturale: Una tettonica dirompente distensiva si intercala in effetti tra due tettoniche "synschisteuses plicatives".

- Aspetto stratigrafico: Si sono potute distinguere tre serie:

1 - La serie oceanica del Lago "des Cordes" (Scisti lustrati), è costituita sopra di metabasalti, d'una successione di termini metasedimentari supposti di età Malm-Cretacé in confronto con la serie di Chabrière. Un importante detritismo serpentinoso è presente nella base di questa serie.

2 - Una serie di margine continentale, comparabile alla parte inferiore della serie prepiedmontese della "Roche des Clots", presunto di età Norien a Dogger, costituisce l'unità di Rochebrune. La costituzione di una litostратigrafica precisa delle formazioni rhaetico-hettangienne, valevole su scala regionale, ha permesso di mettere in evidenza parecchie fasi di tettonica sin-sedimentaria di cui il principale si trova all'limite Hettangien-Sinemurien.

3 - La serie di Prafauchier, per la quale si propone un'età Dogger superiore-Malm: esse potrebbe allora costituire il seguito stratigrafico delle serie 2 ed essersi depositata sul margine continentale. Vi si nota un detritismo misto, essenzialmente serpentinoso e sialico, prima all'inizio del Malm.

- Aspetto paleogeografico et paleotettonico: Adesso il modello classico dell'inizio dell'evoluzione della Tethys ligure si è potuto precisare grazie alla presenza di una serie oceanica (1-sopra) e d'una serie di margine continentale (2+3):

Serie di margine continentale:

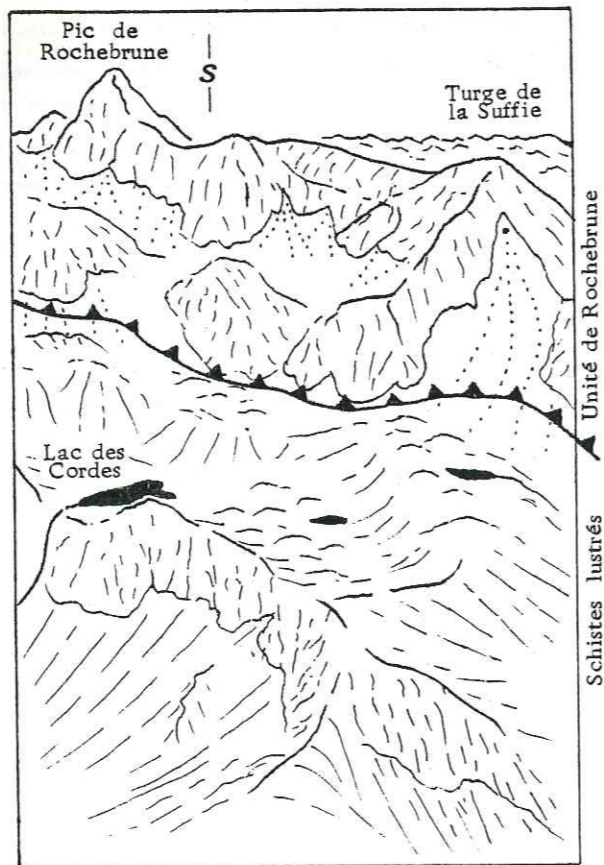
- Limite Hettangien-Sinemurien (2): il funzionamento della faglie normali che delimitano piccoli blocchi ribaltati, poi l'intenso dilavamento e il brutale sprofondamento che segue, testimoniano un'avvenimento maggiore del "rifting".

- Dogger probabile (formazione detritica rossiccia, 2): l'arrivo dei detriti carbonici poi silicici, risulta da un'erosione sempre più profonda del margine.

- Fine del Dogger o inizio del Malm (3): un detritismo misto (carbonico, silicico poi ultrabasic) precederebbe di poco o sarebbe contemporaneo dell'apertura oceanica.

Serie oceanica:

- All'cretaceo inferiore presunto, un importante detritismo serpentinoso è l'eco d'una attività tettonica del substrato oceanico.



L'Unité prépiémontaise de Rochebrune est rétrocharriée sur les Schistes lustrés (vue aérienne vers le Sud). Remarquer l'alignement cartographique de prasinites et marbres, subparallèle au charriage, en relief dans les Schistes lustrés.



PLANCHE 1

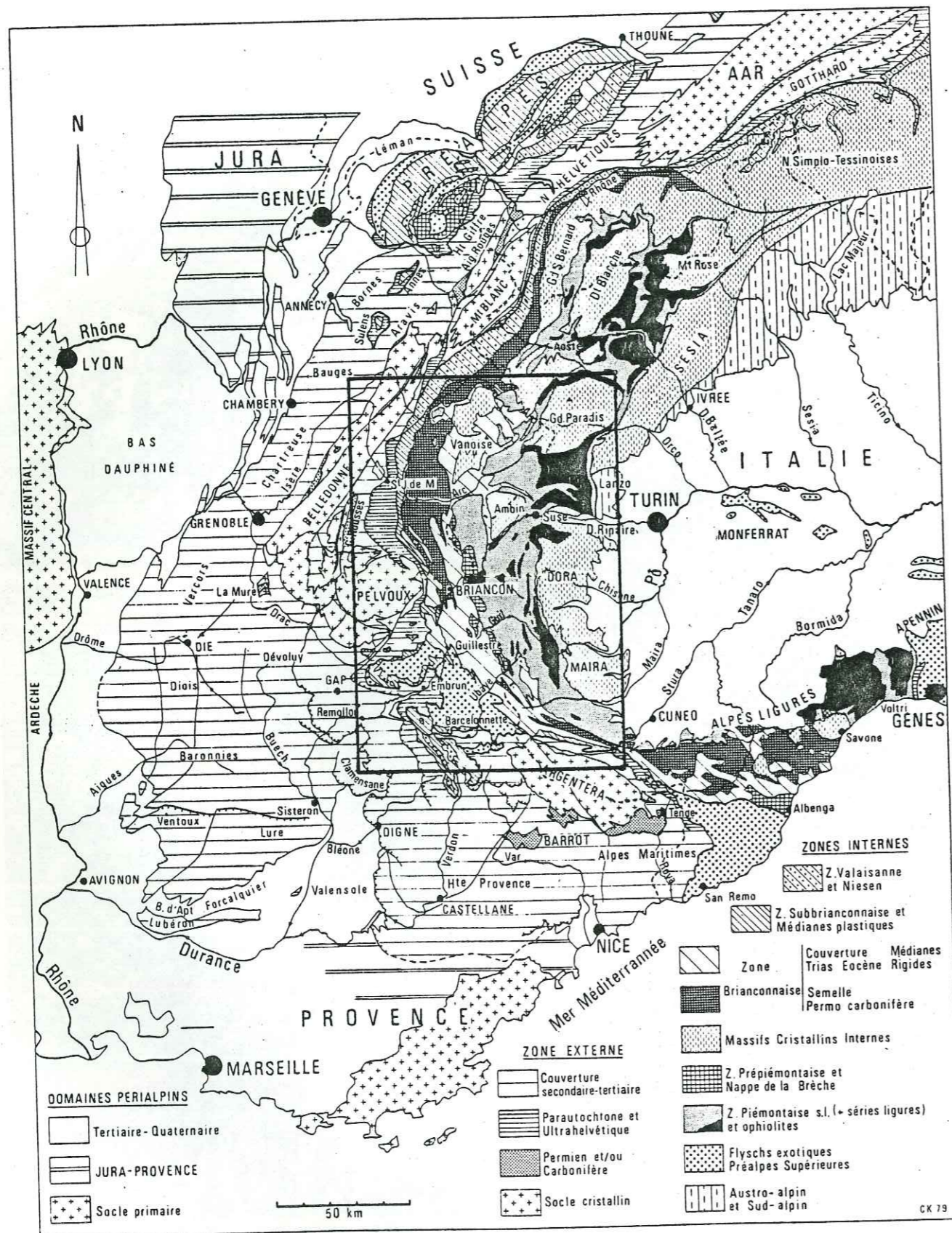


FIG. 1 : L'arc alpin occidental: schéma structural général (d'après Kerckhove, 1979)

L'encart représente le schéma structural de la Fig. 2 :

Le secteur étudié se trouve au centre de l'encart.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

A- PRESENTATION :

(voir fig. 1 à 4)

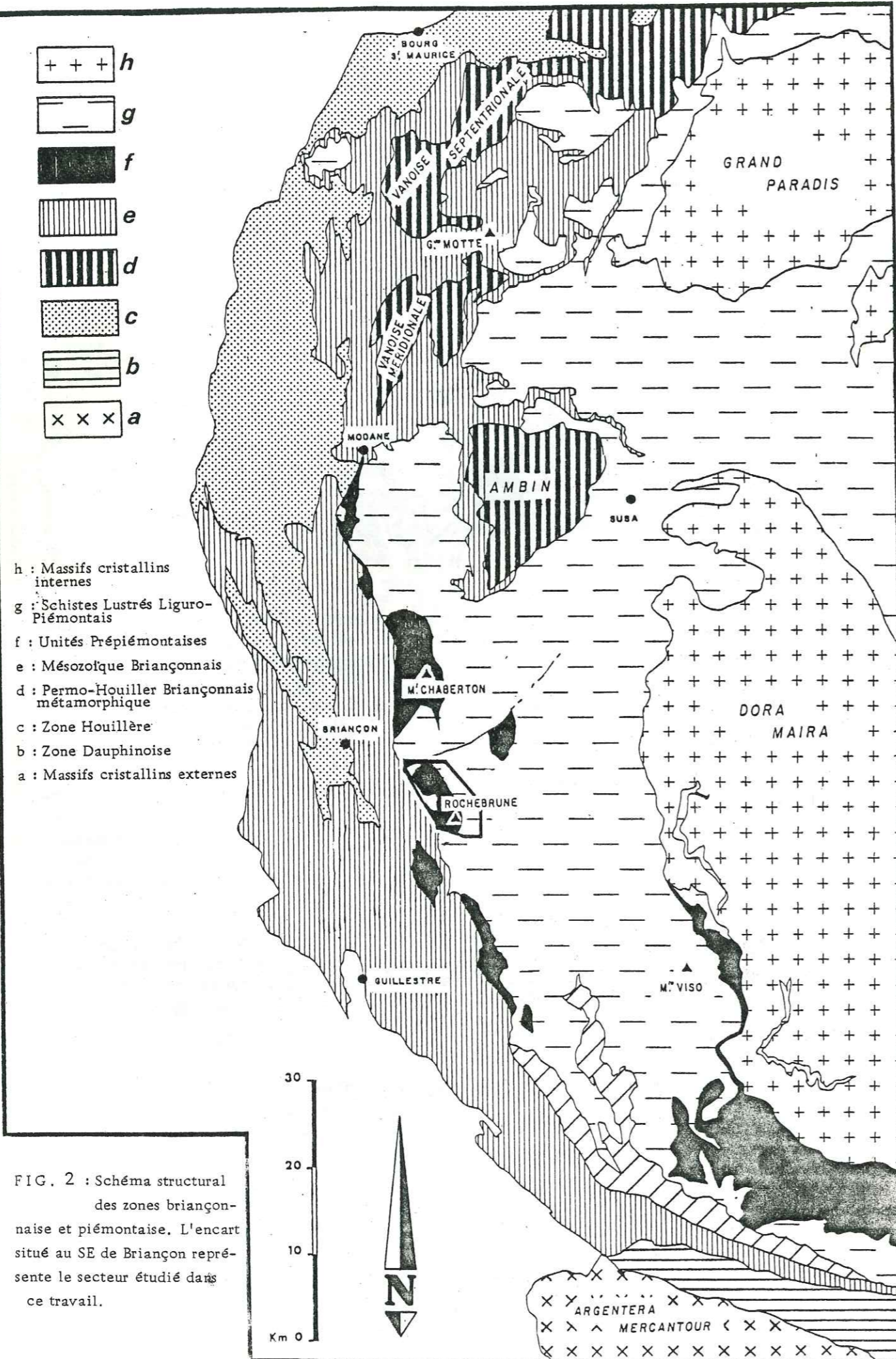
L'arc montagneux des Alpes occidentales est souligné par la disposition des principales unités lithologiques et structurales. On distingue ainsi un certain nombre de "zones" concentriques. Dans la plupart des cas, les unités lithologiques composant chacune de ces zones proviennent d'un même "domaine" paléogéographique. Par convention, on qualifie d'"interne" ce qui se trouve à l'intrados de l'arc, et d'"externe" ce qui se trouve à son extrados.

Le secteur étudié se situe approximativement dans la portion sub-méridienne de l'arc alpin occidental. A ce niveau, une transversale recoupe successivement d'Ouest en Est (des zones externes vers les zones internes): (1) la zone dauphinoise (chaines subalpines), (2) les zones subbriançonnaise et briançonnaise, et (3) la zone piémontaise (s.1.). Cette étude concerne un secteur de la zone piémontaise (s.1.).

Cette dernière zone englobe (1) le chapelet d'unités prépiémontaises situé à son bord externe (fig. 2), et (2) la zone piémontaise (s.s.) (dite aussi "zone des schistes lustrés s.s."). Ces deux types d'unités sont présents dans le secteur étudié.

1 - Cadre géographique :

Le secteur étudié se trouve à une vingtaine de kilomètres au SE de Briançon (département des Hautes Alpes), près de la frontière franco-italienne. Couvrant une cinquantaine de kilomètres carrés, il est délimité (voir fig. 3) au NE et au Nord (des Fonds au Fort des Ettes) par la haute vallée de la Cerveyrette. Au NW, il débordé sur la rive droite de la Cerveyrette, entre le Fort des Ettes et Cervières. A l'Ouest, il s'étend jusqu'au ruisseau du Blétonnet entre Cervières et le Bois des Oules. Plus au Sud, la limite du secteur ne s'appuie plus sur des repères géographiques naturels. Elle court du Bois des Oules au lac de Souliers (voir fig. 3), puis au Pic de l'Agrenier, pour rejoindre ensuite les Fonds.



Ce secteur, à la topographie contrastée (de 1600 m à plus de 3300 m) est parcouru par la chaîne de Rochebrune, dont la crête à allongement MNW - SSE culmine près de son extrémité méridionale, à l'imposant Pic de Rochebrune.

Du point de vue morphologique, il existe également un contraste entre les parties basses (notamment à l'Est d'une ligne sommet du Grand Vallon - Bois du Bourget) au modelé adouci et où la végétation s'implante facilement (forêts, alpages), et les parties hautes formées de grandes falaises dolomitiques bordées d'éboulis et de moraines. Ce contraste trouve son origine (voir §2) dans la superposition d'une nappe prépiémontaise, comprenant une puissante formation dolomitique, aux "Schistes lustrés" s.s., essentiellement composés de schistes et calcschistes.

2 - Cadre géologique et structural :

(voir fig. 2 et 4)

Situé au bord externe de la zone piémontaise (s.l.), le secteur étudié voit l'empilement de deux nappes à caractères lithostratigraphiques et paléogéographiques totalement différents : la nappe inférieure appartient aux Schistes lustrés (s.s.), complexe calchisteux à masses ophiolitiques éparses répandu dans toute la zone interne de l'arc alpin occidental (fig. 2) ; la nappe supérieure appartient à la "zone" prépiémontaise, alignement cartographique discontinu d'unités charriées vers l'Est (rétro-charriées) sur les schistes lustrés ophiolitifères (s.s.).

Etant donné le caractère très particulier des unités prépiémontaises, nous réservons dans ce qui suit le terme "Schistes lustrés" au complexe calcschisteux ophiolitifère de la nappe inférieure, et nous utiliserons pour désigner l'unité prépiémontaise formant la nappe supérieure le terme "unité de Rochebrune".

Les Schistes lustrés du secteur étudié sont parcourus par un alignement cartographique de "Roches Vertes" (prasinites) et marbres associés. Ils représenteraient (voir première partie) dans leur ensemble un lambeau de substratum océanique et sa couverture d'âge Malm-Crétacé, issus de l'Océan liguro-piémontais, portion de la téthys.

L'Unité de Rochebrune est essentiellement formée d'une dalle de dolomies noriennes à l'endroit, s'épaississant très variable (de 100 à 700m au niveau de la crête de la chaîne). Cette dalle est l'aboutissement d'une structuration à plusieurs étapes. On citera ici les plus marquantes (voir détail ch. IV) :

1. L'étape liasique, durant laquelle se produisent des basculements de blocs délimités par des failles actuellement NW-SE (paléofailles mentionnées sur la fig. 4, près du bord oriental de l'Unité de Rochebrune).

2. Les étapes alpines, avec notamment (1) le découpage par les "failles obliques" (fig. 4) orientées perpendiculairement à la crête de la chaîne ; ces failles, qui voient leur compartiment méridional systématiquement abaissé, ont toutes un pendage moyen vers le SE, comme le montrent les "V" topographiques (schéma structural, fig. 4), et subdivisent l'Unité de Rochebrune en compartiments (ces compartiments et les "failles obliques" qui les limitent ont été numérotés pour faciliter la description ;

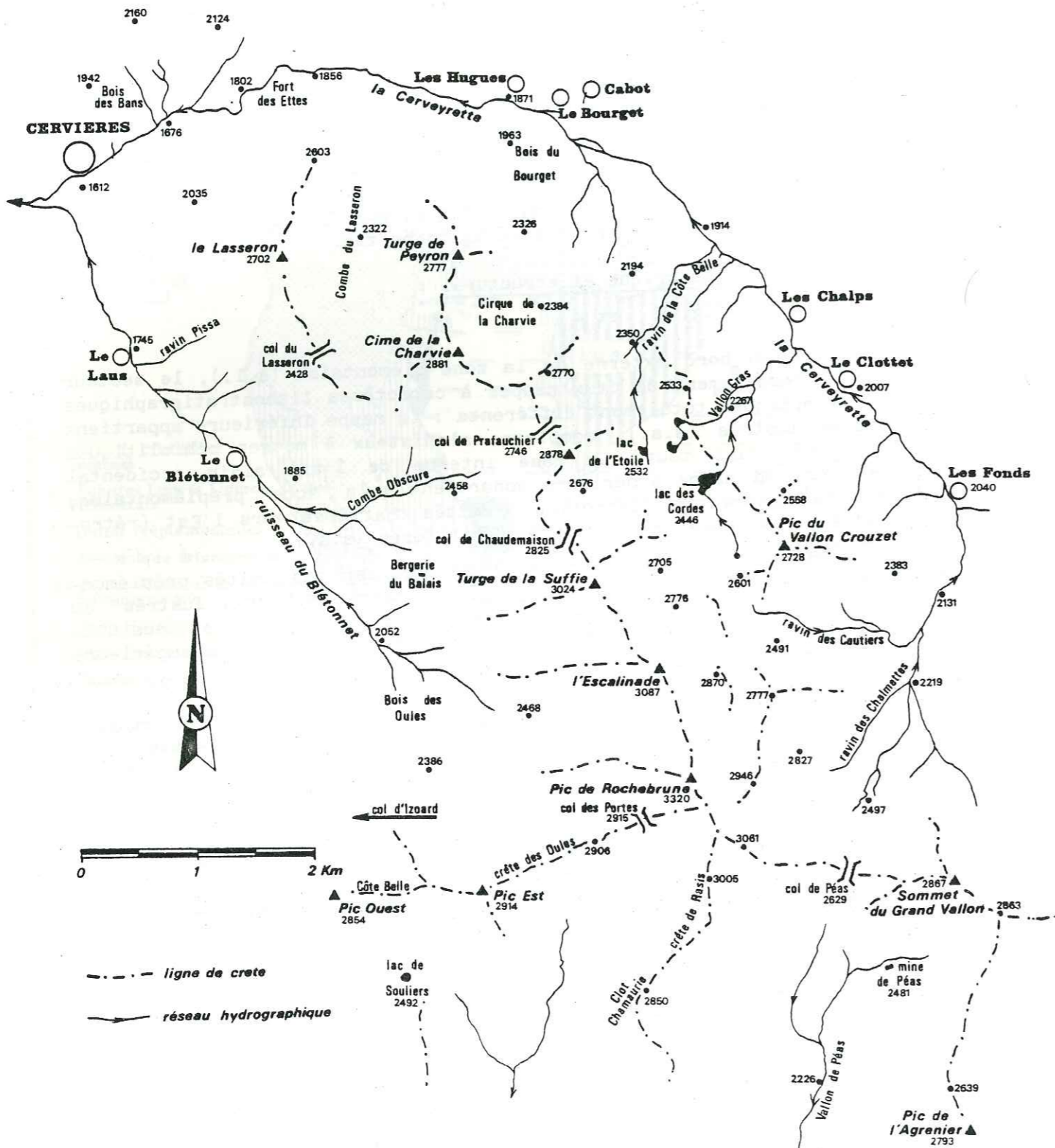


FIG. 3 : Localités citées dans le texte, relief et réseau hydrographique du secteur étudié.

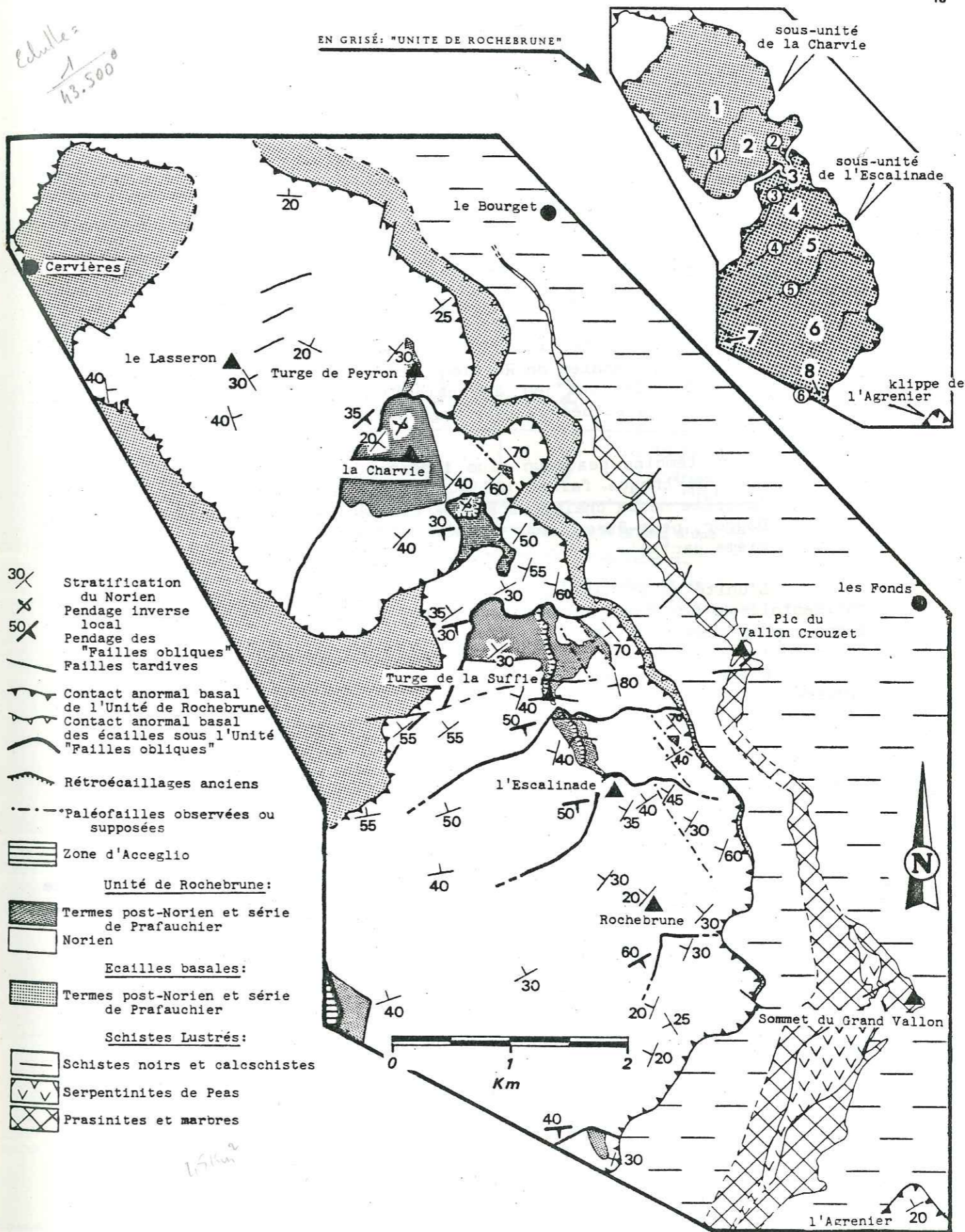


FIG. 4 : Schéma structural du secteur étudié. En encart, l'Unité de Rochebrune: numérotation des compartiments (gros chiffres) et des Failles obliques (petits chiffres cerclés).

voir fig. 4) ; et (2) le rétrocharriage de l'Unité de Rochebrune sur les Schistes lustrés ; ce rétrocharriage s'accompagne de la subdivision de l'Unité en deux sous-unités (encart de la fig. 4cc) à la faveur d'une zone de faiblesse où la dalle norienne est particulièrement peu épaisse (on emploiera cependant le terme "Unité de Rochebrune", sauf lorsque les deux sous-unités doivent être expressément distinguées).

La couverture post-norienne se trouve localement préservée de l'érosion à la faveur du jeu des failles qui viennent d'être mentionnées :

- de petits témoins sont conservés à l'Est des paléofailles (étape liasique, 1.) les plus orientales des compartiments 2,4 et 5 (voir encart de la fig. 4). Ils seront nommés dans ce qui suit "pincées orientales de Rhétien", et se trouvent en position effondrée (à cause du jeu des paléofailles) par rapport aux termes post-noriens situés au voisinage de la crête de la chaîne, décrits ci-après.

- des témoins beaucoup plus importants sont préservés au SE immédiat de chaque faille oblique (étape alpine, 2.), au niveau de la crête de la chaîne. L'âge de ces témoins monte au moins jusqu'au Dogger, peut-être jusqu'au Malm (série de Prafauchier ; voir troisième partie).

L'Unité de Rochebrune représente un lambeau de série de la marge continentale de l'océan liguro-piémontais (probablement de sa marge européenne ; voir deuxième partie).

Entre l'Unité de Rochebrune et les schistes lustrés sous-jacents s'insère un ensemble d'écaillles (dénommé "Ecaillles basales" sur la fig. 4). Ces écaillles montrent les mêmes termes que la série post-norienne de l'Unité de Rochebrune. Il pourrait s'agir d'un lambeau de flanc inverse cisailé de cette même unité. Elles réapparaissent en fenêtre au bord occidental de l'Unité de Rochebrune.

3 - Cadre tectono-métamorphique :

Les nappes présentées au § 2 portent les marques d'une tectonique polyphasée effectuée dans des conditions structurales variées. Nous ferons ici référence aux travaux de P. Tricart (1980) qui propose une chronologie synthétique des épisodes tectoniques ayant affecté les différentes zones de l'arc alpin occidental, sur une transversale comprenant notre secteur. Cette chronologie prend en compte les chronologies antérieurement établies pour une zone particulière (Caron, 1977, pour la zone piémontaise, par exemple).

On remarque (fig. 5) l'existence dans la chronologie "piémontaise" (Schistes lustrés) d'une phase synschisteuse d'âge probable Crétacé supérieur qui n'existe pas dans la chronologie "briançonnaise" (et n'aurait donc pas affecté l'Unité de Rochebrune).

Phases tectoniques synschisteuses majeures	Chronologie "dauphinoise"	Chronologie "briançonnaise"	Chronologie "piémontaise" (d'après Caron, 1977, et Caron et al., 1973)	Âges et caractéristiques	
				Âges	Caractéristiques
IV	2	3	3	Miocène	fort gradient de température
III	1	2	?	Oligocène sup.	
II	néant	1	2	35-40 MA (Eocène sup.)	haute pression - basse température
I	néant	néant	1	60-100 MA (Crétacé sup.)	haute pression - basse température

FIG. 5 : La chronologie synthétique de Tricart (1980) le long d'une transversale des Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. La chronologie "briançonnaise" concerne également les unités prépiémontaises (et en particulier l'Unité de Rochebrune) La chronologie "piémontaise" concerne les Schistes lustrés.

La phase I est à vergence externe.

Les phases II à IV induisent des éventails de structures dont l'axe de double déversement migre vers l'Ouest : pour la phase II, il se situerait vers la limite unités prépiémontaises / schistes lustrés (donc vergence externe dans les unités prépiémontaises, et interne dans les schistes lustrés) ; pour la phase III, il se situe dans la zone briançonnaise et pour la phase IV, dans la zone dauphinoise (donc pour ces deux phases, vergence interne tant dans les unités prépiémontaises que dans les Schistes lustrés ; ce sont les "rétrodéversements").

Nous verrons au ch. IX qu'il est possible de relier les événements tectoniques observés dans le secteur étudié à cette chronologie. Quelques particularités apparaîtront cependant, la plus remarquable étant l'existence d'une phase cassante ayant affecté l'Unité de Rochebrune entre deux phases synschisteuses plicatives.

B- TRAVAUX ANTERIEURS :

1 - Les précurseurs :

En 1900 paraît la première édition de la feuille Briançon au 1/80000. L'auteur en est P. Termier. Dès 1907, celui-ci considère les

Schistes lustrés comme le prolongement latéral de la série sédimentaire ophiolitifère de l'Appenin.

En 1913, W. Kilian et Ch. Pussenot fournissent une description de la série du "Briançonnais oriental" et caractérisent au-dessus du Trias des futures unités prépiémontaises le Rhétien, fossilifère, l'Hettangien et un Lias marno-calcaire. Dans le sens Nord-Sud, ils soulignent déjà l'analogie entre le Rhétien du Pas du Roc (Vanoise orientale) et le Rhétien briançonnais oriental (arguments paléontologiques). Dans le sens Est-Ouest, ils considèrent qu'il existe un passage latéral de ce type de série aux Schistes lustrés.

De 1925 à 1930, Raguin entreprend une révision de la feuille Briançon au 1/80000. Dans les coupes qu'il fournit en 1931, il remarque fort bien l'identité des termes post-triasiques juchés sur la chaîne de Rochebrune et de ceux qui s'insèrent à la base du Norien, entre celui-ci et les Schistes lustrés (figurés grisés respectivement foncé et clair du schéma structural de la fig. 4). Cependant, considérant que les schistes lustrés sont charriés sur la série prépiémontaise, il interprète l'Unité de Rochebrune comme une structure en "champignon" émergeant des schistes lustrés.

En 1930, Pussenot donne une description lithostratigraphique précise des affleurements du secteur étudié dans ce travail. Il remarque en particulier (1) l'existence des "brèches grises" dans le Norien (ce sont probablement des brèches du même type dont il est question au ch. VI § E1); (2) les analogies du Rhétien briançonnais du lac de l'Ascension et du Rhétien de la chaîne de Rochebrune; (3) la nature sédimentaire des divers niveaux d'ophicalcites (tant dans les Schistes lustrés, objet de la première partie de ce travail, que dans la série de Prafauchier définie dans la troisième partie de ce travail). Par contre, en ce qui concerne les Schistes lustrés, il réfute toute notion de nappe et de métamorphisme, considérant que ces roches ont acquis dès leur origine leurs caractères actuels.

2 - La stratigraphie prépiémontaise :

En 1950, J. Debelmas et M. Lemoine entreprennent une étude systématique du briançonnais calcaire et de sa bordure orientale. M. Lemoine s'intéresse plus particulièrement aux zones les plus internes, ce qui l'amène à établir une stratigraphie des chaînes les plus orientales du briançonnais (unités prépiémontaises). Il date paléontologiquement le Rhétien-Hettangien, et distingue au-dessus un complexe calcaire et calcschisteux monotone pour la base duquel il propose un âge Sinémurien (c'est le futur Lias Prépiémontais), puis un complexe à microbrèches (future formation détritique rousse). L'année suivante, ce même auteur baptise "zone du Gondran" l'ensemble des unités montrant une telle série, et souligne ses particularités par rapport à la zone briançonnaise.

En 1955, Ellenberger et Lemoine précisent la signification du terme "prépiémontais" : en Vanoise interne, il s'appliquera uniquement à la formation calcaire et calcschisteuse post-hettangienne (Lias Prépiémontais); à l'Est de Briançon, il pourra désigner la série du Gondran dans son ensemble.

Après avoir précisé en 1960 les notions de "zone du Gondran" et "zone prépiémontaise", M. Lemoine propose une révision de la série du Gondran (1971), qui a pour conséquence principale de remettre en question les liaisons que l'on pensait exister entre cette série et les Schistes lustrés à ophiolites.

En 1974, J. Megard-Galli précise l'âge et les caractères sédimentologiques du Trias dolomitique de la zone du Gondran (études inédites dans l'Unité de Rochebrune).

Enfin, en 1978, la série de la Roche des Clots-Grande Hoche, montant probablement jusqu'au Crétacé, est adoptée comme série prépiémontaise type, (Lemoine, Bourbon, Tricart; 1978), et détrône à ce titre l'ancienne série du Gondran, incomplète.

3 - La stratigraphie des Schistes lustrés :

L'établissement d'une stratigraphie dans ces unités s'est toujours avérée délicate en raison de l'absence de fossiles, de l'intensité du métamorphisme et de l'apparente monotonie des lithofaciès. Depuis 1950, c'est en grande partie M. Lemoine qui, par les travaux qu'il effectue et ceux qu'il suscite, donne un nouvel élan à l'étude de cette zone.

En 1970, en particulier, est définie la série de Chabrière (Lemoine et Al, 1970), série océanique typique.

Les derniers développements de ces recherches sont notamment en 1977, les travaux de J.M. Caron qui établit un inventaire des différentes séries lithostratigraphiques prépiémontaises, piémontaises s.s. et liguro-piémontaises et propose un schéma paléogéographique global.

En 1979, Bourbon et Al. recherchent des marqueurs stratigraphiques communs à l'ensemble des séries piémontaises (s.l.) (c'est-à-dire tant à celles déposées sur substratum sialique, dont fait partie la série de la Roche des Clots, qu'à celles déposées sur substratum océanique), et améliorent le schéma paléogéographique de Caron.

En 1982, Y. Lagabrielle s'intéresse aux relations entre les ophiolites et les premiers métasédiments dans des séries à affinités Chabrière du Queyras oriental. L'observation parallèle de la sédimentation actuelle sur le banc de Gorringer éclaire d'un jour nouveau les problèmes de détritisme ophiolitique dans ces séries.

4 - La tectonique :

Les travaux les plus récents concernant l'étude de la tectonique polyphasée aux confins briançonnais-prépiémontais sont ceux de Caron (1977) et Tricart (1980). Ce dernier propose en particulier une chronologie synthétique des principaux événements synschisteux sur une transversale des Alpes occidentales (voir § A3).

Notons qu'en 1975, à la suite d'une étude tectonique, Barfety et Gidon avaient envisagé une provenance "ultrapiémontaise" (Austro-Alpine) pour les unités prépiémontaises. Tricart (1980) souligne au contraire le rapprochement entre les évolutions tectoniques de la zone briançonnaise et des unités prépiémontaises.

C- LE SUJET :

Etant donné d'une part la complexité tectonique du secteur, et d'autre part son intérêt stratigraphique (zone de transition entre le briançonnais à caractère de marge continentale, et le piémontais (s.s.) avec ses reliques de séries océaniques; terrains déposés au début de l'histoire de l'océan liguro-piémontais), le sujet a été abordé sous un double angle structural et stratigraphique.

Le point de départ était un secteur géographiquement limité (voir § A1). La première étape de l'étude a consisté en une cartographie précise (1/10000) de ce secteur. Les grandes unités structurales et les caractères généraux de la stratigraphie de l'unité prépiémontaise étaient connus (§ B). Cette cartographie a permis (1) de proposer une série stratigraphique pour les Schistes lustrés (en s'appuyant sur des observations microtectoniques locales et des comparaisons à l'échelle régionale) (voir première partie) ; (2) de pressentir l'existence de phénomènes de tectonique synsédimentaire dans la série prépiémontaise, particulièrement au sommet de la formation du Rhétien-Hettangien (voir deuxième partie) ; et (3) de soupçonner la présence d'une troisième série, très particulière, intimement liée à la série prépiémontaise (voir troisième partie).

Une étude stratigraphique détaillée du Rhétien-Hettangien a ensuite été entreprise. Toutes les coupes exploitables du massif de Rochebrune ont ainsi été levées banc par banc. Les corrélations effectuées ont permis, outre l'établissement d'une lithostratigraphie valable à l'échelle régionale, de préciser les caractères de la tectonique synsédimentaire ayant affecté cette formation.

En ce qui concerne la tectonique alpine, il n'a pas été effectué de relevé systématique des micro ou mésostructures. Dans les Schistes lustrés, une étude microtectonique ponctuelle est destinée à étayer les arguments cartographiques pour l'établissement d'une série. Dans l'Unité de Rochebrune, ce problème a été abordé par une étude de l'architecture générale, en partie destinée à éclairer la stratigraphie, et par une chronologie des principaux accidents.

Le métamorphisme, étudié par Saliot (1973,1978), Caron (1977), Tricart (1980), Liewig (1981), n'a pas été abordé dans cette étude.

La deuxième étape de l'étude (voir quatrième partie) a consisté d'une part en une tentative de corrélation des histoires tectoniques des deux principales entités structurales (Schistes lustrés et Unité de Rochebrune), et d'autre part en un essai de synthèse paléogéographique des séries en présence (série de marge continentale proche du domaine océanique, et série océanique).

D- CONVENTIONS :

1 - Tectonique :

Les directions sont mesurées à partir du Nord magnétique suivant une demi-circonférence graduée vers l'Est. Les pendages des plans et plongements des axes sont mesurés de 0° (horizontale) à 90° (verticale), et sont suivis de la direction vers laquelle se fait le plongement (exemple : N. 140°, 25° SW). Ces mesures sont visualisées par projection stéréographique méridienne de l'hémisphère supérieur, sur canevas de Wulff. Les symboles utilisés dans les stéréogrammes sont mentionnés dans la fig. 6 .


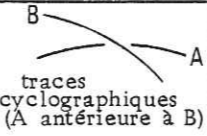





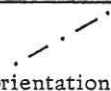
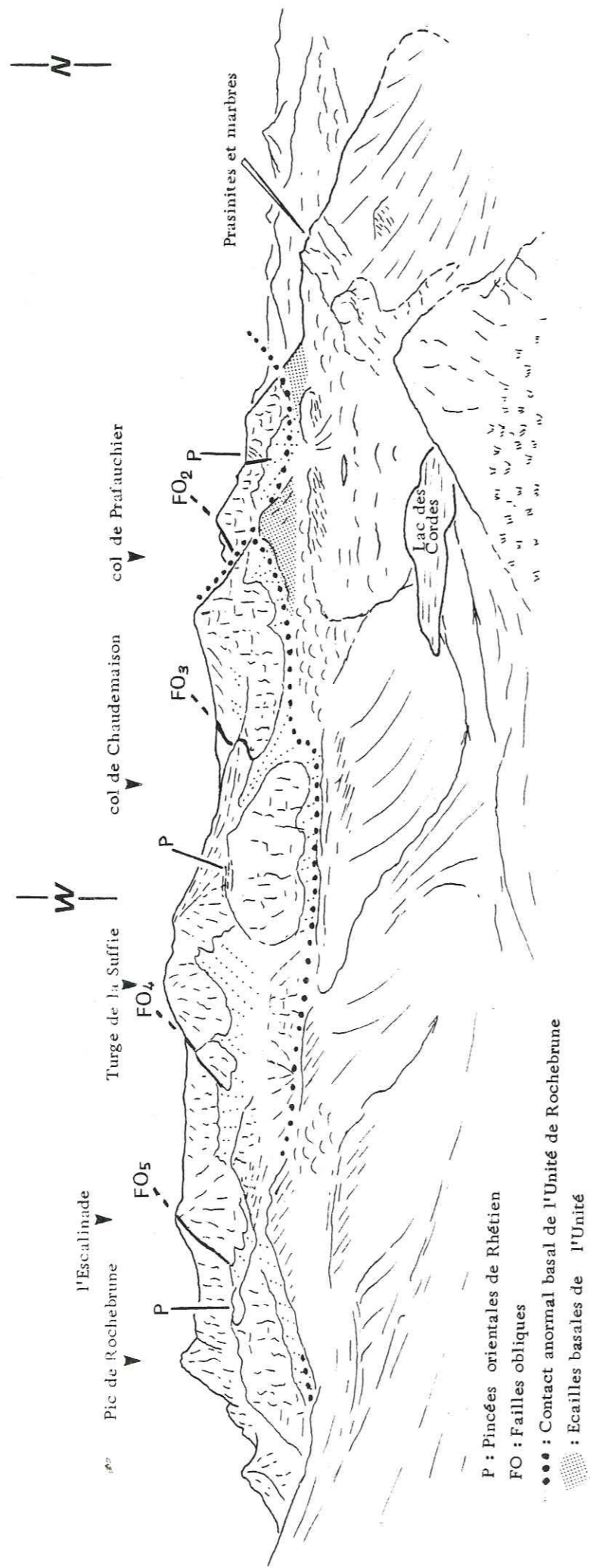
FAILLES		PLIS	CANNELURES	STRATIFICATION		COUPES	
							
sens de fonctionnement	traces cyclographiques (A antérieure à B)	pôles	axe	axe	pôle (Norien)	pôle (Rhétien)	orientation

FIG. 6 : Symboles utilisés dans les stéréogrammes. (projection en hémisphère supérieur)

2 - Stratigraphie :

Les figurés et les abréviations utilisés sont mentionnés en légende de chaque figure.



Le versant oriental de la chaîne de Rochebrune, avec l'Unité prépiémontaise de Rochebrune (au dessus du contact anormal basal) rétrocharriée sur les Schistes lustrés. (panorama depuis le Pic du Vallon Crouzet)

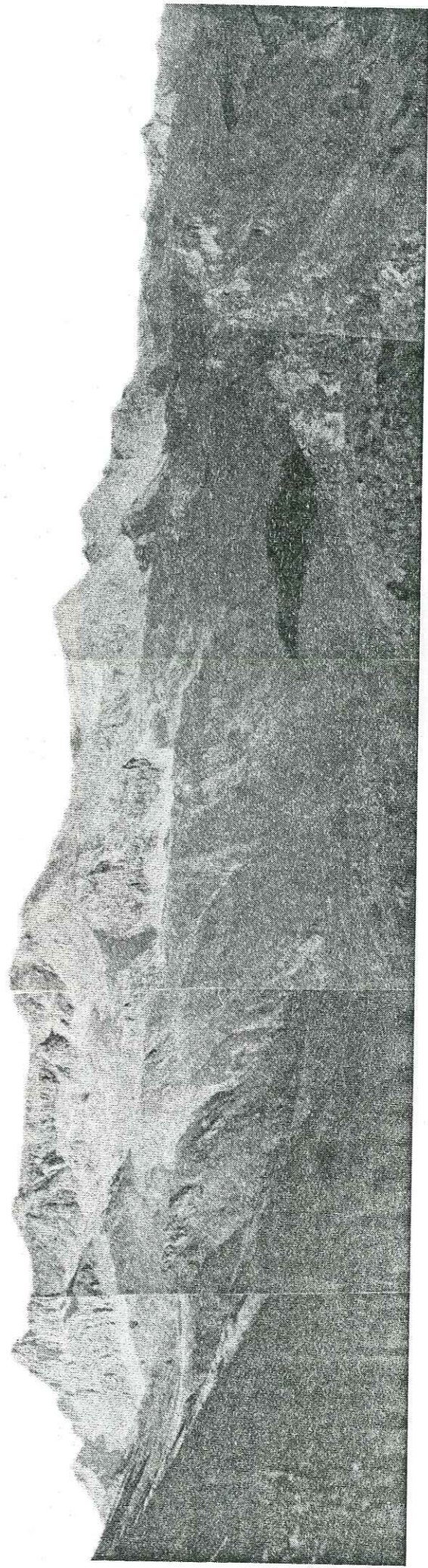
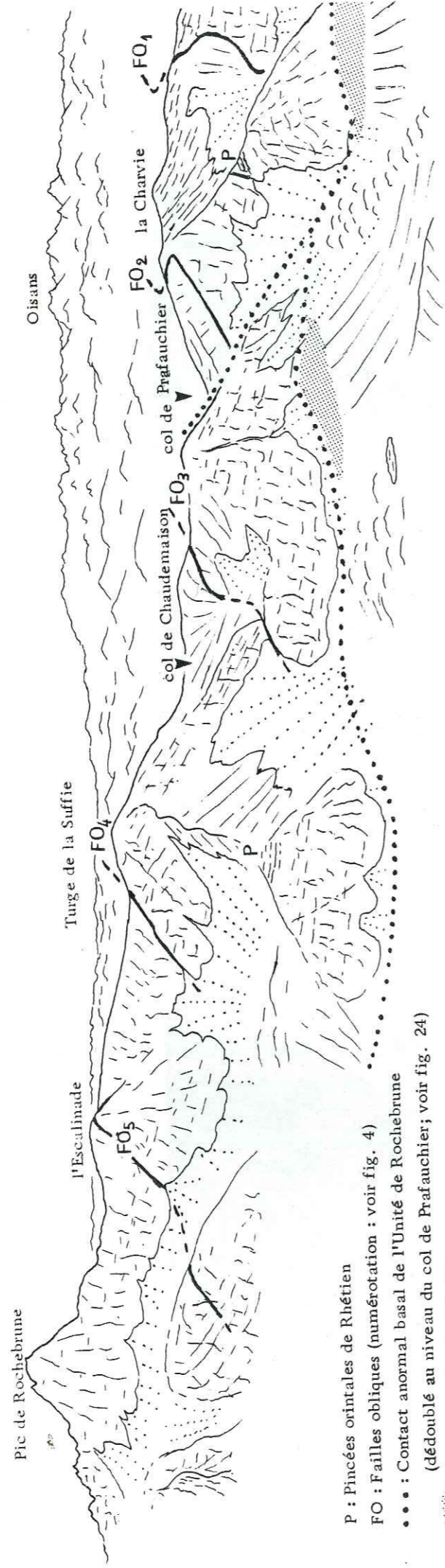


PLANCHE II



P : Pincées orientales de Rhétien
 FO : Failles obliques (numérotation : voir fig. 4)
 . . . : Contact normal basal de l'Unité de Rochebrune
 (dédoublé au niveau du col de Prafauchier; voir fig. 24)
 ■ : Ecailles basales de l'Unité

Vue aérienne du versant oriental de l'Unité de Rochebrune, montrant (1) son découpage en compartiments par les Failles obliques, et (2) sa subdivision en deux sous-unités au niveau du col de Prafauchier (voir fig. 24).

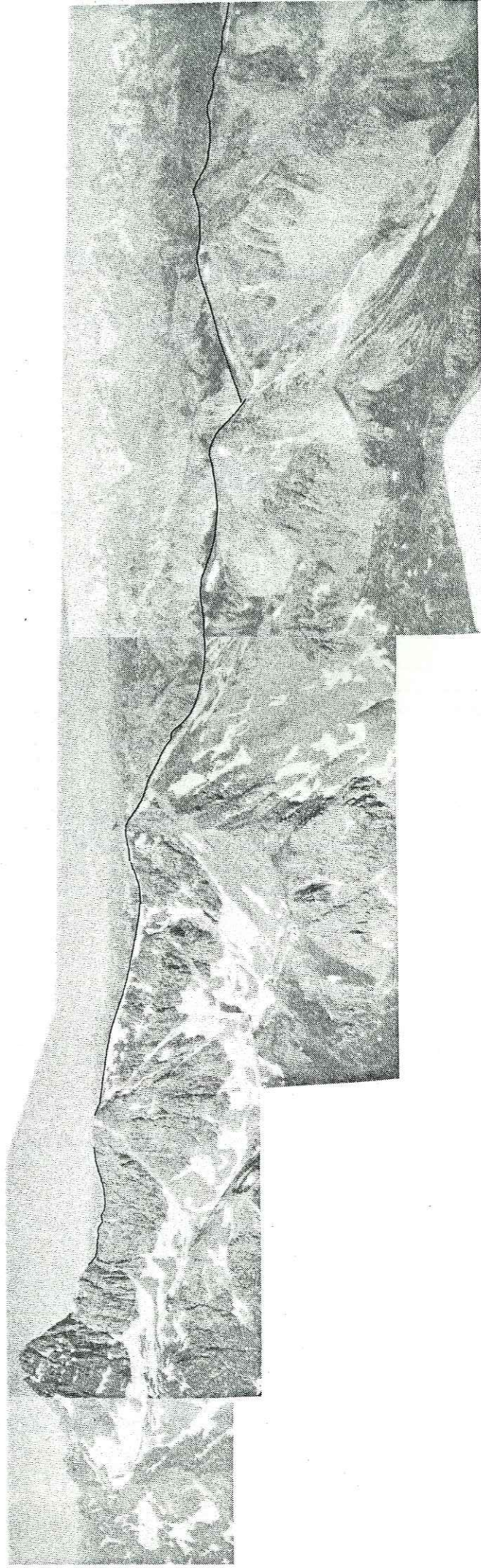


PLANCHE III

PREMIÈRE PARTIE

LES SCHISTES LUSTRÉS OPHIOLITIFÈRES :

UNE SÉRIE OCÉANIQUE

SOMMAIRE

	Pages
Introduction	25
CHAPITRE II - STRUCTURE GENERALE	
A - Introduction - Localisation des affleurements	27
B - Principaux lithofaciès rencontrés	27
C - Architecture	33
D - Observations de micro et mésostructures dans le secteur de Péas	39
CHAPITRE III - LA SÉRIE DU LAC DES CORDES	
A - Introduction	43
B - Discussion	43
C - La série du lac des Cordes	47
D - Comparaisons régionales	49
E - Age proposé	53
F - Récapitulation	55
Conclusion de la première partie	56

Introduction :

Les Schistes lustrés ophiolitifères du secteur étudié, qui supportent l'Unité prépiémontaise de Rochebrune rétrocharriée, affleurent au NE et à l'Est de celle-ci (rive gauche de la Haute Cerveyrette ; fig 7 ; planche II).

On commentera tout d'abord neuf coupes NE - SW à EW qui montrent l'organisation générale des lithofaciès, et quelques observations microtectoniques ponctuelles (ch. II).

L'ensemble de ces observations conduit à proposer une série stratigraphique interprétative dénommée "série du lac des Cordes", comprenant l'ensemble des lithofaciès reconnus (ch. III). Cette série, déposée sur substratum océanique (métabasaltes) s'avère comparable à plusieurs séries supraophiolitiques régionales, et montre même de grandes analogies avec certaines d'entre elles.

CHAPITRE II

LITHOFACIÈS

STRUCTURE GÉNÉRALE

A- INTRODUCTION ; LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS :

(voir fig. 7)

Rappelons qu'il existe schématiquement deux ensembles tectoniques superposés dans le secteur étudié : l'Unité prépiémontaise de Rochebrune, qui repose par l'intermédiaire d'écaillles basales sur les Schistes lustrés ophiolitifères. Dans les fenêtres situées au Nord et à l'Ouest de l'Unité de Rochebrune n'apparaissent que des termes que l'on peut rapporter aux écaillles basales. Les Schistes lustrés qui font l'objet de cette première partie appartiennent à une bande de 2 km de large et d'orientation NNW-SSE, qui borde à l'Est l'Unité de Rochebrune. Cette bande s'étend du Bois du Bourget, au Nord duquel elle s'enneie sous la plaine du même nom, jusqu'à la partie haute du Grand Vallon de Péas au Sud, au-delà, elle sort des limites du secteur étudié.

B - PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES :

1 - "Roches vertes" :

les serpentinites sont très développées dans le secteur du col de Péas et du sommet du Grand Vallon. Massives, elles présentent de nombreux filons d'amianté qui ont été exploités à la mine de Péas.

Les prasinites regroupent une grande variété de roches basiques métamorphisées (Novarese, 1895). Les constituants essentiels en sont l'albite (toujours abondante), la chlorite, les épidotes et les amphiboles vertes (actinote) ou bleues (glaucophane). De par l'aspect macroscopique, on distingue dans le secteur étudié :

- Les laves en coussins, observées en deux affleurements du secteur de Péas (X = 953,1 ; Y = 288,5 et X = 953,7 ; Y = 289,6), ont été étudiées par C. Mevel (1975), qui distingue deux types de gisement :

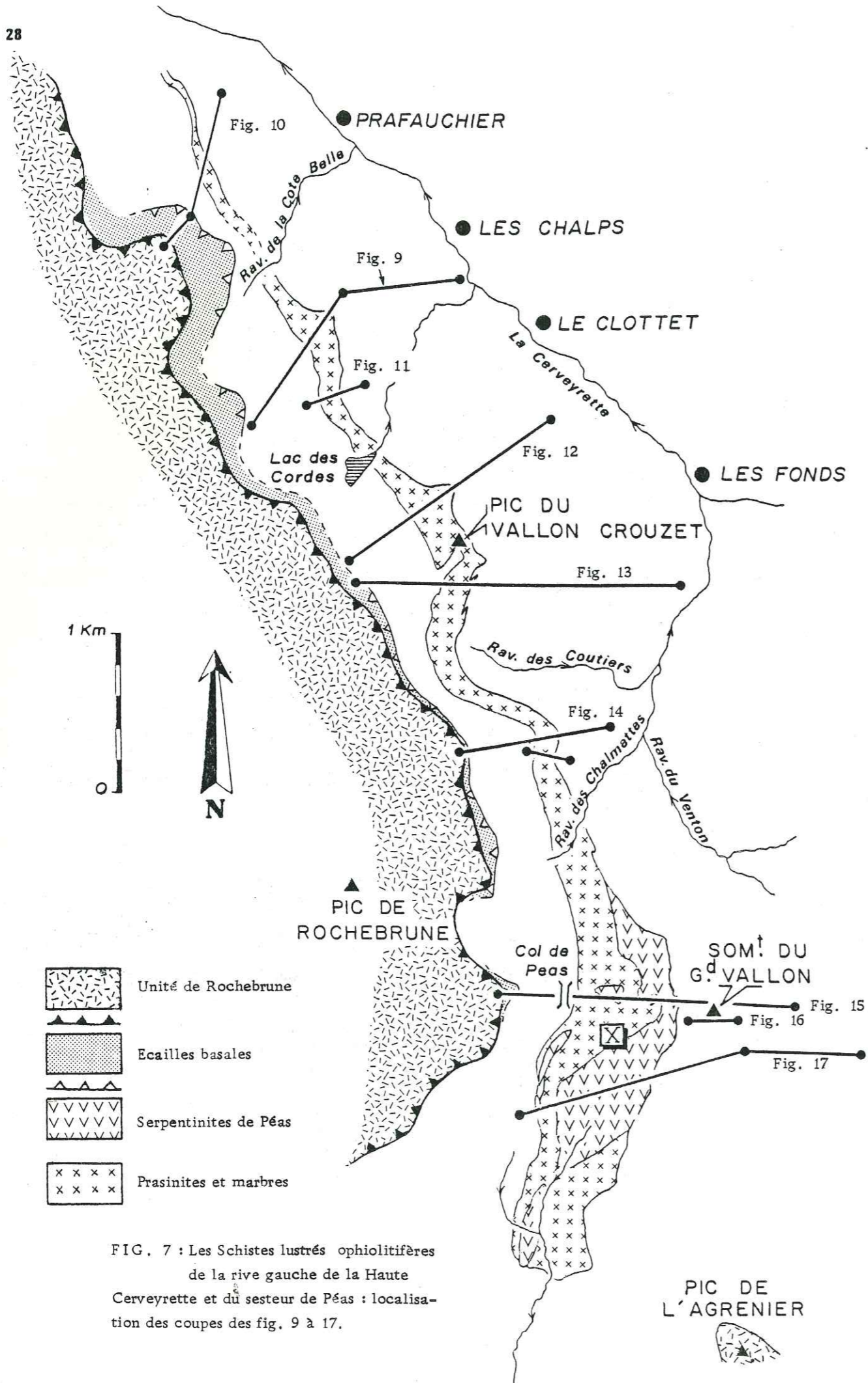


FIG. 7 : Les Schistes lustrés ophiolitifères de la rive gauche de la Haute Corveyrette et du secteur de Péas : localisation des coupes des fig. 9 à 17.

(1) des coussins empilés sur une épaisseur de 30 m dans une matrice schisteuse vert foncée d'origine magmatique (hyaloclastites ?) (il s'agit du premier affleurement cité ci-dessus), et (2) de minces bandes de laves en coussins non variolitiques, de quelques mètres d'épaisseur, intercalées dans les calcschistes et emballés dans une matrice riche en calcite et en quartz, probablement d'origine sédimentaire. Je n'ai pas retrouvé ce deuxième type de gisement.

Les coussins, de dimensions métrique, sont étirés (le rapport de leurs dimensions extrêmes restant généralement inférieur à deux), et ne permettent pas de déterminer la polarité de la série.

- *les brèches de coussins* : on peut notamment les voir en remontant le ravin des Coutiers jusqu' à l'altitude de 2500 m. Elles sont formées de fragments décimétriques de coussins à varioles dans une matrice carbonatée hématitique rouge. Les fragments, étirés, sont jointifs.

- *les prasinites massives*, très compétentes, forment l'essentiel de la bande de roches vertes qui se suit depuis le Bois du Bourget jusqu' à la partie haute du ravin des Coutiers. Elles présentent à l'oeil nu une structure plus ou moins grossière où l'on distingue parfois les cristaux d'albite millimétriques entrelacés. En lame mince, elles apparaissent essentiellement formées de cristaux automorphes d'Albite maclée et de fibres d'actinote ou de glaucophane, de grains d'épidote et de prismes de lawsonite. On y distingue quelques plages de calcite. La structure métamorphique ne permet pas de déterminer l'origine magmatique ou sédimentaire de ces roches. Du point de vue composition chimique, deux analyses effectuées par C. Mevel sur des échantillons provenant du secteur de Péas (voir fig. 8) permettent (1) de contrôler la parenté de ces roches avec les prasinites des régions voisines (voir en particulier Lagabrielle, 1982, p 147 ; les prasinites massives de Péas ont une composition voisine de ses "prasinites du premier groupe", qu'il interprète comme des coulées de basaltes tholéitiques océaniques métamorphisées), et (2) de s'assurer que ces roches ont des compositions comparables aux basaltes tholéitiques (d'après le diagramme $FeO / (FeO/MgO)$ de Miyashiro et Shido, 1975). Ces analyses plaident donc en faveur d'une origine magmatique de ces roches.

FIG. 8 : Compositions chimiques de quelques prasinites; 1, 2: prasinites massives du secteur de Péas (d'après Mevel, 1975) 3: prasinite schisteuse.

	①	②	③
SiO ₂	46,68	48,75	39,19
TiO ₂	1,27	1,19	0,74
Al ₂ O ₃	15,66	17,00	13,96
Fe ₂ O ₃	5,46	9,38	14,72
FeO	6,33	n.d.	n.d.
MnO	0,13	0,19	0,29
MgO	8,00	8,03	15,42
CaO	5,99	5,57	4,14
Na ₂ O	3,91	3,90	tr.
K ₂ O	0,55	0,34	0,19
Cr	240	267	1236
Ni	95	230	1113

- *Les prasinites litées et les prasinites schisteuses* s'observent généralement à la transition entre les prasinites massives et les marbres (voir 2). Le métamorphisme y a individualisé des lits riches en glaucophane et lawsonite et des niveaux chlorito-albitiques. On trouve tous les intermédiaires jusqu'à de véritables schistes chloriteux, que l'on rencontre souvent en intercalations décimétriques dans les marbres (2) au voisinage des prasinites massives. Un échantillon de prasinite schisteuse (analyse communiquée par M. Bourbon, voir fig. 8) a révélé une composition chimique proche des prasinites massives, excepté les teneurs en Cr et Ni qui sont nettement plus élevées. Ceci n'est pas surprenant si l'on considère que ces prasinites schisteuses peuvent avoir une **origine sédimentaire** (remaniement superficiel des coulées avant le dépôt des calcaires (2) et concentration des minéraux lourds).

2 - Marbres à flammes siliceuses :

Ces marbres sont étroitement associés aux prasinites, l'ensemble formant un alignement cartographique quasi-continu depuis le secteur du col de Péas jusqu'au Bois du Bourget. Gris foncé en cassure et jaune clair en patine, ils contiennent une forte proportion de grains de quartz donnant un aspect gréseux à la roche et pouvant former des lits siliceux centimétriques à patine beige. A l'affleurement, ces lits en relief matérialisent des plis aigus et dessinent ainsi des flammes siliceuses. De fines passées plus calcschisteuses favorisent le débit de ces marbres en lauzes d'épaisseur décimétrique. Ces marbres peuvent également contenir des intercalations décimétriques à métriques de chloritoschiste ou d'ophicalcite (§ 5).

3 - Schistes noirs siliceux :

Ils sont répandus dans la zone des Schistes lustrés où ils forment des bandes cartographiques alternant avec les calcschistes (4). Totalement dépourvus de calcite, ils se présentent sous forme de schistes noirs fissiles à patine grasse, noirâtre à brune, à oxydes de fer et de manganèse, et contenant (1) de nombreuses lentilles de quartz d'exudation ; (2) des bancs décimétriques boudinés, souvent gréseux, à patine caractéristique noire beutée probablement due à un carbonate de manganèse ; certains de ces bancs contiennent de nombreux fantômes de cristaux de lawsonite ; (3) des bancs de grès fin formés de grains de quartz dans une matrice carbonatée ; (4) des passées calcschisteuses de un ou plusieurs mètres d'épaisseur, formant des ressauts dans la topographie molle des schistes noirs ; ces passées, généralement situées au voisinage des calcschistes (4), constituent peut-être des récurrences tectoniques de ceux-ci.

4 - Calcschistes des Fonds :

Cette formation monotone forme d'épaisses falaises en rive gauche de la Cerveyrette (Ouest et S.W. des Fonds, par exemple). Il s'agit de calcschistes à patine grise à jaunâtre contenant quelques lentilles de quartz (beaucoup moins fréquent que dans la formation 3). Ils se débitent en plaquettes micacées piquetées de granules d'oxyde de fer. On observe dans cette formation de nombreuses vires décimétriques à métriques de schiste gris ou noir luisant, ainsi que d'épaisses intercalations beaucoup plus calcaires à patine jaune. L'une d'entre elles, de 3 à 4 m d'épaisseur, est croisée par le chemin montant au lac des Cordes, au-dessus de la cote 2150 m. Ces calcschistes peuvent de plus contenir des intercalations d'épaisseur décimétrique de schistes noirs

siliceux (3) cartographiquement discontinues (récurrences d'origine tectonique ?).

5 - Niveaux repères d'échelle métrique :

Outre les principaux lithofaciès précédemment décrits, on rencontre également des niveaux caractéristiques qui ont stratigraphiquement valeur de repères dans les schistes lustrés du secteur étudié :

a) *quartzites rubannés ("métaradiolarites")* :

Un bon exemple de ce lithofaciès se voit 600 m au SSE du col de Péas, où il s'intercale entre les prasinites (1) et les marbres (2). Cette roche vert clair rubannée révèle en lame mince des alternances de lits exclusivement formés de grains de quartz imbriqués les uns dans les autres, avec de fins interlits phylliteux chloritisés. Elle alterne généralement avec des passées de chloritoschiste vert et l'ensemble se développe sur 1 à 2 m d'épaisseur au Sud du col de Péas.

En remontant le ravin des Coutiers jusqu'à la cote 2500 m, on trouve dans une position identique (c'est-à-dire à la transition entre prasinites massives et marbres) quelques décimètres d'un schiste noir rubané très compact, riche en silice et en glaucophane, qui constitue probablement l'équivalent latéral des quartzites de Péas. Une analyse chimique effectuée sur cette roche (communiquée par M. Bourbon) révèle une composition proche d'un **jaspé** ou d'une **radiolarite** (M. Bourbon, com. orale). De fortes doses en Cr et Ni peuvent s'expliquer par une concentration dans ce type de sédiment des minéraux lourds issus du remaniement des prasinites.

b) *Ophicalcites* :

Parmi les nombreuses variétés d'ophicalcite rencontrées, on mentionnera ici les deux types les plus caractéristiques et les plus fréquents :

- le **premier type** est une brèche à éléments de serpentinite centimétriques à métriques, subanguleux, plus ou moins chloritisés et à matrice claire formée de grains de serpentinite, de calcite blanche et d'amiante.

- le **second type** est un calcschiste vert et violacé formé d'alternances de lits de calcite hématique et de lits ou lentilles phylliteuses riches en amiante.

Le premier de ces deux types s'observe principalement au voisinage des masses de serpentinite du secteur de Péas. Le second type forme des intercalations métriques dans les marbres (§ 2) ou à leur partie supérieure. Une anticipation sur le chapitre III s'avère ici nécessaire : ces masses de serpentinites y seront interprétées comme des **olistolites** intercalés dans la série. Dès lors, les deux types d'ophicalcites peuvent résulter du remaniement de ces olistolites de grande taille : le premier type représenterait les détritites grossières au voisinage de l'olistolite ; le second type représenterait les détritites fins (sables serpentiniteux) dans une zone plus éloignée de l'olistolite.

Ainsi, le "niveau repère" serait constitué tant par des olistolites que par les deux types d'ophicalcite.

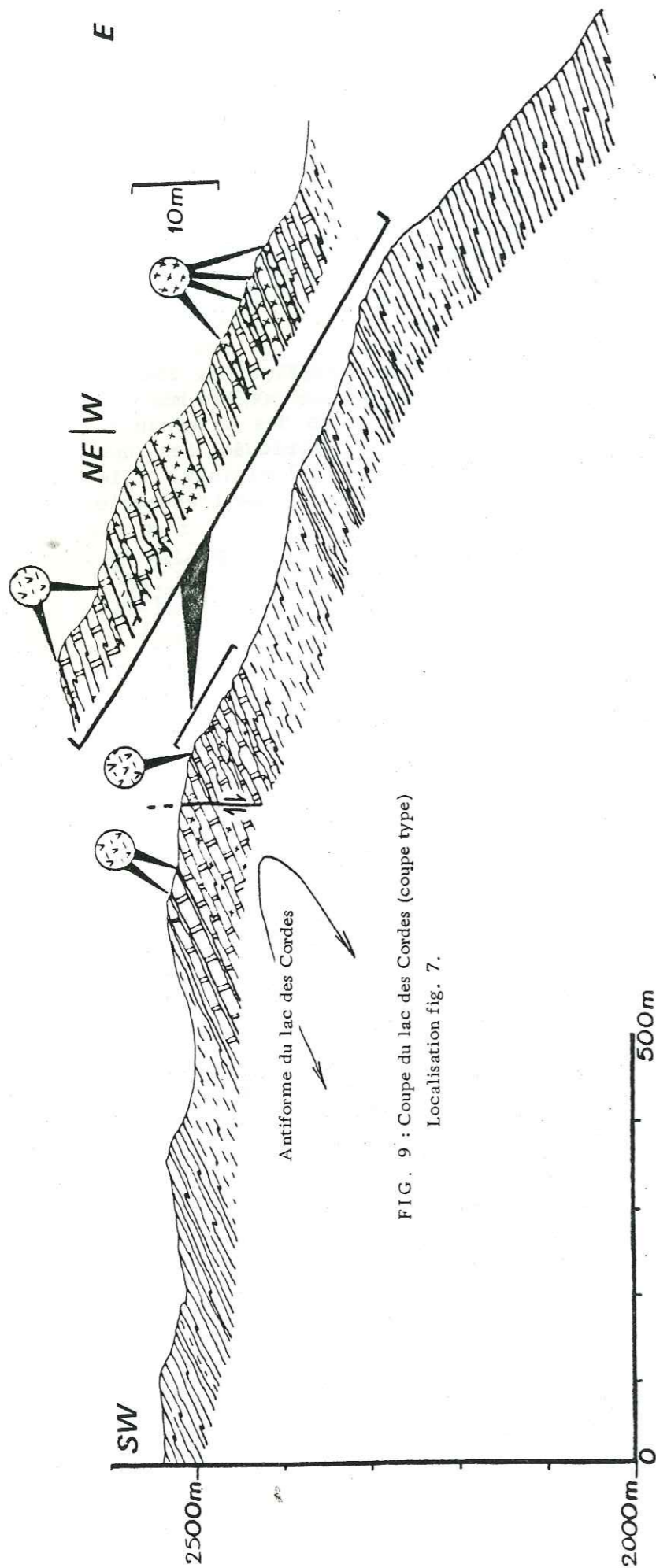


FIG. 9 : Coupe du lac des Cordes (coupe type)
Localisation fig. 7.

LEGENDE DES FIG. 9 A 17 :

Schistes lustrés ophiolitifères : 1: Prasinites a) massives ; b) en coussins ; c) brèches de coussins ; 2 : Prasinites schisteuses ; 3 : Quartzites (méta-radiolarites) ; 4 : Marbres à flammes siliceuses ; 5 : a) serpentinites ; b) ophiocalcites ; 6 : Schistes noirs siliceux ; 7 : Calcschistes.

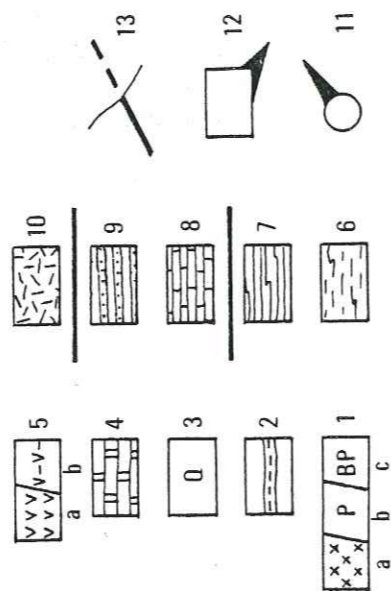
Écaillés basales de l'Unité de Rochebrune : 8 : Lias Prépiémontais ; 9 : Formation détritique rousse.

Unité de Rochebrune : 10 : Norien.

11 : Bancs non figurables à l'échelle des coupes.

12 : Détails agrandis.

13 : Contact anormal.



C- ARCHITECTURE DES SCHISTES LUSTRES OPHIOLITIFERES :

Les schistes lustrés du secteur étudié affleurent le long d'une bande NNW - SSE, entre la chaîne de Rochebrune et le Cerveyrette. La cartographie de cette bande a montré une continuité des structures dans le sens longitudinal d'une part, et une relative symétrie de part et d'autre du faisceau repère dans le sens transversal d'autre part. On va donc décrire dans ce paragraphe une coupe transversale type montrant cette symétrie, puis passer en revue les variantes ou précisions complémentaires d'ordre stratigraphique que l'on observe dans 9 autres coupes transversales par rapport à la coupe type (voir localisation des coupes fig. 7).

1 - Coupe type du lac des Cordes :
(fig. 9)

On y retrouve les quatre principaux lithofaciès décrits au § B, c'est-à-dire successivement en partant du centre de la coupe vers les points extrêmes (remarquer à ce sujet la symétrie de la coupe) (1) prasinites massives ou schisteuses intercalées dans (2) marbres, puis (3) schistes noirs siliceux, puis (4) calcschistes. La coupe détaillée de la fig. 9a, montre que l'une des intercalations de prasinite massive est plus développée que les autres. Ce "coeur" de prasinite, par rapport auquel la coupe apparaît grossièrement symétrique, se développe considérablement au Sud de la coupe type. Les autres intercalations résultent au moins en partie de plis isoclinaux.

Pour expliquer cette symétrie par rapport à un coeur de prasinite, on invoquera au § D (conclusion) un pli couché isoclinal (l'antiforme du lac des Cordes). Cette interprétation est confortée par des observations de micro et mésostructures du même paragraphe.

Afin de faciliter la description, on qualifiera dans ce qui suit de supérieure toute formation située topographiquement au-dessus du coeur de prasinite, et d'inférieure toute formation située au-dessous.

On remarquera dans la coupe type plusieurs intercalations métriques d'ophicalcite dans les marbres supérieurs. Il s'agit d'ophicalcite du deuxième type (voir § D5,b).

2 - Variantes observées à partir de la coupe type :

(ce paragraphe s'appuie sur les coupes des fig. 10 à 17)

a) Prasinites :

De plus en plus développés vers le Sud, elles forment une barre ayant jusqu'à 150 m d'épaisseur (fig. 12). Il s'agit alors de prasinites massives à structure grenue, ou de prasinites en coussins (rares ; fig. 17). Des brèches de coussins s'observent quelquefois près du contact avec les marbres (fig. 13 et fig. 16). Des plis aigus décimétriques apparaissent nettement sur certaines coupes à la partie inférieure de la barre de prasinites (fig. 13 et 15) et expliquent certaines alternances observées dans les autres coupes (coupe type par exemple).

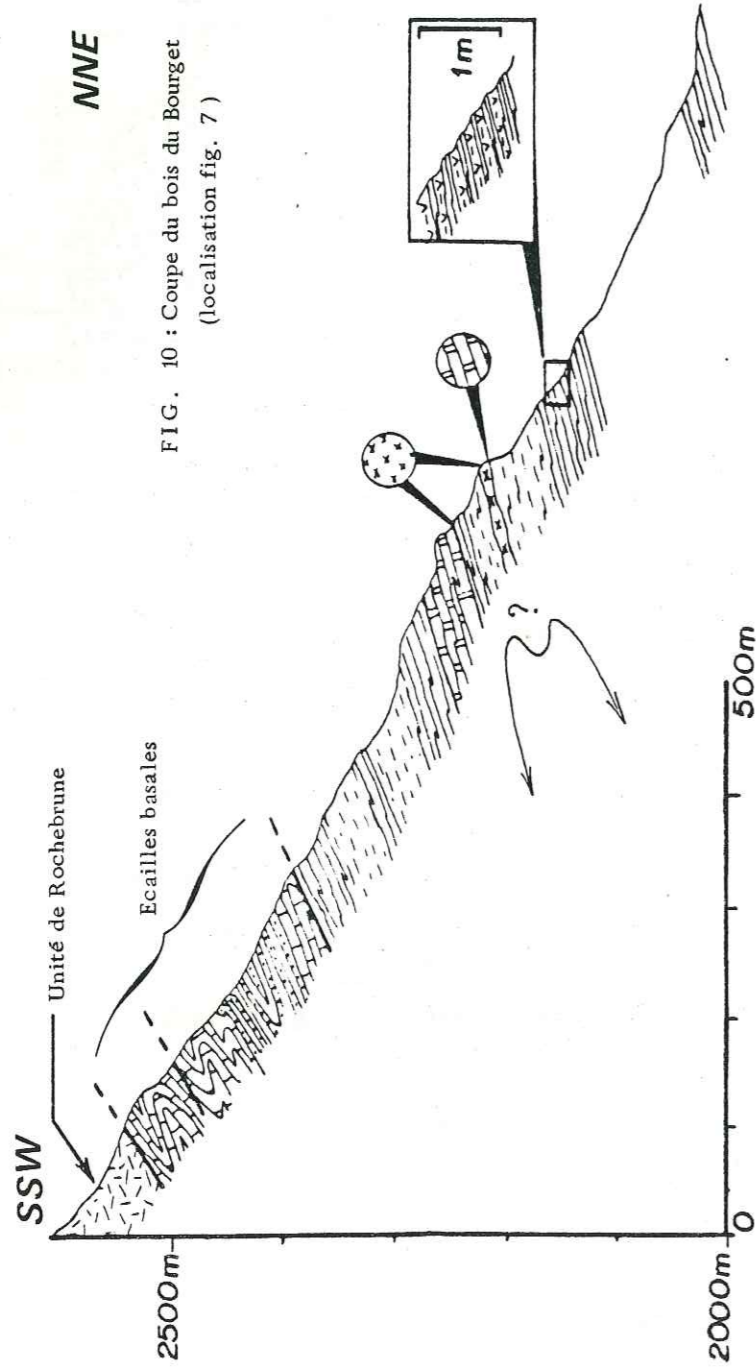


FIG. 10 : Coupe du bois du Bourget (localisation fig. 7)

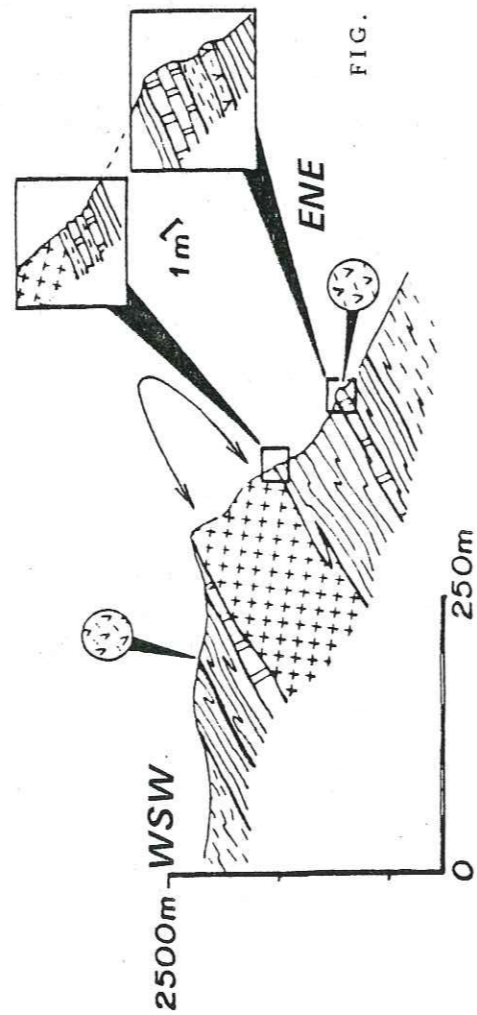


FIG. 11 : Coupe du Vallon Gras (localisation fig. 7)

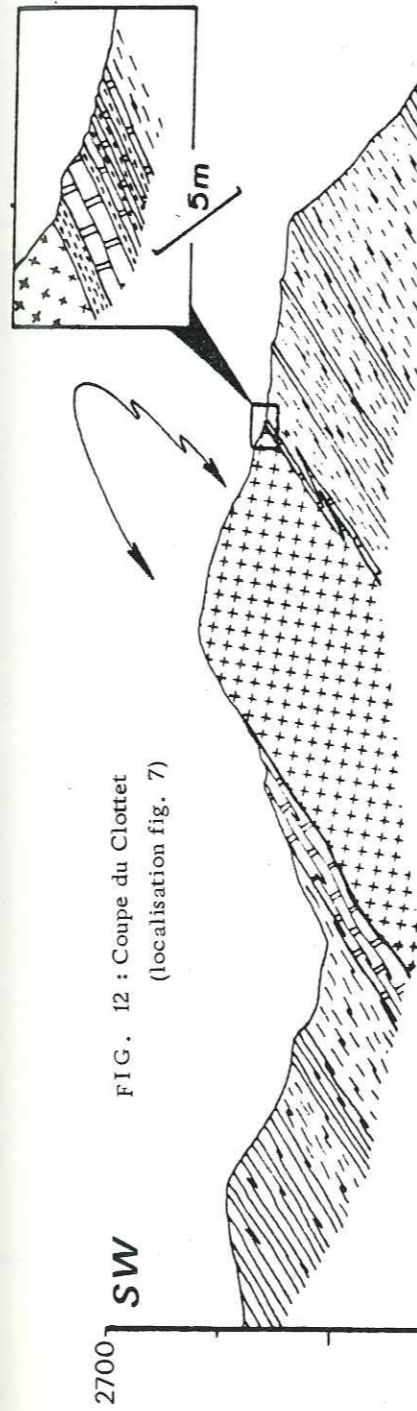


FIG. 12 : Coupe du Clottet (localisation fig. 7)

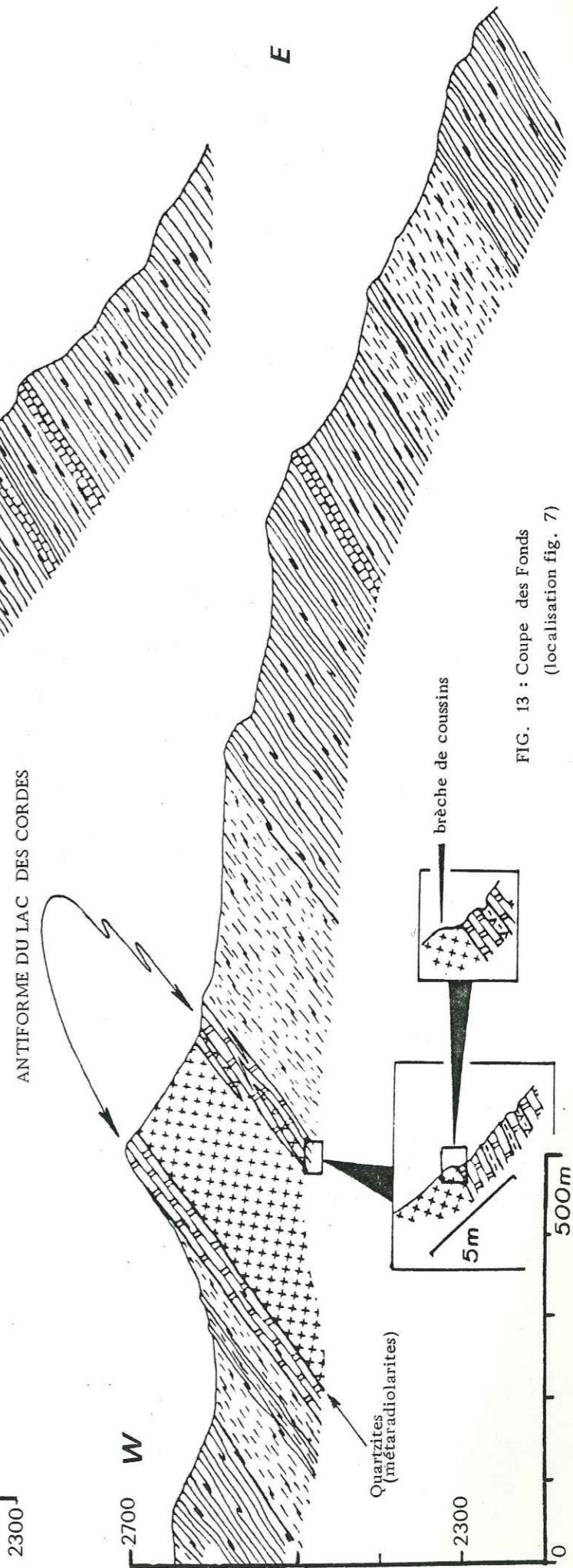


FIG. 13 : Coupe des Fonds (localisation fig. 7)

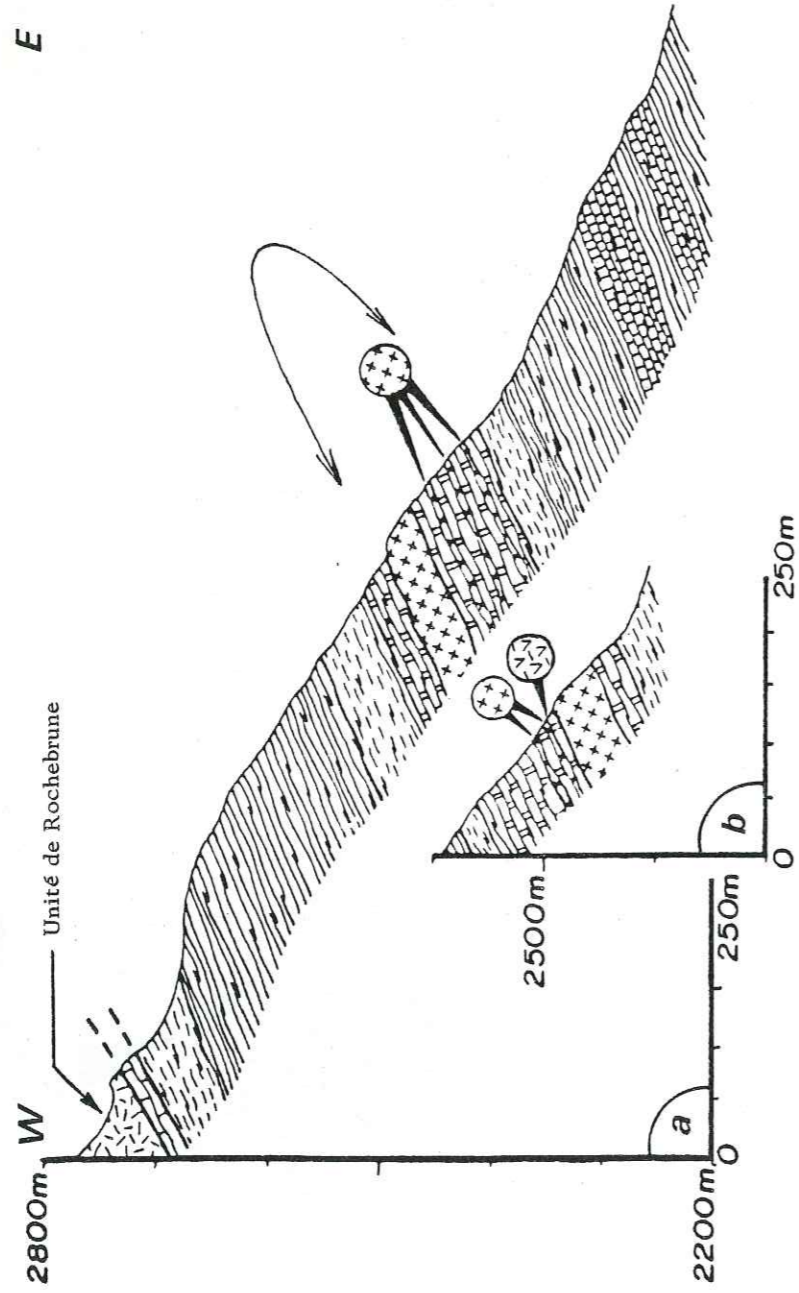


FIG. 14 : Coupe du ravin des Coutiers (a) et coupe annexe (b) ; localisation fig. 7.

FIG. 15 : Coupe du col de Péas (localisation fig. 7)

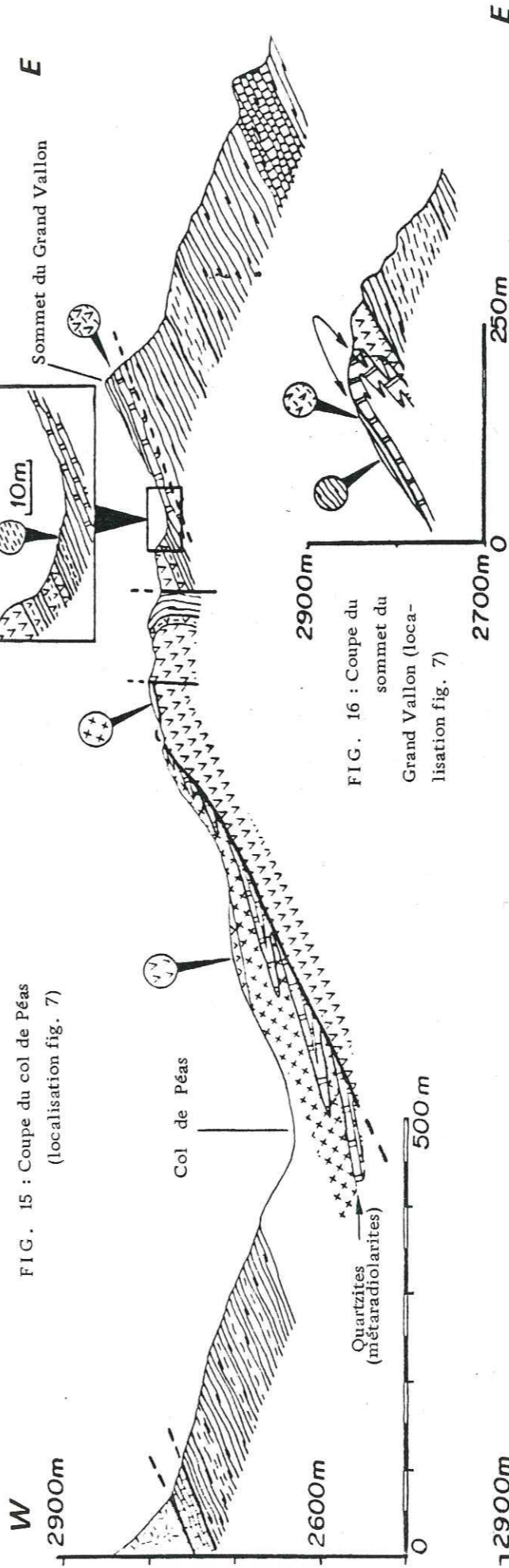
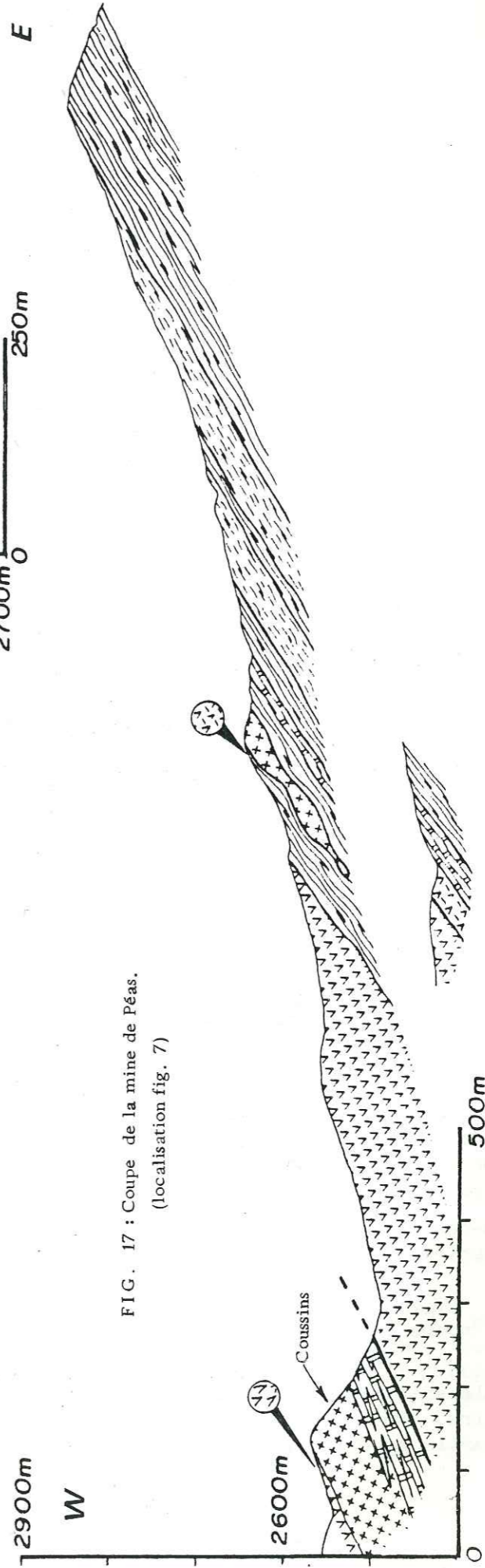


FIG. 16 : Coupe du sommet du Grand Vallon (localisation fig. 7)

FIG. 17 : Coupe de la mine de Péas. (localisation fig. 7)



b) *Existence locale de niveaux siliceux au contact prasinites-marbre :*

Ces niveaux ont déjà été décrits (§ B5,a). Remarquons que, s'ils ne sont pas continus, ils peuvent se rencontrer tant à la base topographique des prasinites (fig. 15) qu'à leur sommet (fig. 13). Lorsqu'ils sont absents, la transition prasinite-marbre se fait simplement par quelques décimètres de prasinite schisteuse.

c) *Ophicalcites :*

c1) *les ophicalcites du premier type* peuvent faire la transition entre (secteur de Péas) :

1. les serpentinites (olistolites supposés ; voir § B5,b) et certains calcschistes (fig.15,17). Il s'agit alors d'une brèche à gros éléments (parfois métriques) dont la taille décroît des serpentinites vers les calcschistes.
2. les marbres et certains calcschistes (fig. 15 et 16). Les éléments sont alors beaucoup plus fins.

On remarque que la taille des éléments de serpentinite décroît à mesure que l'on s'éloigne des serpentinites (olistolite supposé). Ceci conforte l'interprétation du § B5,b (les ophicalcites seraient d'anciens niveaux détritiques issus du démantèlement superficiel de l'olistolite).

c2) *les ophicalcites du deuxième type* (voir § B5,b), rencontrées dans les marbres supérieurs de la coupe type, s'observent dans plusieurs autres coupes, non seulement dans les marbres (tant supérieurs qu'inférieurs, fig. 9 et 13), mais aussi dans des calcschistes qui surmontent localement ces marbres (fig. 11) ; (ces calcschistes sont interprétés au ch. III comme une variation latérale locale des marbres, ce qui expliquerait que les ophicalcites, niveau repère, sont présentes dans les deux lithofaciès).

d) *Serpentinites :*

On les trouve dans le secteur de Péas (fig. 15, 16 et 17). Trois ensembles serpentineux s'y rencontrent :

d1) une lentille décamétrique de serpentinite au Sud immédiat du sommet du Grand Vallon, qui se trouve dans le prolongement latéral d'un niveau d'ophicalcite et se situe stratigraphiquement à la limite entre les marbres et des calcschistes (fig. 16).

d2) la masse hectométrique des serpentinites de la mine de Péas, qui repose le plus souvent sur des calcschistes (éventuellement par l'intermédiaire d'ophicalcites) et qui est surmontée de marbres et de prasinites par l'intermédiaire d'un contact anormal (fig. 15 et 17).

d3) quelques placages de serpentinite plus ou moins bréchique au-dessus des prasinites (fig. 15 et 17). Leur interprétation pose un problème. (voir ch. III, § B3,c).

e) *Intercalation locale de calcschistes entre les marbres et les schistes noirs :*

Dans la fig. 11, des calcschistes en apparence identiques aux calcschistes des Fonds (§ B4) s'insèrent entre les marbres et les schistes noirs, tant à la partie inférieure par rapport aux prasinites, qu'à la partie supérieure.

On remarque que (1) la symétrie de part et d'autre des prasinites est respectée ; (2) on trouve des intercalations d'ophicalcites dans ces calcschistes.

D'autre part, nous avons vu que dans le secteur de Péas, il existe des calcschistes en rapport avec les marbres et avec les ophicalcites (§c). Ces calcschistes sont donc probablement les mêmes que ceux de la fig.11 mentionnés ci-dessus. On se reportera au ch. III, §C pour l'interprétation stratigraphique de ces lithofaciès, qui ne seront pas assimilés aux calcschistes des Fonds.

f) *Récurrences de schistes siliceux (§ B3) dans les calcschistes des Fonds (§ B4) :*

On trouve dans les calcschistes des fonds, lithofaciès visible aux extrémités des coupes (fig. 9, par exemple), des bandes ou biseaux cartographiques de schistes noirs siliceux. Leur caractère discontinu ainsi que le contexte tectonique local comportant plusieurs phases synschisteuses de rétrodéversement autorise à les interpréter comme des récurrences tectoniques (plis isoclinaux ou contacts anormaux).

D- OBSERVATION DE MICRO ET MESOSTRUCTURES DANS LE SECTEUR DE PEAS :

Ces observations ont été effectuées 600 m au SSE du col de Péas, dans des niveaux de transition entre les prasinites et les marbres (quartzites rubannés). Elles sont résumées dans les fig. 18 et 19. Elles se localisent au niveau d'un flanc inverse d'échelle kilométrique montrant des plis hectométriques de rétrodéversement. On a ainsi pu mettre en évidence les petites structures suivantes :

Structures 1 : Il s'agit principalement d'une schistosité S_1 parallèle à la stratification S_0 . Un micropli à charnière très aigue et flancs très étiré (fig. 19 A) atteste du fluage très important des marbres (l'étiement peut-être évalué grâce aux restes de bancs boudinés, a sur fig. 19 A). Comme la polarité stratigraphique est supposée normale à cet endroit (fig. 18) et que, par conséquent, cette portion de série n'a pas été renversée par une phase ultérieure, les structures 1 correspondent à une tectonique à vergence Ouest, à un niveau structural profond.

Structures 2 : A l'échelle micro et mésoscopique, ce sont (1) des plis isoclinaux à charnière arrondie dessinés par S_1 (P_2 ; fig. 19 B,C et D) associés à (2) une nouvelle schistosité, S_2 , qui s'exprime différemment suivant la lithologie : dans les niveaux compétents (quartzites) elle apparaît espacée et recoupe S_1 encore bien visible ; dans les niveaux schisteux, elle est serrée et transpose entièrement S_1 .

A l'échelle mégascopique, ce sont des plis hectométriques de flanc inverse dessinés par le contact prasinites-marbres (fig. 18).

La dissymétrie des P_2 hectométriques et l'obliquité de S_2 par rapport à S_0 indiquent un sens de déversement apparent vers l'Est. Dans la mesure où les tectoniques ultérieures n'ont pas retourné cette portion de série, et nous pensons que c'est le cas, les structures 2 attestent donc de la première phase de rétrodéversement.

La schistosité S_2 est responsable du débit général des roches à l'affleurement.

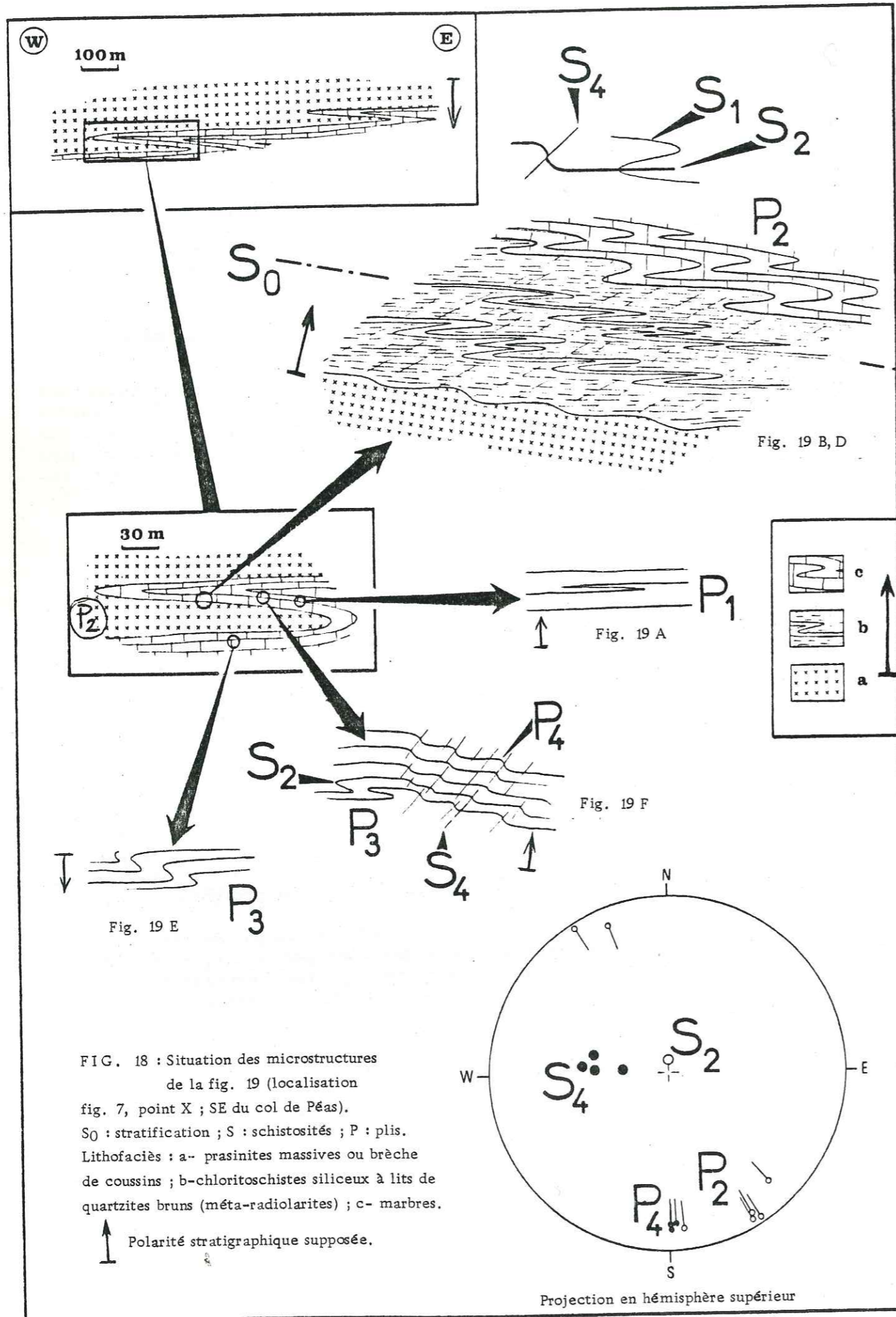
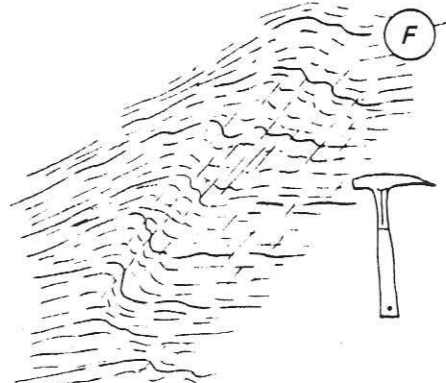
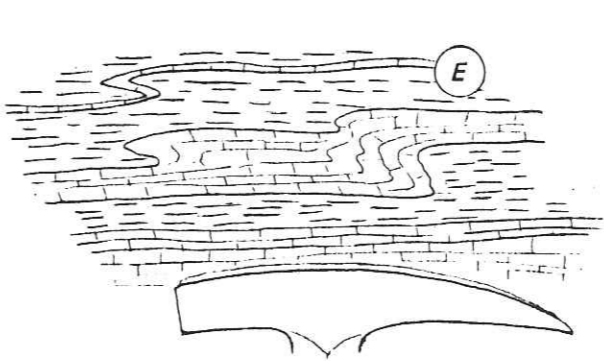
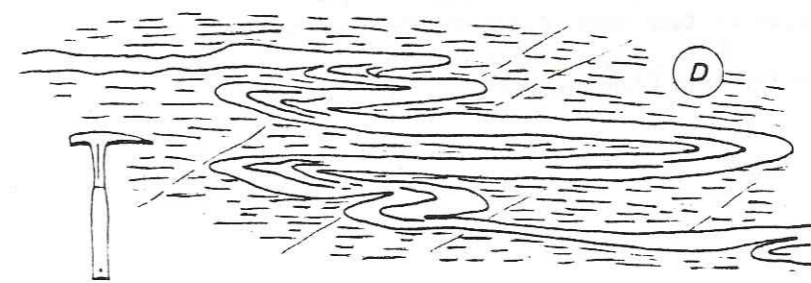
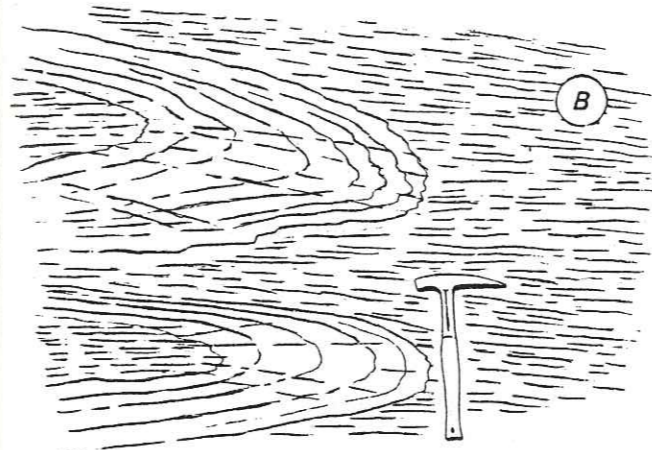
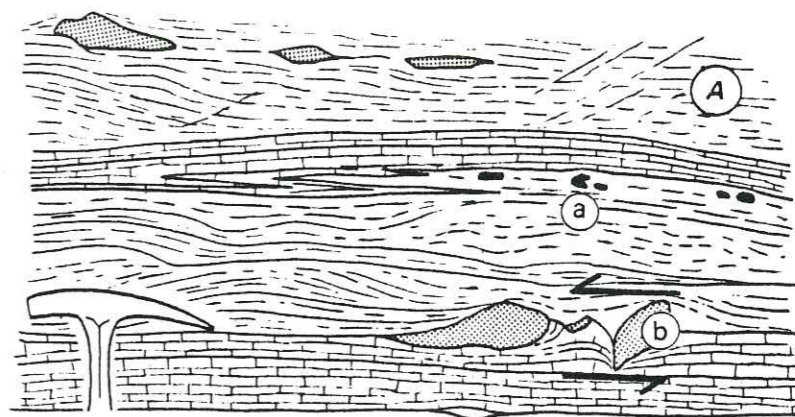


FIG. 18 : Situation des microstructures de la fig. 19 (localisation fig. 7, point X ; SE du col de Péas).
 S₀ : stratification ; S : schistosités ; P : plis.
 Lithofaciès : a- prasinites massives ou brèche de coussins ; b-chloritoschistes siliceux à lits de quartzites bruns (méta-radiolarites) ; c- marbres.
 ↑ Polarité stratigraphique supposée.

FIG. 19 : Aspect de quelques plis mineurs observés au SE du col de Péas (situation fig. 18) : (numérotation locale des plis et schistosités) :

A : Pli 1 ; a) fragments de bancs compétents boudinés dans S₁ ; b) fragment de banc boudiné avec rotation induite par un cisaillement dans S₁ ; B, C, D : Plis 2 ; E : Pli 3 F : Plis 4.
 Lithostratigraphie : voir fig. 18.



Structures 3 : Elles ne semblent pas très fréquentes. Seuls, deux plis mineurs (fig. 18 et 19 E), situés de part et d'autre d'un P_2 hectométrique, ont été reconnus. Leur style est très voisin de celui des P_2 mineurs. En raison de la ténuité des indices, cette phase ne sera mentionnée qu'avec réserve.

Structures 4 : Ce sont : (1) une schistosité de fracture (S_4) espacée et à fort pendage vers l'Ouest dans les niveaux phylliteux ; (2) des plis mineurs en genou (P_4 ; fig. 18 et 19 F). Elles indiquent une **vergence Est** (rétrodéversement). L'aspect des P_4 (plis mineurs ouverts ; pas de flancs inverses) et de S_4 (schistosité espacée, à pendage fort) évoquent un **niveau structural élevé** par rapport aux structures précédentes.

Conclusion : On relève successivement les témoignages de plusieurs tectoniques synchisteuses. La première à vergence Ouest, correspond à un niveau structural profond (1). Les suivantes ont des vergences Est (rétrodéversements) et se sont effectuées à un niveau de plus en plus élevé.

A l'endroit où ont été effectuées les observations, les plis hectométriques de flanc inverse observés à la base des prasinites sont des P_2 .

Nous avons vu dans l'introduction du § C et dans les fig. 9 à 17 que les différents lithofaciès se disposaient de façon symétrique de part et d'autre des prasinites. D'autre part, la polarité stratigraphique adoptée, en accord avec la géologie régionale (voir ch. III, §D) est orientée des prasinites vers les marbres, puis les termes plus élevés (dans l'ordre où ils ont été décrits au § B). par conséquent, il est légitime d'interpréter les Schistes lustrés du secteur étudié comme une **antiforme kilométrique à coeur de prasinites, déversée vers l'est** (interprétation discutée au ch. III, § B2) qui sera dénommée dans ce qui suit "antiforme du lac des Cordes".

Les observations de micro et mésostructures du secteur de Péas sont cohérentes avec cette interprétation, puisqu'on observe à la base topographique des prasinites des plis hectométriques de flanc inverse pour un déversement vers l'Est (P_2). Dans ces conditions, l'antiforme du lac des Cordes peut-être interprétée comme une **mégastructure 2**.

CHAPITRE III

LA SÉRIE DU LAC DES CORDES

A- INTRODUCTION :

Le chapitre II fait état de quatre lithofaciès principaux dans les Schistes lustrés du secteur étudié : (1) les prasinites, (2) les marbres, (3) les schistes noirs siliceux, et (4) les calcschistes des Fonds. Ces lithofaciès ne se disposent pas de façon quelconque, mais forment des bandes cartographiques parallèles dans le sens NNW-SSE. Dans le sens EW, ils se répartissent en gros symétriquement par rapport aux prasinites. Des masses de serpentinite ne respectant pas ce type de disposition apparaissent localement (secteur de Péas).

Le présent chapitre contient une discussion appuyée sur les éléments d'observation du chapitre II, et à l'issue de laquelle on proposera une série stratigraphique interprétative de type océanique, la "série du lac des Cordes", qui sera ensuite comparée à diverses séries régionales.

Cette discussion portera sur trois points principaux, soit : (1) sur l'éventualité de la présence de discontinuités tectoniques majeures, (2) sur la notion d'antiforme kilométrique déversée vers l'Est, à coeur de prasinites (antiforme du lac des Cordes), qui a déjà été introduite au ch. II (§ D, conclusion) pour expliquer la symétrie par rapport aux prasinites, et (3) sur la position stratigraphique des serpentinites de Péas.

On rappellera l'absence de toute donnée paléontologique dans ces formations (faune probablement peu abondante, métamorphisme intense) qui interdit pour le moment de dépasser le stade de l'hypothèse dans l'établissement d'une série stratigraphique.

B- DISCUSSION :

1 - Discontinuités tectoniques majeures :

Le seul contact anormal majeur subparallèle à la stratification mis en évidence est celui du secteur de Péas (fig. 15, 17) qui sépare les marbres et prasinites sus-jacents des serpentinites sous-jacentes. Il est postérieur à la tectonique 2 locale (il recoupe les P_2 hectométriques),

et s'explique d'une part par la rigidité du faisceau de marbres et prasinites, et d'autre part par la ductilité des serpentinites. Il a une vergence Est (pendage Ouest ; postériorité par rapport à la première phase de rétro-déversement). Malgré sa faible amplitude, il interdit toute interprétation en termes stratigraphiques des rapports des serpentinites de la mine de Péas avec le faisceau de marbres et prasinites sus-jacent.

On ne doit pas écarter à priori l'éventualité de contacts anormaux plus anciens (antérieurs à la phase 2, c'est-à-dire à l'antiforme kilométrique à coeur de prasinites (voir § 2), qui respecteraient par conséquent la symétrie soulignée au § A) :

1. De tels contacts anormaux pourraient exister par exemple entre les marbres (2) et les schistes noirs siliceux (3), ou bien entre les schistes noirs (3) et les calcschistes des Fonds (4). Ils seraient alors actuellement très difficiles à mettre en évidence. Deux arguments peuvent être opposés à cette éventualité : le caractère relativement progressif de la transition entre deux lithofaciès, qui se fait avec des récurrences (ceci est surtout valable pour le contact (3) - (4), et la stratigraphie régionale avec laquelle une succession continue de type (2) - (3) - (4) surmontant les prasinites apparaît cohérente (voir § D).

2. De même, on pourrait considérer que les niveaux d'ophicalcites rencontrés dans les marbres de part et d'autre des prasinites (ch. II, § C2, c2) sont liés à des contacts anormaux anciens. Nous opposerons à cette interprétation les arguments suivants :

- Pourquoi ces contacts anormaux se situeraient-ils à l'intérieur d'une formation compétente (les marbres ; voir coupe type) alors que celle-ci est surmontée de schistes noirs fissiles et très peu compétents ?

- Ces niveaux d'ophicalcites apparaissent remarquablement parallèles à la stratification (ils sont notamment en rapport avec les marbres tant dans le secteur de Péas, voir ch. II, § C2, c1, que dans la coupe type, voir ch. II, § C1), et ont l'aspect d'intercalations sédimentaires (observation déjà soulignée par Pussenot, 1930).

- De tels niveaux sont fréquents dans les séries ophiolitifères de la zone piémontaise des Alpes Cottiennes (Lemoine, 1980). Ces ophicalcites, antérieurement supposées injectées dans des contacts anormaux, sont actuellement réinterprétées en termes sédimentaires (anciennes brèches remaniant le substratum océanique ; voir Tricart et al, 1983).

Par conséquent, on considèrera dans ce qui suit qu'il n'existe pas de contacts anormaux majeurs autres que celui de Péas, qui n'a probablement qu'une amplitude limitée. On suppose que les différents lithofaciès appartiennent à une série unique.

2 - L'antiforme du lac des Cordes : plusieurs arguments favorables :

L'existence de cette antiforme à coeur de prasinites, annoncée au ch. II (§ D, conclusion), est déduite de plusieurs observations :

a) L'argument cartographique :

Les lithofaciès affleurent en bandes cartographiques continues dans le sens NNW - SSE (longitudinal), et se disposent symétriquement par rapport aux prasinites dans le sens EW (transversal) comme l'a montré l'examen des coupes des fig. à (ch. II, §C) ; (excepté dans le secteur de Péas où un contact anormal postérieur à l'antiforme vient perturber cette symétrie ; voir fig. 15 et 17).

b) Les niveaux repères :

Ces niveaux (quartzites rubanés, ophicalcites ; voir ch. II, §B5) participent à la symétrie transversale, puisqu'on les retrouve de part et d'autre des prasinites (ch. II, § C2, b et c2).

c) L'argument microtectonique :

Les observations effectuées dans le secteur de Péas (ch. II, §D) ont montré l'existence de plis hectométriques 2 de flanc inverse, déversés vers l'Est, à la base topographique des prasinites (coeur de l'antiforme). (Des plis analogues ont été mis en évidence cartographiquement dans le secteur des Coutiers). Leur style et leur sens de déversement sont cohérents avec l'antiforme du lac des Cordes, à laquelle ils seraient associés.

Remarque : l'absence de plis hectométriques de flanc normal au sommet topographique des prasinites (c'est-à-dire dans le flanc normal de l'antiforme) n'est pas surprenante dans un contexte de rétro-déversement. En effet, il est classique que les plis associés à une antiforme déversée ne se manifestent que dans son flanc court (c'est-à-dire le flanc inverse).

d) La stratigraphie régionale :

On anticipe ici sur le § D, dans lequel la succession des lithofaciès suivants (des plus anciens vers les plus récents) : prasinites, marbres, schistes noirs siliceux et calcschistes des Fonds, apparaît cohérente avec plusieurs séries régionales. Dès lors, si l'on admet que, dans les Schistes lustrés du secteur étudié, la symétrie par rapport aux prasinites, soulignée au § A, est due à un pli isoclinal à coeur de prasinites, on ne peut invoquer qu'une antiforme et non une synforme (confirmation du §c).

En conclusion, bien que l'antiforme du lac des Cordes n'ait pas été mise en évidence directement, nous pensons qu'il existe suffisamment d'arguments en sa faveur pour pouvoir la considérer comme l'interprétation la plus probable pour expliquer l'architecture générale des Schistes lustrés du secteur étudié. Ainsi, les prasinites seraient le terme le plus ancien, coeur de l'antiforme, et seraient surmontés stratigraphiquement par les marbres, puis les schistes noirs siliceux, puis les calcschistes des Fonds.

3 - Position stratigraphique des serpentinites de Péas :

Trois ensembles serpentiniteux se voient dans ce secteur (ch. II, § C2, d) :

a) *Lentille de serpentinite du sommet du Grand Vallon (voir fig. 16) :*

Cette lentille décimétrique isolée repose sur des marbres. Elle se prolonge latéralement (vers le SW) par un niveau métrique de brèche carbonatée à éléments de serpentinite (ophicalcite du premier type) inclus entre les marbres (sous-jacents) et des calcschistes (sus-jacents).

L'interprétation de ce niveau ophicalcitique et serpentineux comme un contact anormal n'a pas été retenue (voir discussion du § B1). Par conséquent, on le considérera comme un petit olistolite intercalé entre les marbres et les calcschistes, et se prolongeant par un niveau de serpentinite remaniée.

Les relations angulaires entre la schistosité 2 et la stratification indiquent, dans la mesure où l'ensemble n'a pas été retourné lors d'une phase ultérieure (peu probable), une polarité orientée des marbres vers les calcschistes.

b) *Serpentinites de la mine de Péas (voir fig. 15 et 17) :*

Cette masse plurihectométrique est en rapport :

- à sa partie supérieure, avec des marbres et prasinites par l'intermédiaire d'un contact anormal.
- latéralement (WNW du sommet du Grand Vallon) avec des calcschistes par l'intermédiaire d'une brèche carbonatée à gros éléments de serpentinite (ophicalcite du premier type ; la taille des éléments décroît des serpentinites vers les calcschistes).
- à sa partie inférieure, généralement avec des calcschistes, quelquefois par l'intermédiaire d'ophicalcite.

On peut envisager deux interprétations pour ces serpentinites :

- α : il s'agit d'une relique de socle océanique.
- β : il s'agit d'un olistolite intercalé dans la série.

L'interprétation α n'est pas cohérente avec les données rassemblées jusqu'ici. En effet, les rapports avec les prasinites posent des problèmes :

1. Les serpentinites et les prasinites pourraient faire partie du même ensemble ophiolitique, mais aucun gabbro n'a été observé. Le cortège ophiolitique serait donc incomplet.

2. Les serpentinites pourraient, comme on le voit par exemple dans la coupe Péouvou-Roche Noire (Tricart et al, 1983), constituer le substratum océanique sur lequel se sont déposés les premiers sédiments. Mais (1) dans ces conditions, les premiers sédiments observés sur les serpentinites (généralement remaniées) sont habituellement des radiolites, puis des marbres. Ici, les serpentinites sont en rapport avec des calcschistes ; (2) les prasinites seraient alors une coulée intercalée dans la série. Or le § 2 a établi que les termes métasédimentaires observés étaient probablement postérieurs aux prasinites, terme le plus ancien et coeur de l'antiforme du lac des Cordes.

Par contre, l'interprétation β s'avère beaucoup plus satisfaisante :

1. La même interprétation a été adoptée pour la lentille du sommet du Grand Vallon (§ a).

2. Cela expliquerait le fait que les serpentinites de la mine soient fréquemment en contact (par l'intermédiaire d'ophicalcites) avec des calcschistes.

3. Elle permet de regrouper dans un contexte sédimentaire commun les olistolites et les niveaux d'ophicalcites des deux types, qui seraient ainsi les témoignages d'un même détritisme serpentineux (olistolites, brèches et sables serpentineux). Remarquons que les brèches les plus grossières s'observent au voisinage des olistolites ; voir ch. II, § C2, c1)

4. Un tel type de détritisme serpentineux est signalé dans plusieurs séries ophiolitifères des Schistes lustrés. En particulier, la série du lac des Cordes, qui sera définie au § C en s'appuyant sur l'interprétation β , montre une étroite parenté avec des séries du Queyras oriental (§ D, 3).

Nous interprétons donc les serpentinites de la mine de Péas comme un olistolite.

c) *Placages de serpentinite au SSW du col de Péas :*

Cette serpentinite, qui affleure mal, repose sur le faisceau de prasinites et marbres (prolongement du coeur de l'antiforme du lac des Cordes). Très fracturée, elle paraît en contact anormal avec celui-ci.

C- LA SERIE DU LAC DES CORDES :

(voir fig. 20)

Les interprétations suivantes ont été retenues à l'issue des discussions du § B :

- les lithofaciès des Schistes lustrés du secteur étudié appartiennent à une **série unique** (§ B1).
- cette série est plissée en une **antiforme déversée vers l'Est**, l'antiforme du lac des Cordes. Les prasinites, qui en forment le coeur, seraient le terme le plus ancien, et seraient surmontées par les marbres, puis les schistes noirs, puis les calcschistes des Fonds (§ B2).
- des **olistolites de serpentinite** s'intercalent localement (secteur de Péas) dans les premiers termes métasédimentaires de cette série et se prolongent latéralement par des niveaux détritiques serpentineux fins.

La série qui en est déduite est dénommée "**série du lac des Cordes**". Elle est représentée dans la fig. 20, qui appelle les commentaires suivants :

1. Des calcschistes s'intercalent localement entre les marbres et les schistes noirs dans le secteur du lac des Cordes (ch. II, § C2,e); des calcschistes analogues surmontent stratigraphiquement les marbres près du sommet du Grand Vallon (§ B3,a). Ces calcschistes, que l'on nommera "calcschistes inférieurs", ne peuvent être assimilés aux calcschistes des Fonds qui surmontent les schistes noirs. Il s'agit donc soit d'une formation discontinue surmontant localement les marbres, soit d'une variation latérale de ces mêmes marbres.

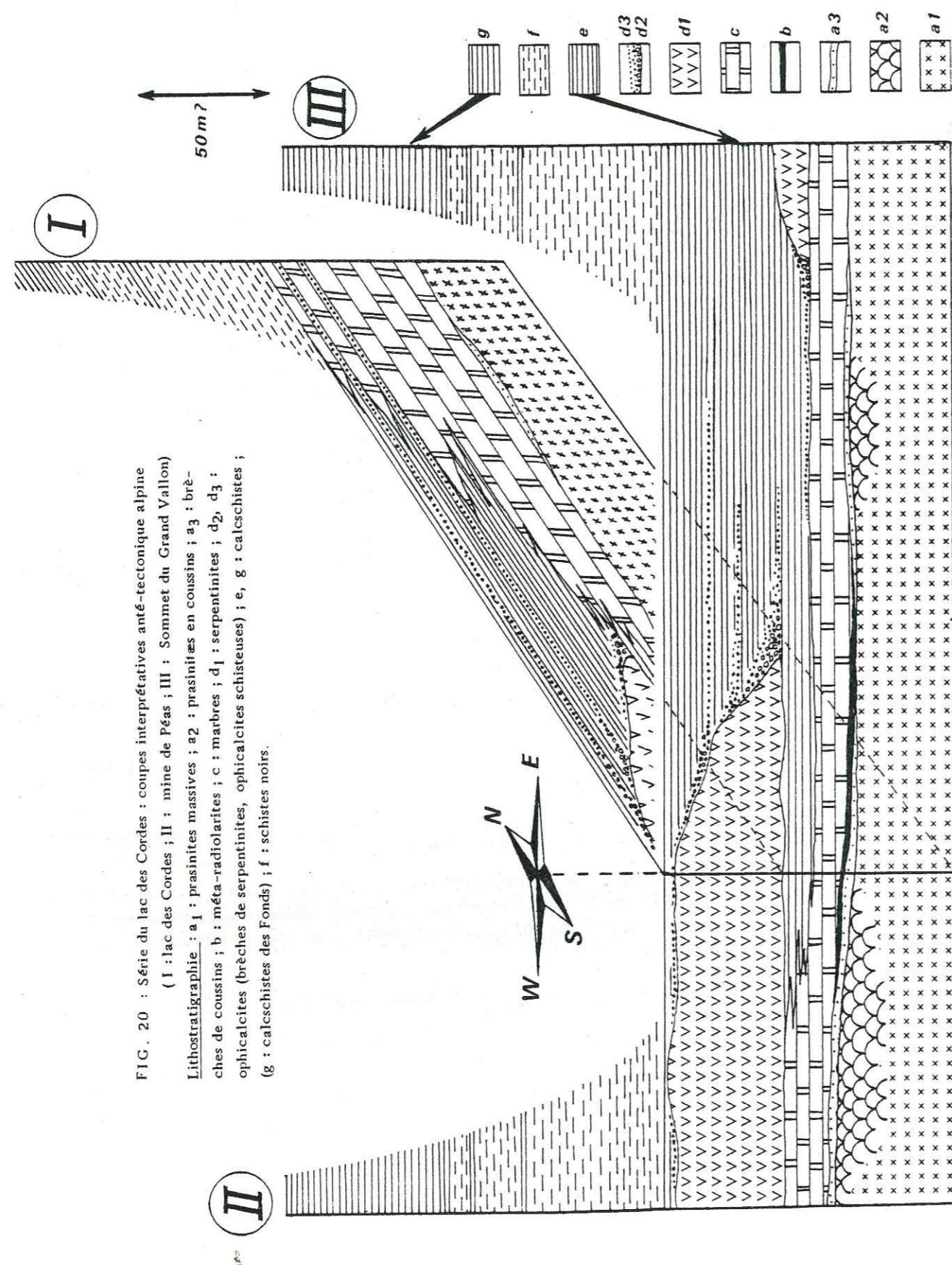


FIG. 20 : Série du lac des Cordes : coupes interprétatives anté-tectonique alpine
(I : lac des Cordes ; II : mine de Péas ; III : Sommet du Grand Vallon)

Lithostratigraphie : a₁ : prasinities massives ; a₂ : prasinities en coussins ; a₃ : brèches de coussins ; b : méta-radiolarites ; c : marbres ; d₁ : serpentinites ; d₂, d₃ : opicalcites (brèches de serpentinites, opicalcites schisteuses) ; e, g : calcschistes ; f : schistes noirs.

2. Les serpentinites détritiques (olistolites, brèches et sables) sont en relation tant avec les marbres qu'avec les calcschistes inférieurs. En particulier, les opicalcites (anciens sables serpentiniteux) de la coupe type, sont intercalées dans les marbres surmontant les prasinities (fig. 9), marbres qui sont eux-mêmes directement surmontés par les schistes noirs : les calcschistes inférieurs n'existent pas. Or, 400 m au Sud (fig. 11) les calcschistes inférieurs existent et ce sont eux qui contiennent des intercalations d'opicalcite. Nous interpréterons donc les calcschistes inférieurs comme une variation latérale de la partie supérieure des marbres, tout en soulignant le caractère hypothétique de cette interprétation.

3. On soulignera le caractère particulier de la série dans le secteur du col de Péas, où le détritisme serpentiniteux est extrêmement développé, par rapport au secteur du lac des Cordes où il est beaucoup plus discret et où prédominent les termes métasédimentaires autochtones.

D- COMPARAISONS REGIONALES :

(voir fig. 21)

1 - Série de Chabrière :

La série de Chabrière, définie par Lemoine, Steen et Vuagnat (1970) comporte une succession de termes métasédimentaires et leur substratum ophiolitique. La succession de la fig. 21 est celle de la rive droite du vallon de Chabrière. On remarque que :

- une portion de celle-ci (prasinities en coussins - brèches d'éclatement de coussins - méta-radiolarites - marbres) se retrouve dans la série du lac des Cordes.

- le détritisme ophiolitique dans les termes métasédimentaires apparaît discret d'après Lemoine et al (1970). Ce caractère rapprochait cette série de la série du lac des Cordes dans le secteur du lac des Cordes (I sur fig. 20). Cependant, ces auteurs soulignent la présence de plusieurs masses ou lentilles de serpentinite (éventuellement bordées d'opicalcites) dans les schistes à bancs de marbre intercalés qui surmontent les marbres (faciès Replatte), et leur supposent une origine tectonique ("intrusions froides"). Or la série de type Chabrière du massif plus septentrional du Péouvou - Roche Noire contient des lits opicalcites et brèches de serpentinite intercalés dans les premiers termes métasédimentaires, et pour lesquels on avait jusqu'à présent également envisagé une origine tectonique. Ils viennent d'être réinterprétés en termes sédimentaires (brèches remaniant le substratum océanique ; Tricart et al, 1983), ce qui autorise à penser que la série observée en rive droite du vallon de Chabrière puisse également contenir un détritisme à matériel serpentiniteux, comme la série du lac des Cordes.

Les principales différences avec la série du lac des Cordes seraient (1) la présence de gabbros dans le substratum ; (2) l'existence du faciès "replatte", dont l'équivalent dans la série du lac des Cordes pourrait être soit les calcschistes inférieurs, soit les schistes noirs siliceux.

2 - Série ophiolitifère du Haut Cristillan :

Cette série fait partie du massif de Péouvou-Roche Noire. Elle est décrite par Tricart (1973 et 1974) et révisée par Tricart et al (1983). C'est une série de type Chabrière, qui s'en distingue par les caractères suivants : (1) le substratum sur lequel reposent les premiers termes métasédimentaires peut-être formé de serpentinites ; (2) un détritisme serpentineux (brèches de serpentinite, ophicalcites) est signalé à plusieurs niveaux de la partie inférieure de la série (marbres, faciès Replatte ; voir Tricart et al, 1983); (3) un terme grésopélitique supplémentaire, la "formation de Roche Noire", complète la série vers le haut (Tricart, 1973 et 1974).

Ainsi, outre l'analogie des premiers termes métasédimentaires avec ceux de la série du lac des Cordes, déjà mentionnée au § 1, on soulignera ici l'apparition du détritisme serpentineux dans ces premiers termes (marbres, faciès Replatte) qui se manifeste également dans notre série (marbres et calcschistes inférieurs). De plus, la description que donne Tricart (1973) de la formation de Roche Noire évoque certains aspects des schistes noirs siliceux de la série du lac des Cordes.

Les différences de cette série avec celle du lac des Cordes portent principalement sur la nature du substratum (localement formé de serpentinites) et l'existence en Haut Cristillan du faciès Replatte.

3 - Séries de type Pelvas-Rocca Bianca :

Ces séries sont décrites par Lagabrielle, (1982). Bien qu'elles puissent être comparées à la série de Chabrière, elles présentent une phase détritique à matériel plus abondant et varié que cette dernière, et une relative pauvreté en termes métasédimentaires.

La serpentinite apparait comme le constituant essentiel de cette phase détritique et sert de matrice à des blocs de nature variée. La principale arrivée détritique s'intercale au sommet des marbres et se serait accumulée dans des dépressions (Lagabrielle, 1982, p 136). La série se prolongerait par des calcschistes.

Remarquons la ressemblance frappante de ce type de série avec celle du lac des Cordes : identité de succession des termes métasédimentaires (radiolarites, marbres, calcschistes) déposés sur un substratum ophiolitique parfois identique (col Blanchet), et intercalation de termes détritiques ultrabasiques à dominante serpentineuse au même niveau (entre les marbres et les calcschistes).

Les différences suivantes méritent d'être soulignées : (1) la variété du matériel détritique ultrabasique (serpentinites, gabbros, metabasaltes) par rapport à ce que l'on trouve au lac des Cordes (serpentinite uniquement) ; (2) la variété de la nature du substratum (gabbros, metabasaltes) par rapport à celui de la série du lac des Cordes (metabasaltes). (Ces deux remarques peuvent être liées, la seconde expliquant l'absence de gabbros remaniés dans la série du lac des Cordes).

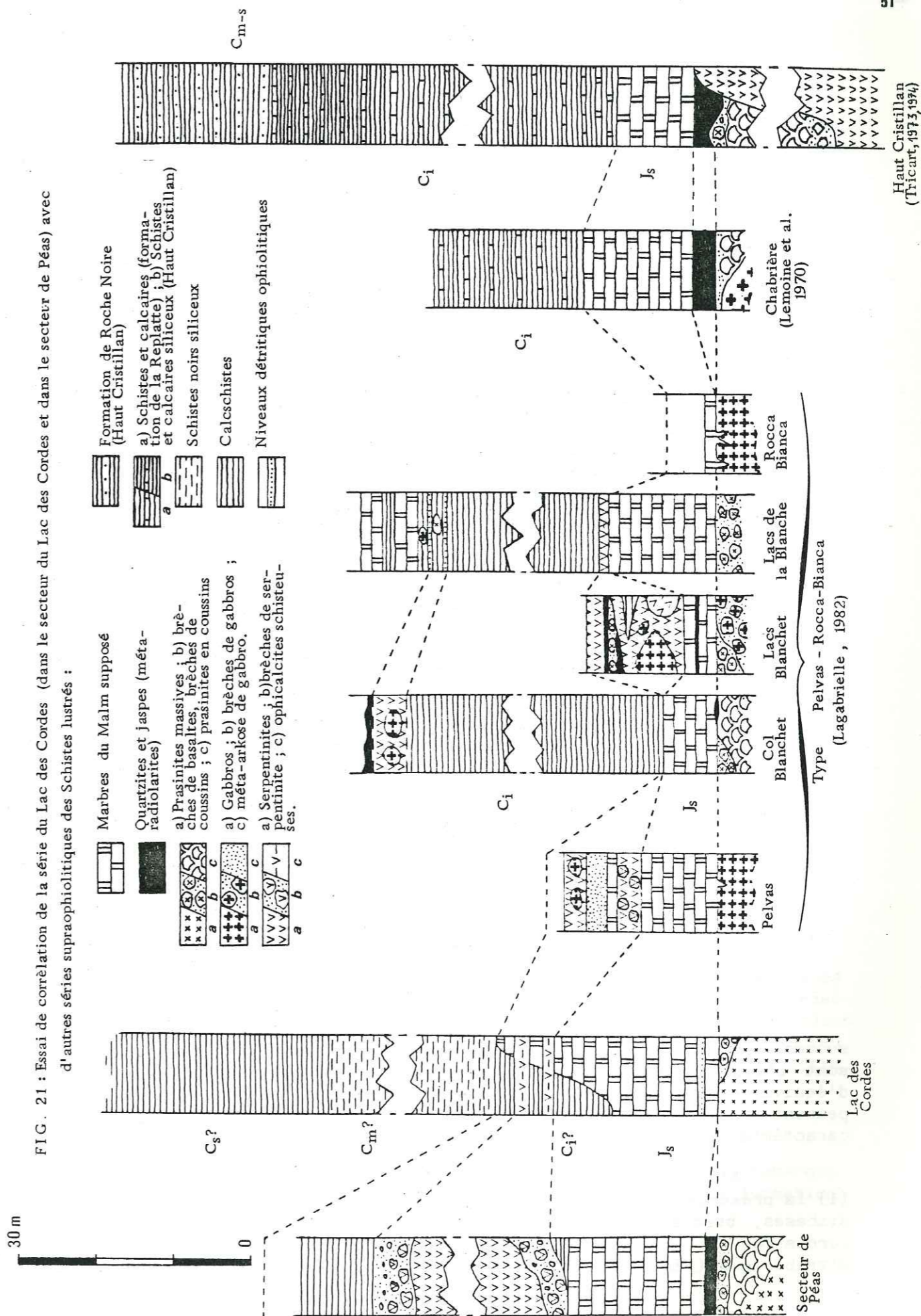


FIG. 21 : Essai de corrélation de la série du Lac des Cordes (dans le secteur du Lac des Cordes et dans le secteur de Péas) avec d'autres séries supraophiolitiques des Schistes lustrés :

4 - Formation du col Agnel :

Décrite par Lemoine et Tricart (1979), cette formation du Queyras oriental présente un faciès Replatte typique. Dans la série de la Taillante (Lemoine et Tricart, 1979), elle surmonte des ophiolites et des marbres.

Elle contient de plus des blocs arrondis ou fusiformes de matériel ultrabasique (surtout des serpentinites et des gabbros, rarement des prasinites), et quelques blocs de sédiments supraophiolitiques (radiolarites, marbres). Tous ces blocs, de taille variable (métrique à plurihectométrique) sont interprétés comme des olistolites. Nous avons pu nous rendre compte au cours d'une tournée commune que certains olistolites apparaissaient déjà au sein même des marbres (versant oriental du Pain de Sucre, au NE du col Agnel).

Ainsi que dans les paragraphes précédents (1 à 3), on soulignera par conséquent la présence d'un détritisme ophiolitique à l'intérieur des marbres et surtout dans la formation qui les surmonte. Ici, ce détritisme se manifeste sous la forme d'olistolites dont certains ont une taille comparable à celui de la mine de Péas (série du lac des Cordes). Les serpentinites prennent une part importante dans la phase détritique, mais on note encore une fois que celle-ci est beaucoup plus variée que dans la série du lac des Cordes, avec notamment quelques blocs métasédimentaires.

5 - Séries ophiolitifères de l'Ensemble ligure (Appenins sept.) :

Le rapprochement entre les Schistes lustrés et ce type de séries fut effectué pour la première fois par P. Termier dès 1907. Lemoine et al. (1970) comparent la série de Chabrière (§1) à certaines séries ligures, qui sont datées paléontologiquement (voir § D). La nappe du Bracco présente en particulier la succession suivante (Elter, 1975) :

1. Socle formé de lherzolites, gabbros et coulées diabasiques massives ou en coussins.
2. Jaspes à radiolaires d'épaisseur très variable (0 à 400 m).
3. Calcaires à Calpionelles plus continus que les jaspes.
4. Argiles à Palombini, alternances schisto-calcaires évoquant fortement la formation de la Replatte. Il s'agit ici d'un faciès ubiquiste souvent transgressif sur les gabbros du socle.
5. Schistes du Val Lavagna, épaisse formation gréso-pélitique qui peut être mise en parallèle avec la formation de Roche Noire (§ 2).

La série du lac des Cordes soutient la comparaison avec cette succession : les méta-radiolarites et les marbres surmontant les prasinites sont l'équivalent probable des termes 2 et 3 ; le terme 4 n'aurait pas d'équivalent strict ; les schistes noirs siliceux, dépourvus de carbonates, peuvent être mis en correspondance avec le terme 5 qui présente la même caractéristique.

L'analogie des successions lithostratigraphiques se complète par : (1) la présence de brèches d'éclatement de coussins à la limite radiolarites/diabases, brèches observées au moins localement dans la série du lac des Cordes (ch. II, § C2,a) ; (2) l'existence de brèches sédimentaires à matériel ultrabasique (péridotite ou gabbro) et ciment carbonaté, appelées dans leur

ensemble "ophicalcites" par Elter (1975) et omniprésentes à la limite socle-sédiment ; leur existence plaide en faveur de l'option sédimentaire qui a été adoptée pour les ophicalcites de la série du lac des Cordes (ch. II, § B5, b) ; et (3) l'existence d'olistolites d'ophiolites de toutes tailles dans les sédiments postérieurs aux marbres des séries ligures du Mte Gottero et du Mte Ciao (Elter et Raggi, 1965).

E - AGE PROPOSE POUR LA SERIE DU LAC DES CORDES :

Aucune trace paléontologique n'a été trouvée dans cette série très métamorphisée. On propose par conséquent dans ce paragraphe une hypothèse en partie fondée sur les comparaisons régionales du paragraphe précédent.

1 - Arguments paléontologiques tirés d'autres séries :

Dans les Schistes lustrés, De Wever et Caby (1981) ont découvert des radiolaires d'âge Oxfordien - Kimméridgien moyen dans les premiers méta-sédiments d'une série supraophiolitique des Schistes lustrés du Queyras.

Dans les séries ligures (§ C5), les données paléontologiques sont nombreuses. Les âges qu'elles indiquent sont résumés dans la fig. 22 (Malm-Crétacé, Decandia et Elter, 1972).

2 - Niveaux repères de la sédimentation téthysienne :

Bourbon et al. (1979) ont utilisé des marqueurs stratigraphiques connus dans la sédimentation téthysienne en vue de l'interprétation et de la datation de séries des Schistes lustrés. Ils distinguent trois niveaux utilisables : (1) les radiolarites, bien développées dans les séries supraophiolitiques (Malm inférieur) ; (2) les calcaires massifs (Malm - Crétacé inférieur) ; (3) les argilites noires, équivalent des "Black Shales" de l'Atlantique (milieu du Crétacé).

Les équivalents probables de ces marqueurs existent dans la série du lac des Cordes (fig. 20). Ce sont (1) les métraradiolarites localement observés (une analyse chimique effectuée sur l'une de ces roches a révélé une composition proche d'une radiolarite ; ch. II, § B5,a) ; (2) les marbres à flammes siliceuses ; et (3) les schistes noirs siliceux.

3 - Contexte géodynamique :

Ainsi que l'ensemble des séries supraophiolitiques des Schistes lustrés auxquelles elle a été comparée au § C, la série du lac des Cordes est issue du domaine océanique téthysien. Ce domaine est apparu à l'Oxfordien (peut-être au Callovien) (Lemoine, 1982). C'est donc l'âge le plus ancien auquel on puisse attribuer les premiers termes métasédimentaires de la série du lac des Cordes (métraradiolarites).

4 - Agés proposés :

Ils sont mentionnés dans le tableau de la fig. 22. On y remarque en particulier, dans la série du lac des Cordes, l'absence de la formation

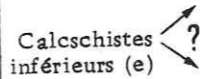
SERIES DE TYPE CHABRIERE (Lemoine et al., 1970; Tricart, 1973, 1974; Tricart, et al., 1983)	SERIES DE TYPE PELVAS-ROCCA-BIANCA (Lagabrielle, 1982)	SERIES LIGURES (Elter et Raggi, 1965; Decandia et Elter, 1972; Elter, 1975)	SERIE DU LAC DES CORDES (voir Fig. 20)	AGES SUPPOSES
Formation de Roche Noire	Calcschistes de Valpreveyre ?	Schistes du Val Lavagna (Albien-Cénomaniens)	Calcschistes des Fonds (g)	Cretace sup. ?
Formation de la Replatte	calcschistes ?	Argiles à Palombini (Néocomien sup. - Albien)	Schistes noirs siliceux (f)	milieu du Crétacé
calcaires marmoréens	marbres	Calcaires à calpionelles (Malm-Néocomien)	Calcschistes inférieurs (e) 	Malm-Crétacé inf.
Méta-radiolarites	Méta-radiolarites (rares)	Jaspes à radiolaires (Malm)	Méta-radiolarites (b)	Malm (inf. ?)

FIG. 22 : Correspondances présumées des principales formations de la série du lac des Cordes avec celles d'autres séries liguro-piémontaises (voir § C) ; Ages proposés (§ D).

de la Replatte (Crétacé inférieur ; séries de type Chabrière), du moins sous son faciès typique. Trois solutions peuvent rendre compte de ce fait d'observation :

1. Les calcschistes inférieurs (e fig. 20) seraient un équivalent atypique de cette formation. Mais d'une part, ces calcschistes sont discontinus à l'échelle kilométrique, ce qui n'est habituellement pas le cas de la formation de la Replatte ; d'autre part, ces calcschistes ont été interprétés comme une variation latérale des marbres (hypothétique ; voir § C), ce qui n'est pas non plus le cas de la formation de la Replatte.

2. L'absence du faciès typique du Crétacé inférieur serait due au diachronisme des marbres par rapport à ceux des autres séries. Ces marbres auraient précisément un âge Crétacé inférieur, et se seraient par conséquent déposés sur un substratum océanique plus jeune que dans les autres cas. Ils apparaîtraient ainsi comme une formation hétérochrone liée à un environnement particulier. Or, il est au contraire généralement admis (Bourbon et al., 1979) qu'il s'agit d'un marqueur stratigraphique répandu dans tout

le domaine téthysien et ses bordures (séries de marge continentale externe), équivalent de la "barre tithonique". Nous ne retiendrons donc pas cette hypothèse.

3. Les dépôts correspondant au Crétacé inférieur seraient représentés par le sommet des marbres (et leur équivalent éventuel, les calcschistes inférieurs). Ceux-ci se développent alors depuis le Malm (supérieur ?) jusqu'au Crétacé inférieur. C'est l'hypothèse qui est retenue dans la fig. 20, car l'existence du Malm est prouvée ou supposée dans les calcaires ou marbres des autres séries liguro-piémontaises.

F- RECAPITULATION :

Une série interprétative à substratum océanique, la série du lac des Cordes (fig. 20); a pu être déduite des observations du ch. II. Cette série s'avère comparable à plusieurs autres séries liguro-piémontaises ; elle montre même d'étroites affinités avec certaines d'entre elles. Plusieurs arguments permettent de lui supposer un âge Malm-Crétacé.

Cette série, dont la base apparaît uniquement formée de metabasites océaniques (coulées supposées ou coussins, avec brèches d'éclatement de coussins à leur partie supérieure), montre des premiers termes métasédimentaires classiques en zone piémontaise : métaradiolarites (discontinues) puis marbres du Malm supposé. La suite de la série semble plus originale : des "calcschistes inférieurs" apparaissent localement et pourraient constituer un équivalent latéral du sommet des marbres, qui aurait un âge Crétacé inférieur (§ E4). Au-dessus vient une formation essentiellement pélitique, dépourvue de carbonates et continue (schistes noirs siliceux), qui semble correspondre à un niveau repère du milieu du Crétacé, répandu dans tout le domaine paléogéographique téthysien, et équivalent des "Black Shales" de l'Atlantique. La formation la plus élevée, les "calcschistes des Fonds", est présumée Crétacé supérieur.

Un important détritisme à matériel essentiellement serpentiniteux (olistolites, brèches et sables) caractérise la partie inférieure de cette série (marbres, calcschistes inférieurs). Cette caractéristique, qui est commune à plusieurs séries océaniques piémontaises, rapproche en particulier la série du lac des Cordes de celles de type Rocca Bianca (§ D3), et permet de soupçonner (1) l'existence à proximité du domaine où s'est déposée cette série d'un substratum serpentiniteux à l'affleurement et d'une paléotopographie accidentée capable d'engendrer des olistolites de grande taille (à la lumière des observations in situ effectuées sur le banc de Gorringer, marge Ibérique, par Lagabrielle, 1982 ; voir p 168), et (2) la mise en place à l'époque de ces dépôts (Crétacé inférieur ?) d'une tectonique non nécessairement compressive responsable de ces phénomènes. Lagabrielle (1982) établit effectivement l'existence de cette paléotectonique océanique dans les séries de type Rocca Bianca (Queyras oriental).

On constate donc une bonne cohérence de la série océanique du lac des Cordes avec ses homologues régionales, du point de vue stratigraphique et du point de vue paléotectonique. Elle conforte à posteriori les interprétations qui ont été adoptées pour l'établissement de cette série.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Les Schistes lustrés de la rive gauche de la Haute Cerveyrette apparaissent plissés en une antiforme kilométrique déversée vers l'Est, l'antiforme du lac des Cordes (voir planche II). Une étude microtectonique ponctuelle a permis de déceler quatre générations successives de petites structures, la première à vergence externe, les trois autres à vergence interne et témoignant d'un niveau structural plus élevé. L'antiforme du lac des Cordes pourrait être associée à la seconde génération. On soulignera la concordance remarquable entre les structures dans ces Schistes lustrés (schistosité de débit principal, limites des formations, coeur de l'antiforme du lac des Cordes) et le contact anormal basal de l'Unité prépiémontaise rétrocharriée (voir planche I).

La série interprétative proposée au ch. III, dénommée **série du lac des Cordes** (fig. 20), comprend au-dessus des prasinites (coeur de l'antiforme), de rares métaradiolarites, puis successivement des marbres, des schistes noirs siliceux et des calcschistes. Son âge est présumé Malm-Crétacé (comparaisons régionales). Sa base serait polluée par un détritisme serpentiniteux (olistolites, brèches, sables) localement abondant, témoignage d'une activité tectonique du substratum océanique au Crétacé inférieur présumé.

La série du lac des Cordes soutient la comparaison avec les séries supraophiolitiques de type **Chabrière**, de par la succession de ses termes métasédimentaires, et de par le matériel ultrabasique allochtone qu'elle renferme vers sa base (serpentinites).

DEUXIÈME PARTIE

L'UNITÉ PRÉPIÉMONTAISE DE ROCHEBRUNE UNE SÉRIE DE MARGE CONTINENTALE

SOMMAIRE

	Pages
Introduction	57
CHAPITRE IV - STRUCTURE GENERALE	
A - Introduction	59
B - Description par compartiments	63
C - Les grandes étapes de la structuration de l'unité de Rochebrune ; Principaux caractères et chronologie	83
D - Conclusion	88
CHAPITRE V - UNE SERIE DE TYPE ROCHE DES CLOTS	
A - Introduction ; la série de type Roche des Clots-Grande Hoche	89
B - Lithostratigraphie	91
C - Evolution paléogéographique du domaine prépiémontais du Trias au Dogger	102
CHAPITRE VI - EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOTECTONIQUE DE LA MARGE DU NORIEN AU SINEMURIEN ; LE DEBUT DU RIFTING TETHYSIEN	
A - Introduction	105
B - Présentation synthétique du Rhétien-Hettangien	106
C - Description lithostratigraphique détaillée du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune ; milieux de dépôt	115
D - Description des bancs et faisceaux repères du Rhétien-Hettangien	130
E - Tectonique synsédimentaire d'âge Trias supérieur - Lias inférieur ...	136
F - Reconstitution d'une coupe Est-Ouest au Lias inférieur	152
G - Le Rhétien-Hettangien pennique entre Vanoise et Val Grana ; Comparaisons	156
H - Conclusions	168
Conclusion de la deuxième partie	170

Introduction :

L'unité de Rochebrune est rétrocharriée sur les Schistes lustrés ophiolitifères (première partie), et repose par l'intermédiaire d'un contact anormal subhorizontal (Φ) sur ces derniers (voir planche I). Les dolomies noriennes, à l'endroit et plus ou moins épaisses au-dessus de Φ , forment l'ossature de cette unité (voir planche III) dont une description mégastructurale constitue le ch. IV. Cette description met notamment en relief la

responsabilité des évènements paléotectoniques liasiques dans la structuration de l'Unité.

La série qui constitue l'Unité de Rochebrune s'avère très comparable à la série prépiémontaise type définie dans les deux unités voisines (Roche des Clots - Grande Hoche ; voir ch. V). Un intérêt tout particulier a été porté à la formation Rhético-Hettangienne, dont l'étude banc par banc a permis (1) d'en établir une lithostatigraphie précise, valable à l'échelle régionale, et d'en préciser les tendances séquentielles, et (2) de faire apparaître des indices de tectonique synsédimentaire à plusieurs niveaux de la formation, le plus important se situant à son sommet et remaniant profondément les termes antérieurs (il s'agit des évènements paléotectoniques liasiques mentionnés plus haut).

Les tendances séquentielles et les indices de tectonique synsédimentaire de la série, du Norien au Sinémurien, s'intègrent bien dans le contexte distensif du début du rifting téthysien (voir ch. VI).

CHAPITRE IV

STRUCTURE GÉNÉRALE

A- INTRODUCTION :

(voir schéma structural fig. 23 , et coupes fig. 24)

1 - Présentation :

L'unité prépiémontaise de Rochebrune est un ensemble triasique à polarité stratigraphique globalement normale, rétrocharrié sur les Schistes lustrés ophiolitifères. L'épaisse formation norienne (jusqu'à 800m de dolomies) constitue l'armature de cet ensemble. La couverture post-norienne se trouve localement préservée de l'érosion au voisinage de la crête de l'Unité. Un complexe d'écaillés, également constitué de couverture post-norienne et représentant probablement les restes du flanc inverse cisailé, s'insère entre la base de l'Unité et les Schistes lustrés.

Le rétrocharriage de l'Unité s'est accompagné d'une subdivision de celle-ci en deux sous-unités, la sous-unité de la Charvie au NW et la sous-unité de l'Escalinade au SE (voir fig. 23 et 24). L'extrémité SE de la sous-unité de la Charvie chevauche l'extrémité NW de la sous-unité de l'Escalinade. Vu le caractère relativement mineur de ce chevauchement par rapport au contact anormal basal, nous emploierons le terme "Unité de Rochebrune" sauf lorsqu'il sera nécessaire de distinguer les deux sous-unités.

La chronologie des principaux accidents alpins peut se résumer comme suit :

1. rétroécaillages anciens subparallèles à la stratification et affectant principalement les termes post-noriens.
2. fonctionnement de failles normales à pendage moyen vers le SE. Ces failles seront appelées "Failles obliques".
3. rétrocharriage de l'Unité et subdivision en deux sous-unités.
4. fonctionnement de failles tardives.

D'autres accidents actuellement orientés NNW - SSE sont interprétés comme des **paléofailles** ayant fonctionné au Trias supérieur, puis au Lias inférieur (ch. VI § E).

Les "failles obliques" (2 ci-dessus) découpent l'Unité en **compartiments** transverses. A l'intérieur de ces compartiments, les paléofailles orientées perpendiculairement aux failles obliques et situées près du bord oriental de l'Unité (fig. 23), séparent une (ou plusieurs) **partie orientale** d'une **partie centrale** (par exemple, le compartiment de la Charvie est composé d'une partie orientale à pendage SW (70°) et d'une partie centrale à pendage moyen vers le NW).

Dans trois compartiments (2, 4 et 5), la partie orientale supporte un témoin de couverture post-Norien pincé contre la paléofaille. Ce sont les "**Pincées orientales de Rhétien**".

On décrira successivement chacun des compartiments du plus septentrional au plus méridional. La nomenclature adoptée est figurée dans l'encart de la Fig. 23, chaque compartiment et chaque faille oblique importante sont ainsi numérotés.

Remarque : une exception est faite en ce qui concerne le compartiment n° 7 (compartiment de Côte Belle). En effet, celui-ci n'est pas délimité par une Faille oblique mais par une faille de type différent.

2 - Nomenclature :

Les failles majeures autres que les "Failles obliques" sont désignées par la lettre majuscule F suivie d'une autre lettre majuscule d'après l'ordre dans lequel elles sont invoquées au cours de la description (FA, FB, etc ...).

Les "Failles obliques" majeures sont appelées FO suivi de leur numéro (défini dans l'encart de la fig.) (FO.1 à FO.6).

Les "Failles obliques" mineures sont désignées par l'abréviation de la Faille oblique majeure située immédiatement au NW, suivie d'un ou plusieurs accents (FO.4', FO.4'').

Les écaillages subhorizontaux sont désignés par φ suivi d'une lettre majuscule (φ A., φ B., etc ...).

Le contact anormal basal de l'Unité de Rochebrune pris au sens général est appelé Φ . Lorsque le contact anormal basal de chaque sous-unité doit être distingué, Φ 1 désigne celui de la sous-unité de la Charvie, et Φ 2 celui de la sous-unité de l'Escalinade.

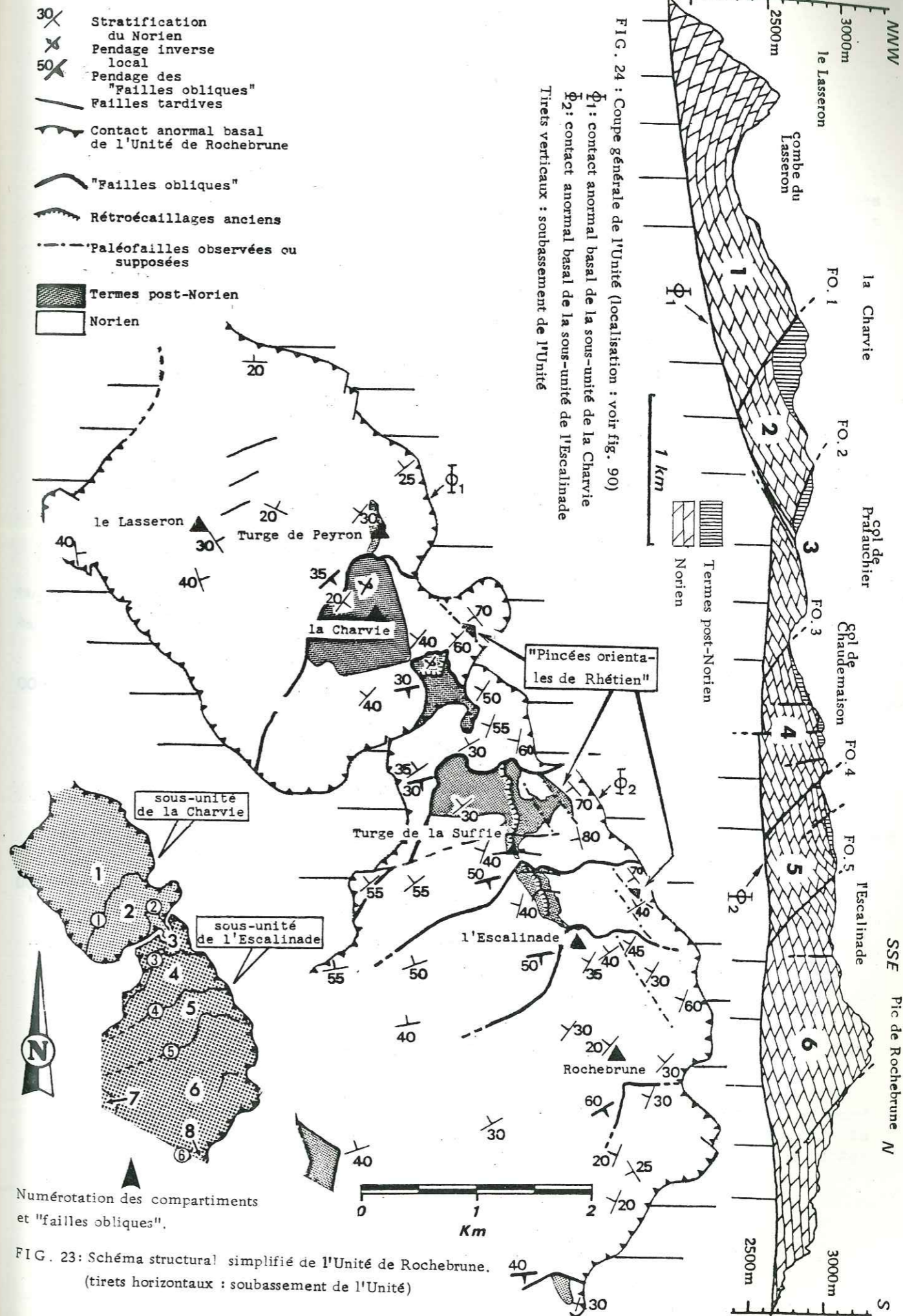
Toutes les notations qui viennent d'être définies distinguent des objets à l'échelle de l'Unité entière.

Par contre, les **lettres minuscules** concernent certains objets à l'intérieur d'un compartiment précis, et n'auront donc pas la même signification dans les compartiments voisins.

Enfin, les conventions et symboles utilisés dans les stéréogrammes sont définis au ch. I § D1.

Fig. 23 et 24 : Noms des compartiments (chiffres gras) :

1 : Lasseron - Turge de Peyron ; 2 : La Charvie ; 3 : Col de Prafauchier ; 4 : Col de Chaudemaison - Turge de la Suffie ; 5 : L'Escalinade ; 6 : Pic de Rochebrune ; 7 : Côte Belle.



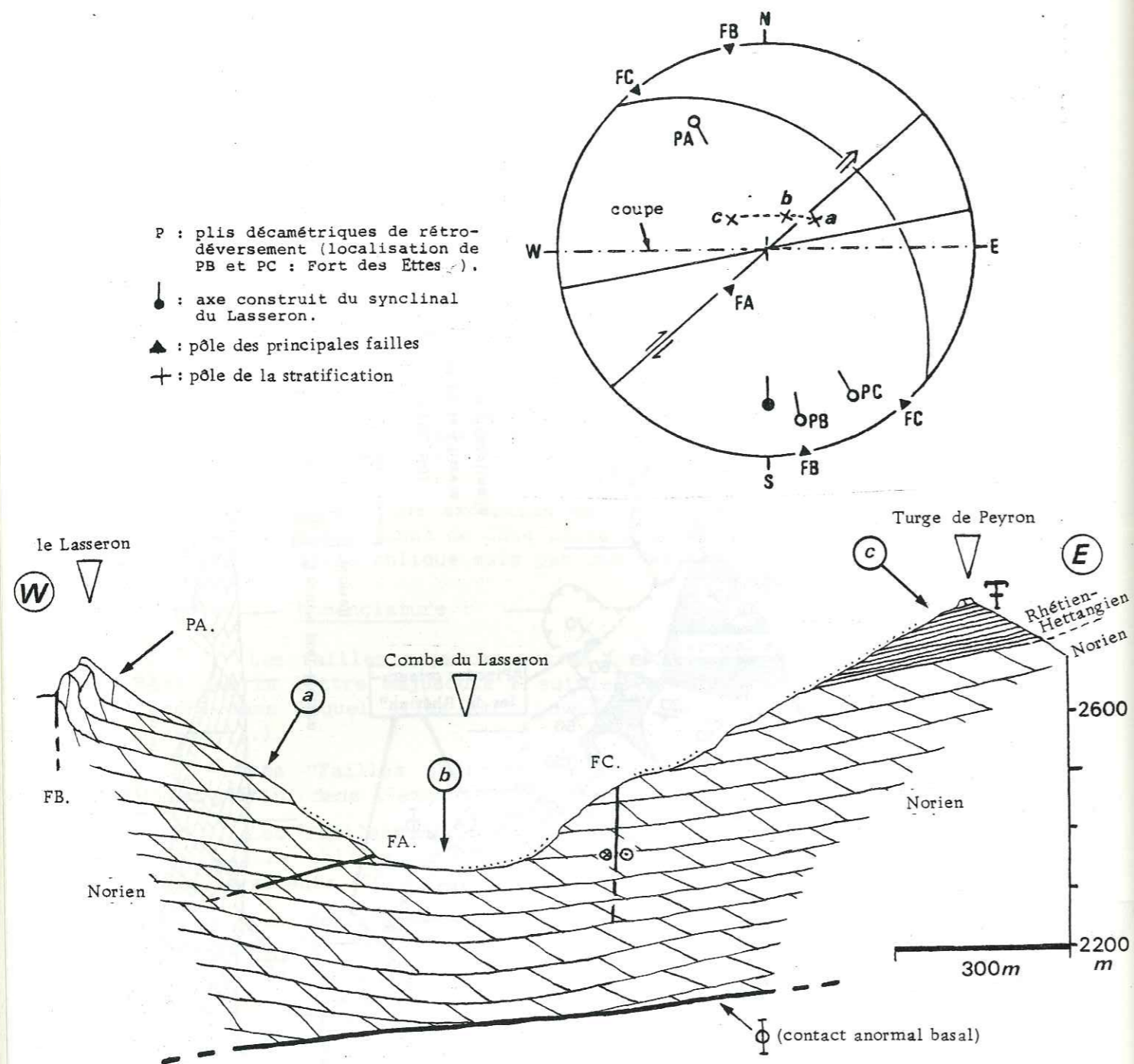


FIG. 25 - Coupe du compartiment Lasseron - Turge du Peyron et stéréogramme correspondant. Le pli synclinal d'axe N-S détermine la combe du Lasseron.

B- DESCRIPTION PAR COMPARTIMENTS :

1 - Compartiment n° 1 ; Lasseron-Turge de Peyron : (fig. 25)

Il est essentiellement formé de dolomies noriennes très épaisses (jusqu'à 800 m) ployées en un synclinal ouvert d'axe NS qui détermine la Combe du Lasseron. On y trouve quelques plis décimétriques déversés vers l'Est (rétrodéversement).

2 - Compartiment n° 2 ; la Charvie :

a) Partie centrale (fig. 26) :

L'ossature de dolomies noriennes supporte ici ses termes post-Norien plissés à plusieurs échelles :

- à l'échelle décimétrique à métrique, les couches du Rhétien-Hettangien restent planaires à quelques exceptions près (quelques plis d'entraînement apparaissent en particulier sous le "Banc terminal", sommet présumé de l'Hettangien). Tricart (1980) signale dans cette formation les indices de glissements couche-à-couche avec mouvement relatif dans les couches de type chevauchement vers l'ESE. Les plis sont plus nombreux dans le Lias Prépiémontais et abondent dans la Formation détritique rousse.

- à l'échelle décimétrique, on note un pli d'entraînement sous le "Banc terminal" (PD).

- à l'échelle hectométrique enfin, (1) la Formation détritique rousse occupe le coeur d'un pli synclinal déversé vers le SE (PE) antérieur au fonctionnement de FO.1, et (2) l'ensemble de la série est ployée en un demi-synclinal tardif d'axe N 50° lié au fonctionnement de FO.1 (c sur fig. 26).

On retiendra par conséquent dans cette partie du compartiment plusieurs indices de chevauchement vers le SE ou l'ESE : des glissements couche-à-couche dans le Rhétien-Hettangien, des plis d'entraînement sous le banc compétant qui termine l'Hettangien, et un pli déversé hectométrique dans les termes plus élevés.

b) Partie orientale (fig. 27) :

Les dolomies noriennes très redressées de cette partie supportent un témoin de Rhétien pincé contre FD. On remarquera :

- les pendages très différents du Norien de part et d'autre de FD (d et e, fig. 27)

- le pli synclinal de Rhétien PF plongeant fortement vers le NW et suggérant un mouvement décrochant dextre le long de FD.

Une telle disposition se rencontre à trois reprises près du bord oriental de l'Unité ("pincées orientales de Rhétien", localisées sur la fig. 23). Elle est en grande partie héritée d'une tectonique d'âge liasique (voir ch. VI § E5).

FIG. 26 *b*-Stéréogramme correspondant:

- ▲ : pôles des failles
- + : pôles de la stratification
- o : axes des plis

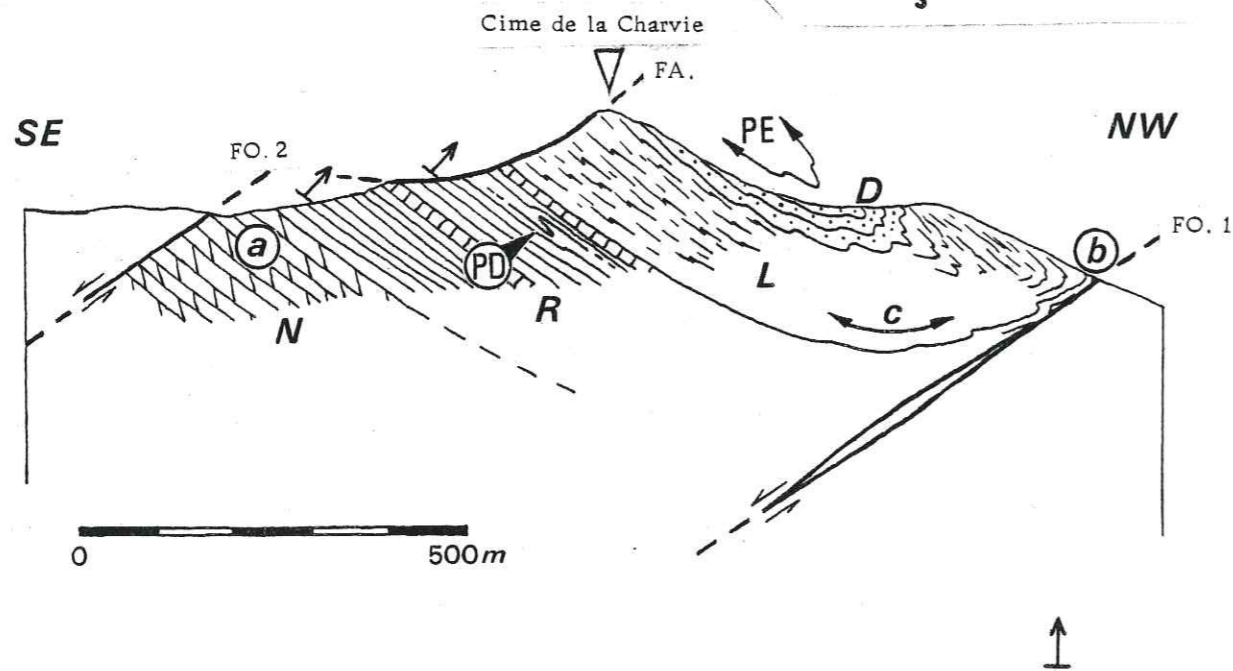
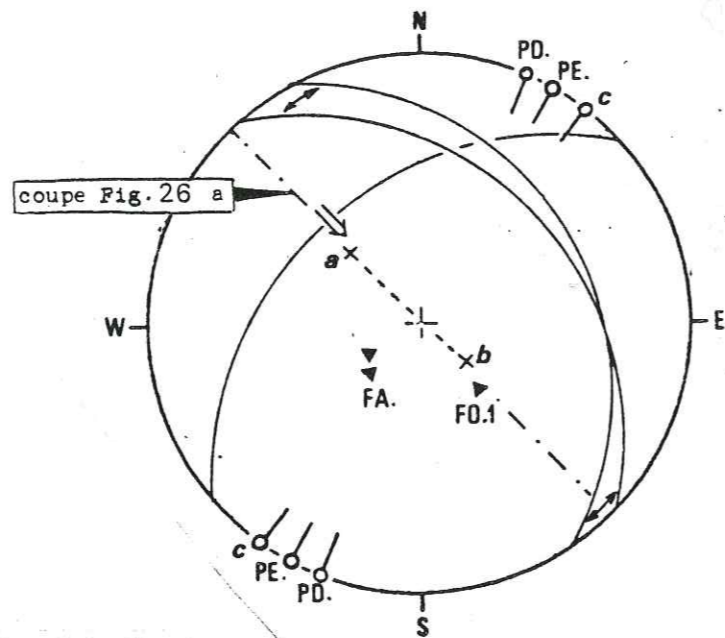


FIG. 26 *a*-Coupe du compartiment de la Charvie suivant la crête principale (voir stéréogramme Fig. 26 *b*):

N : Norien ; R : Rhétien-Hettangier ; L : Lias Prépiémontais ; D : Formation détritique rousse.

F.O.1 : faille oblique de la Charvie ; F.O.2 : faille oblique de Prafauchier.

On remarquera la superposition du pli synclinal PE, issu d'une phase de rétrodéversement antérieure au fonctionnement de F.O., et de la flexure synclinale c interprétable comme un crochon lié à F.O.1.

FIG. 27 *b*-Stéréogramme correspondant à la Fig. 27 *a*:

- d : stratification du Norien de la partie orientale.
- e : stratification du Norien de la partie centrale.

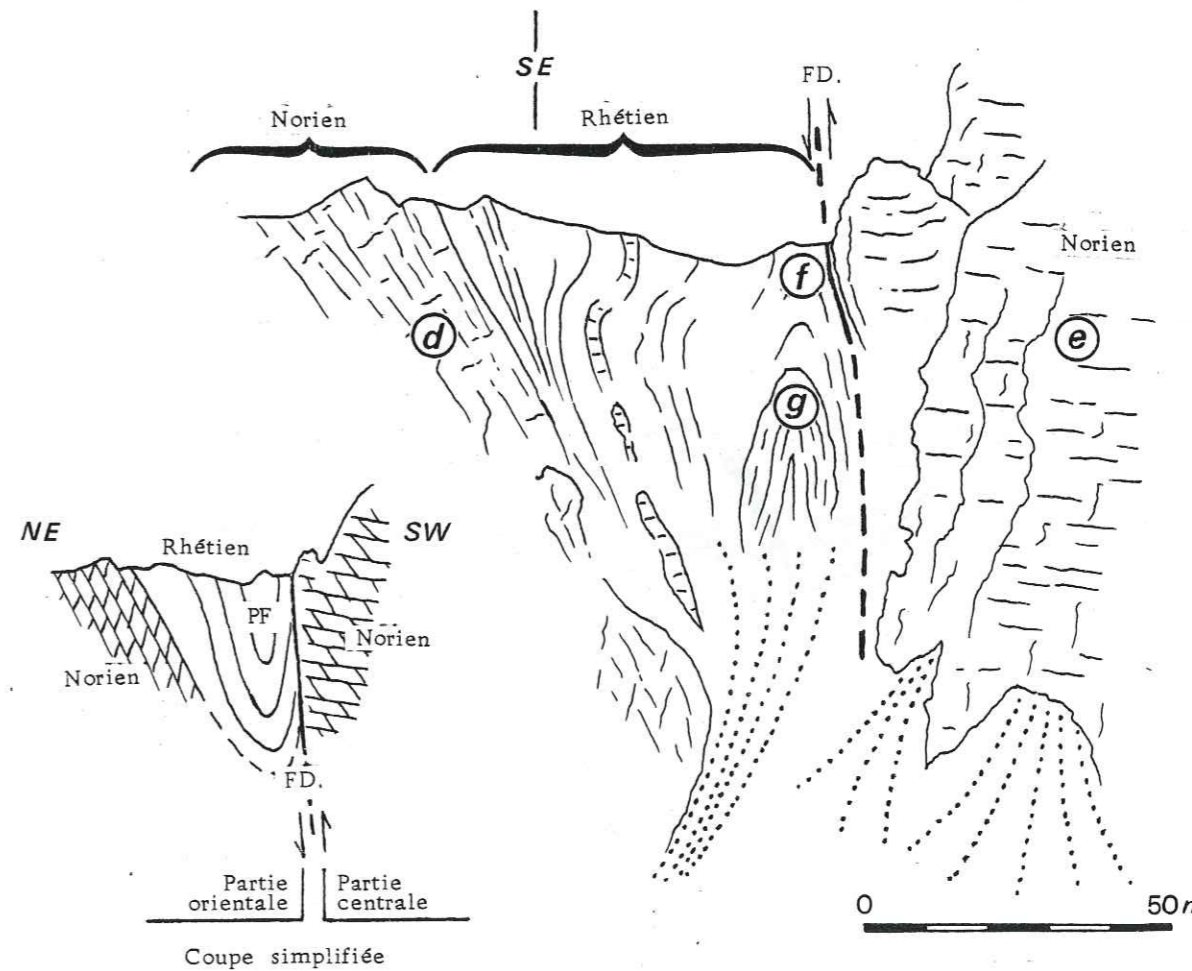
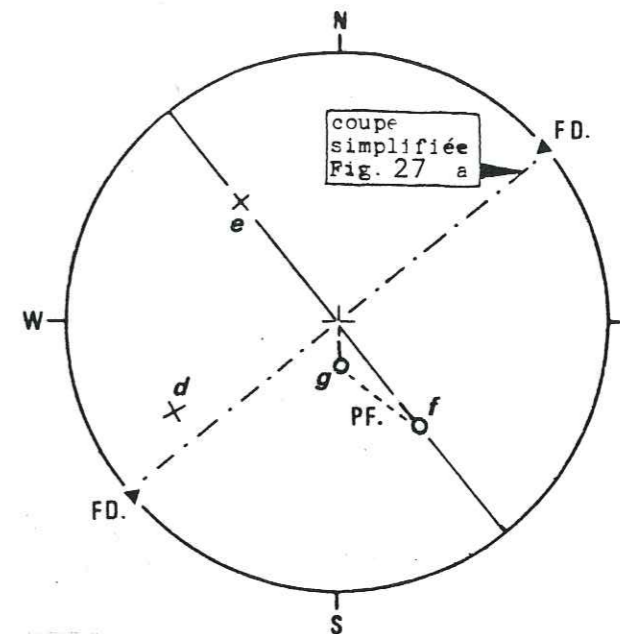


FIG. 27 *a*. Pincée orientale de Rhétien du compartiment de la Charvie (versant Nord-Ouest) ; voir stéréogramme Fig. 27 *b*.

REMARQUE. - PF est un pli synclinal à fort plongement vers le Nord-Ouest. Son aspect en f et g est dû au fait que son axe possède un plongement supérieur à la pente topographique.

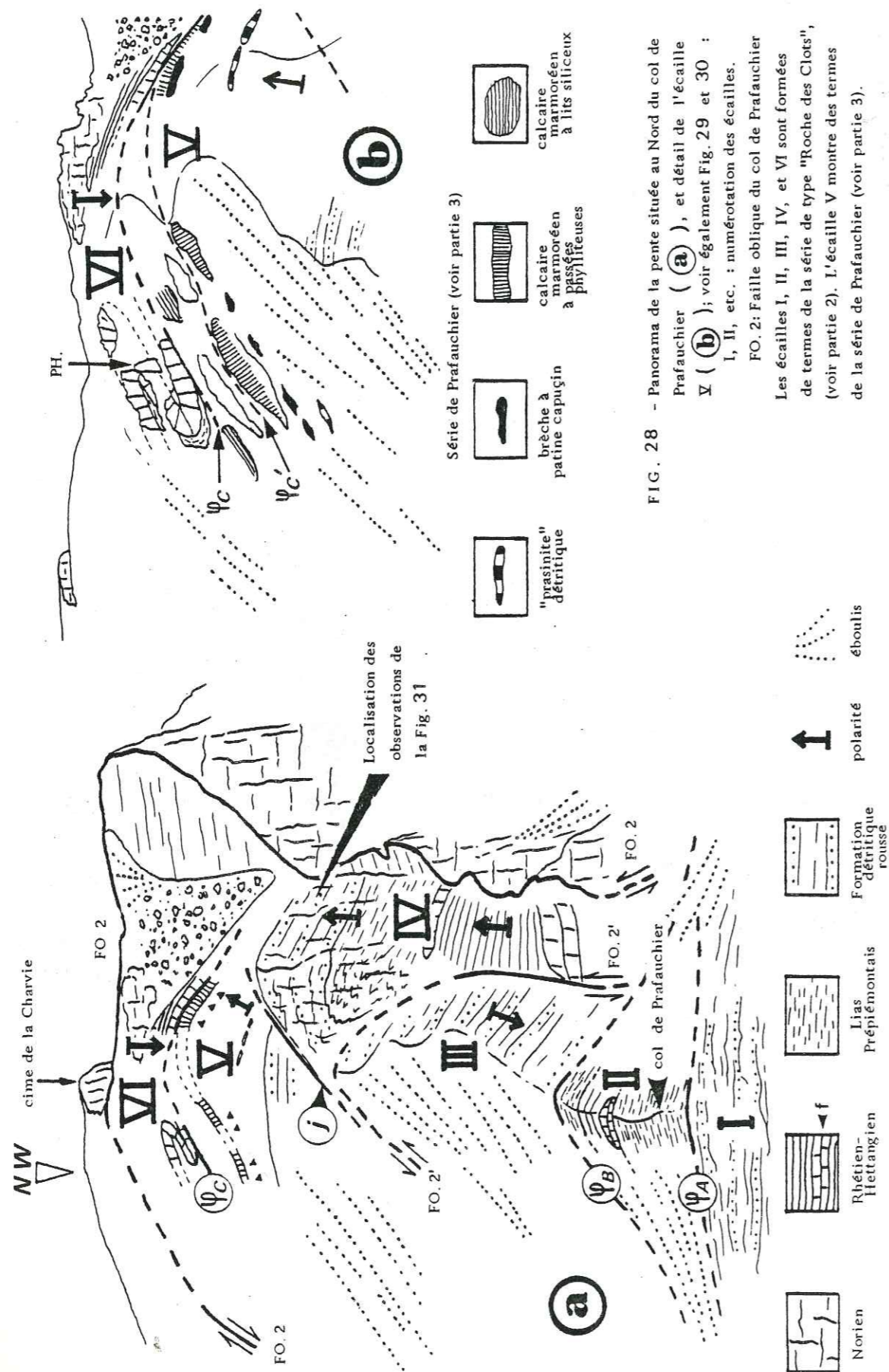


FIG. 28 - Panorama de la pente située au Nord du col de Prafauchier (a), et détail de l'écaille V (b); voir également Fig. 29 et 30 : I, II, etc. : numérotation des écailles. FO. 2: Faille oblique du col de Prafauchier Les écailles I, II, III, IV, et VI sont formées de termes de la série de type "Roche des Clots", (voir partie 2). L'écaille V montre des termes de la série de Prafauchier (voir partie 3).

3 - Compartiment n° 3 ; col de Prafauchier :

Ce compartiment montre une architecture particulière puisque, comme on peut le voir sur la fig.24 , il a été décalé par le chevauchement qui sépare les deux sous-unités (celle de la Charvie et celle de l'Escalinade). Il se trouve ainsi "à cheval" sur les deux sous-unités : son Norien, qui appartient à la sous-unité de l'escalnade, est chevauché par ses propres termes post-Norien qui appartiennent à la sous-unité de la Charvie.

Nous ne décrivons ici que les termes post-Norien, c'est-à-dire la partie du compartiment appartenant à la sous-unité de la Charvie, partie occupant de dièdre formé par FO.2 et ψ_1 (voir fig.24).

a) *Description :*

L'architecture au voisinage du col est complexe : six écailles ont pu être distinguées, qui sont séparées par des contacts anormaux de plusieurs générations successives. La description qui suit s'appuie sur les panoramas des fig. 28 a et 28 b , et les coupes de la fig. 29 . Les écailles sont numérotées de I à VI, de la plus méridionale à la plus septentrionale (voir également stéréogramme fig. 30) :

Écaille I : Formation à plaquettes rouges micacées, très disloquée : c'est la partie supérieure de la Formation détritique rousse.

Écaille II : Quelques bancs de Rhétien ou d'Hettangien encadrés par un Lias Prépiémontais atypique (calcschistes gris sans bancs calcaires individualisés). Il s'agit peut-être d'un pli isoclinal. Un témoin de cette même écaille repose sur I au Sud du col.

Écaille III : Formation détritique rousse. Les lithofaciès rencontrés à la base de cette écaille (FDR élevée) et à son sommet (FDR inférieure ou moyenne) permettent de lui supposer une polarité inverse.

Écaille IV : Série monoclinale à l'endroit montrant des termes allant de la base présumée de l'Hettangien ("Faisceau à polypiers", f) jusqu'à la Formation détritique rousse comprise.

Écaille V : Série supposée à l'endroit, contenant des lithofaciès n'appartenant pas à la série de type Roche des Clots (voir description et interprétation de cette série aux ch. VII et VIII). Noter à la base de V sur la fig. 28 , les quelques bancs de Formation détritique rousse (ils appartiennent à sa partie supérieure).

Écaille VI : Une série inverse montrant de bas en haut (stratigraphiquement) un Norien très disloqué, puis un Rhétien-Hettangien peu épais, et enfin les premiers bancs de Lias Prépiémontais tronqués par le contact anormal ψ_C .

b) *Chronologie des contacts anormaux :*

On établit une chronologie relative par rapport aux Failles obliques (FO.2 et FO.2' ; voir fig.23) :

1. contact anormal subhorizontal ψ_C (superposant la série inverse VI à la série supposée normale V) et faille mineure (notée j sur la fig.28 a) séparant IV et V.

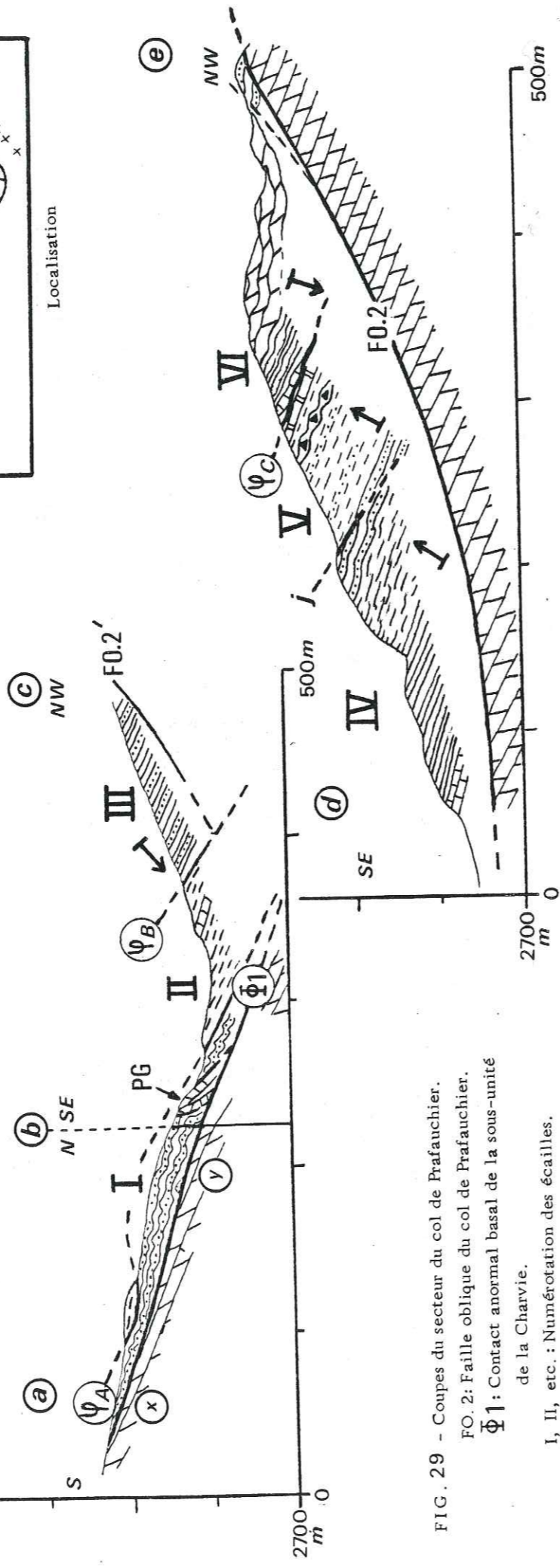
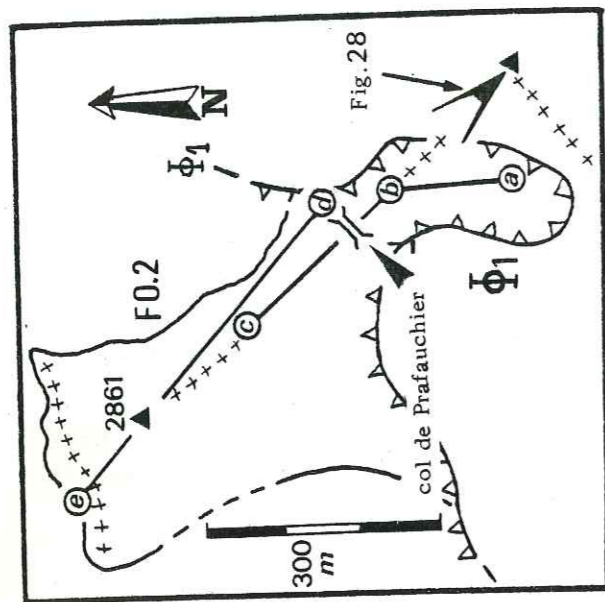


FIG. 29 - Coupes du secteur du col de Prafauchier.
 FO. 2: Faille oblique du col de Prafauchier.
 Φ1: Contact anormal basal de la sous-unité de la Charvie.
 I, II, etc.: Numérotation des écaillés.

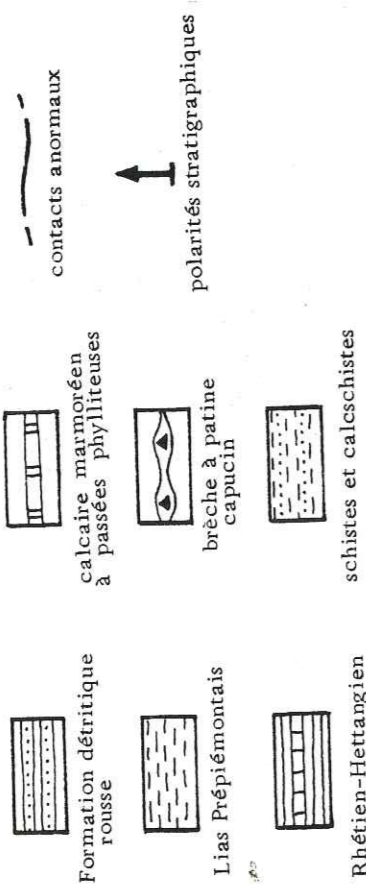


FIG. 30 - Stéréogramme relatif au secteur du col de Prafauchier (Fig. 28 et 29).

En grisé : variation de la direction et du pendage de F.O.2.

- +Δ : pôle de Φ1 et de la stratification du Norien sous-jacent. (localisation Fig. 29)
- ▲ : pôles des Failles obliques.
- : axes des plis.

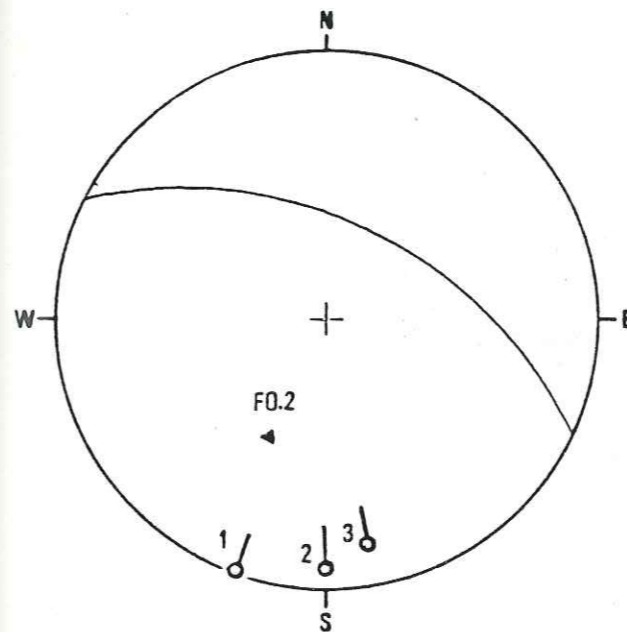
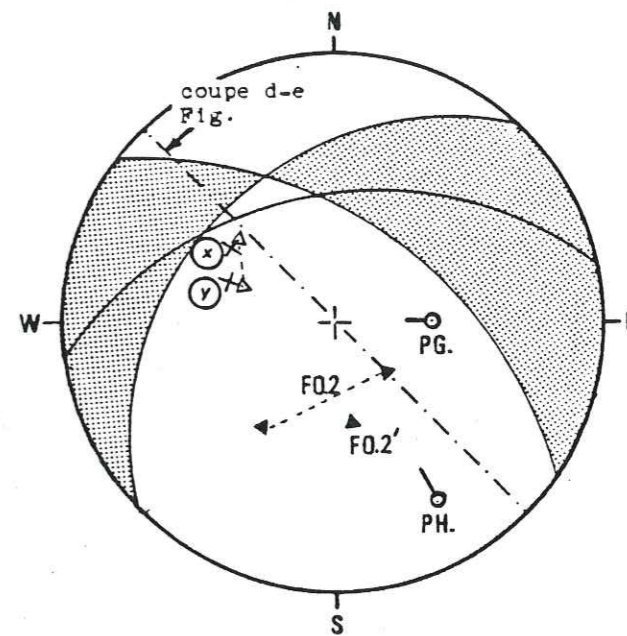


FIG. 31 - Virgation des plis métriques de rétrodéversement dans le Lias Prépiémontais et la Formation détritique rousse (localisation ; Fig.28) à l'approche du miroir de faille F.O.2 : 1) à 50 m du miroir ; 2) à 25 m ; 3) à 10 m.

Ces plis seraient par conséquent postérieurs au fonctionnement de F.O.2.



2. Failles obliques FO.2 et FO.2'.

3. contacts anormaux Ψ_B , Ψ_A et Φ_1 . I et II sont ainsi interprétés comme des écaillés entrainées entre les deux sous-unités de la Charvie et de l'Escalinade lors de leur chevauchement. Ceci explique l'allure très disloquée des affleurements (I).

Nous verrons au ch. IX que cette chronologie permet d'établir une reconstitution rétrotectonique satisfaisante.

c) *Indices de l'existence d'une phase de rétrocharriage postérieure au fonctionnement des Failles obliques :*

Quelques observations au voisinage de FO.2 (localisation, fig.28a; voir stéréogramme fig.31) ont permis de mettre en évidence une virgation de l'axe des plis souples de rétrodéversement à l'approche du miroir de faille. Cette virgation indique que la Formation détritque rousse, dans laquelle ont été vu ces plis, était déjà juxtaposée à la pile compétente de Norien lors de la formation de ces plis. Le fait important à en retenir est l'existence d'une phase de déformation souple postérieure à une phase de déformation cassante (FO). Ceci est une caractéristique importante de la mise en place de l'Unité de Rochebrune, comme nous le verrons au ch. IX.

4 - Compartiment n°4 ; col de Chaudemaison-Turge de la Suffie:

la diversité de l'architecture de ce compartiment a nécessité son découpage en cinq secteurs délimités sur la fig.32a. Ces secteurs sont successivement décrits dans les paragraphes ci-dessous (voir coupe transversale des secteurs 1,2 et 3, fig.33). Par comparaison avec les descriptions des compartiments 2 et 5, précisons que les secteurs 1,2,4 et 5 constituent la "partie centrale" du compartiment, et 3 constitue la "partie orientale".

a) *Secteur 1 : Ouest et NW du col de Chaudemaison :*

Une série globalement monoclinale à pendage moyen vers le NW, à l'endroit, affleure de l'Hettangien à la Formation détritque rousse. Des plis de rétrodéversement décimétriques à métriques, d'axes dispersés (N. 150 à N. 30) apparaissent progressivement en montant dans la série à partir du Lias Prépiémontais (comme nous l'avons vu dans le compartiment de la Charvie, § 2a).

Complète à l'extrême Ouest, cette série comporte par contre une discordance au niveau de la limite Hettangien-Sinemurien près du col de Chaudemaison. Les quelques derniers mètres de l'Hettangien y sont en effet ravinés par la base du Sinémurien (voir ch. VI, §E5,a) ce qui explique l'absence du Banc terminal hettangien.

b) *Secteur 2 : Est et NE du col de Chaudemaison :*

La limite supérieure du Faisceau à polypiers (f, base présumée de l'Hettangien), dans le prolongement de celui du secteur 1, y forme des surfaces structurales. f, à l'endroit, repose par l'intermédiaire du contact anormal Ψ_D (subparallèle à f) sur le Lias Prépiémontais.

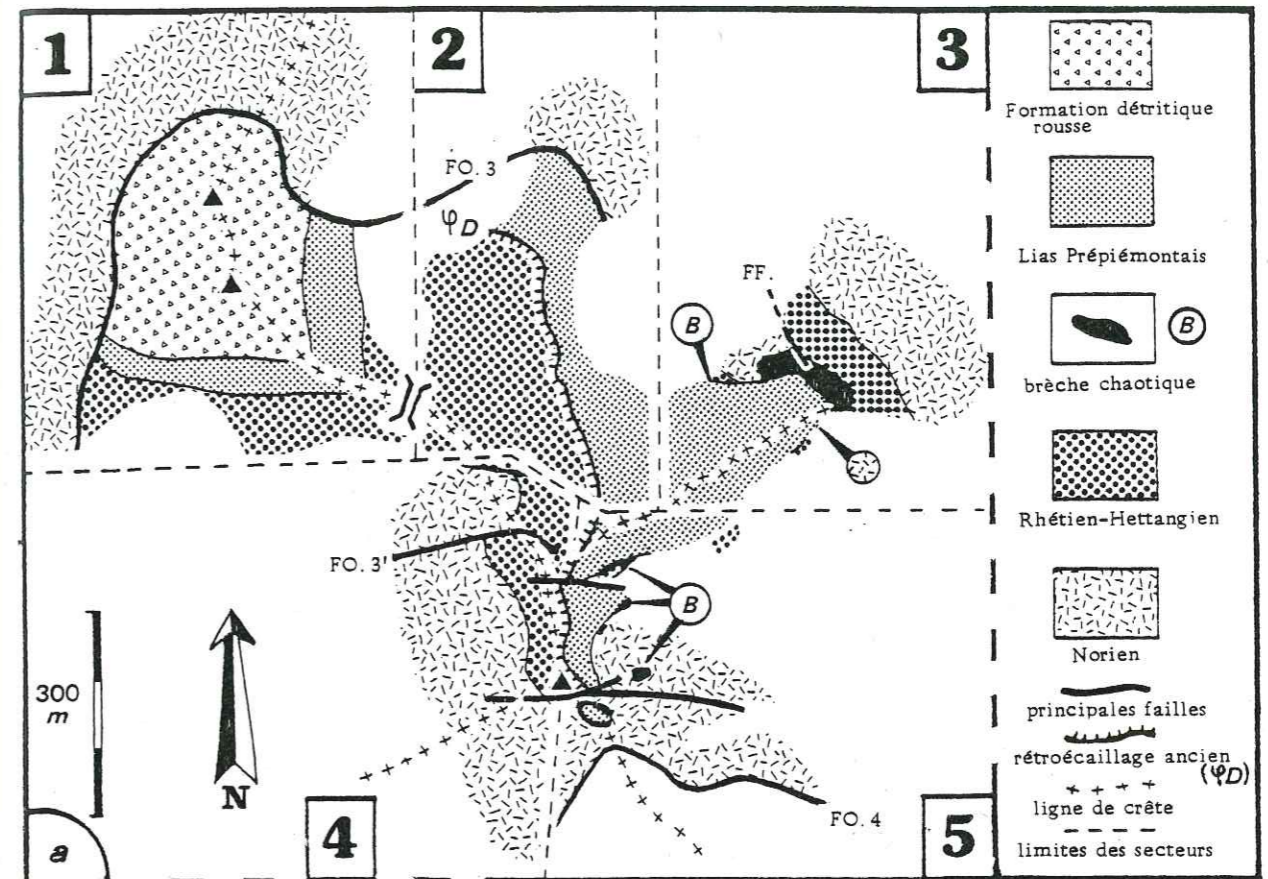
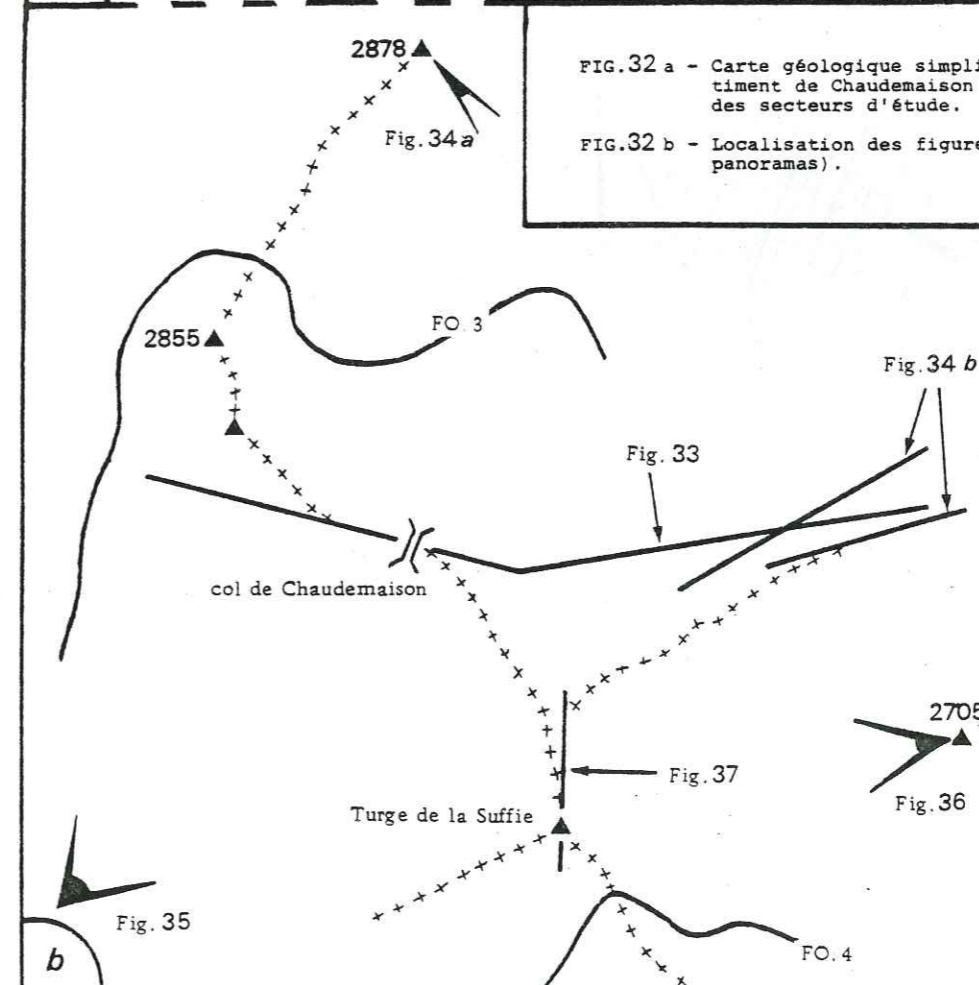


FIG.32 a - Carte géologique simplifiée du compartiment de Chaudemaison et délimitation des secteurs d'étude.

FIG.32 b - Localisation des figures (coupes et panoramas).



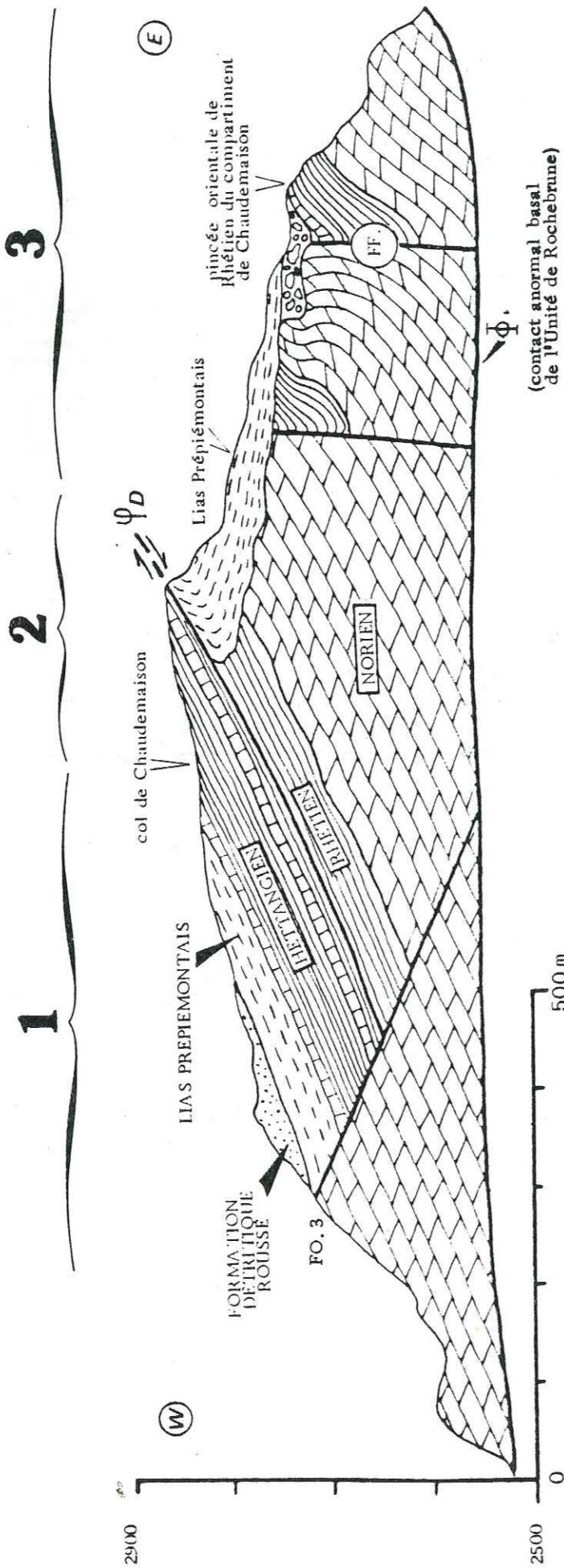


FIG. 33 : Coupe Est-Ouest du compartiment de Chaudemaison couvrant les secteurs 1, 2, et 3.
(localisation fig. 32 b)

c) Secteur 3 : partie orientale :

(voir panorama et coupes fig. 34)

c1) description : les affleurements de ce secteur sont extrêmement intéressants du point de vue tectonique synsédimentaire. En effet, les structures sont en majeure partie héritées d'événements paléotectoniques liasiques (voir ch. VI, § E5,b). La responsabilité des tectoniques alpines apparaît pour l'essentiel limitée à une accentuation des pendages vers le SW (fait général près du bord oriental de l'Unité de Rochebrune) et à la formation du pli ouvert PK.

Ce secteur comprend successivement du NE vers le SW (c'est-à-dire de gauche à droite sur la fig. 34 a) :

- une partie orientale effondrée, formée de Norien supportant en concordance son Rhétien-Hettangien (incomplet).
- la faille FF.
- un ensemble que nous appellerons "partie intermédiaire" (voir § c2 à ce sujet), analogue à la partie orientale.

Une brèche chaotique (B), représentant le "conglomérat de base" du Lias Prépiémontais et contenant du matériel Rhétien-Hettangien remanié (y compris des blocs décamétriques, B1), cache la faille FF puisqu'elle ravine d'une part le début de l'Hettangien de la partie orientale, et d'autre part le Norien de la partie intermédiaire. FF est donc une paléo-faille liasique. Le Lias Prépiémontais non bréchique, enfin, repose indifféremment sur la brèche chaotique, sur le Norien ou sur le Rhétien. Il est fortement discordant (40°) par rapport à la stratification de ces derniers.

c2) comparaison avec la partie orientale du compartiment n°2 : Rappelons que l'on trouvait dans ce compartiment successivement du NE vers le SW (fig. 27) :

- une partie orientale effondrée, formée de Norien supportant en concordance son Rhétien pincé le long de FD.
- la faille FD.
- la partie centrale du compartiment, supportant en concordance ses termes post-Norien.

Il s'agit donc du même type de disposition que celui que nous venons de décrire (§c1). Dans le cas du compartiment n° 4 toutefois, deux particularités doivent être notées :

- ce n'est pas une, mais au moins deux "parties orientales" successives que l'on observe (remarquer les couches de la base du Rhétien sous le Lias discordant dans la partie droite du panorama de la fig. 34). Elles seront donc appelées "partie orientale" et "partie intermédiaire", la partie centrale étant constituée par le secteur 1.
- le Lias Prépiémontais et son "conglomérat de base" cachent ces structures, ce qui n'est pas le cas dans le compartiment n°2. Toutefois, dans ce dernier cas, rien ne permet de penser qu'il n'en était pas de même avant décapage par l'érosion.

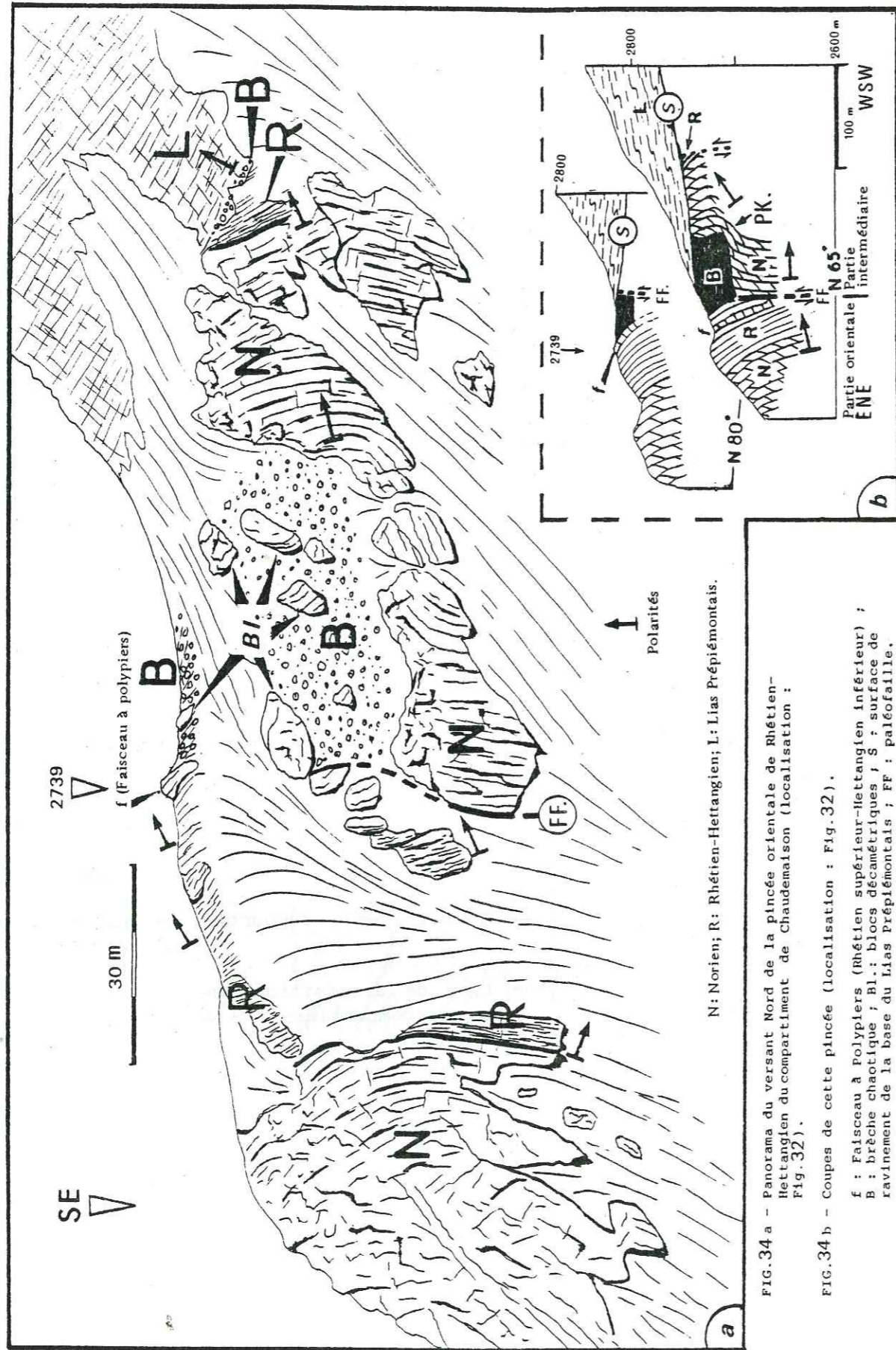


FIG. 34 a - Panorama du versant Nord de la pincée orientale de Rhétien-Hettangien du compartiment de Chaudemaison (localisation : Fig. 32).
 FIG. 34 b - Coupes de cette pincée (localisation : Fig. 32).
 f : Faisceau à Polypiers (Rhétien supérieur-Hettangien inférieur) ;
 B : brèche chaotique ; BI : blocs décimétriques ; S : surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais ; FF : paléofaïlle.

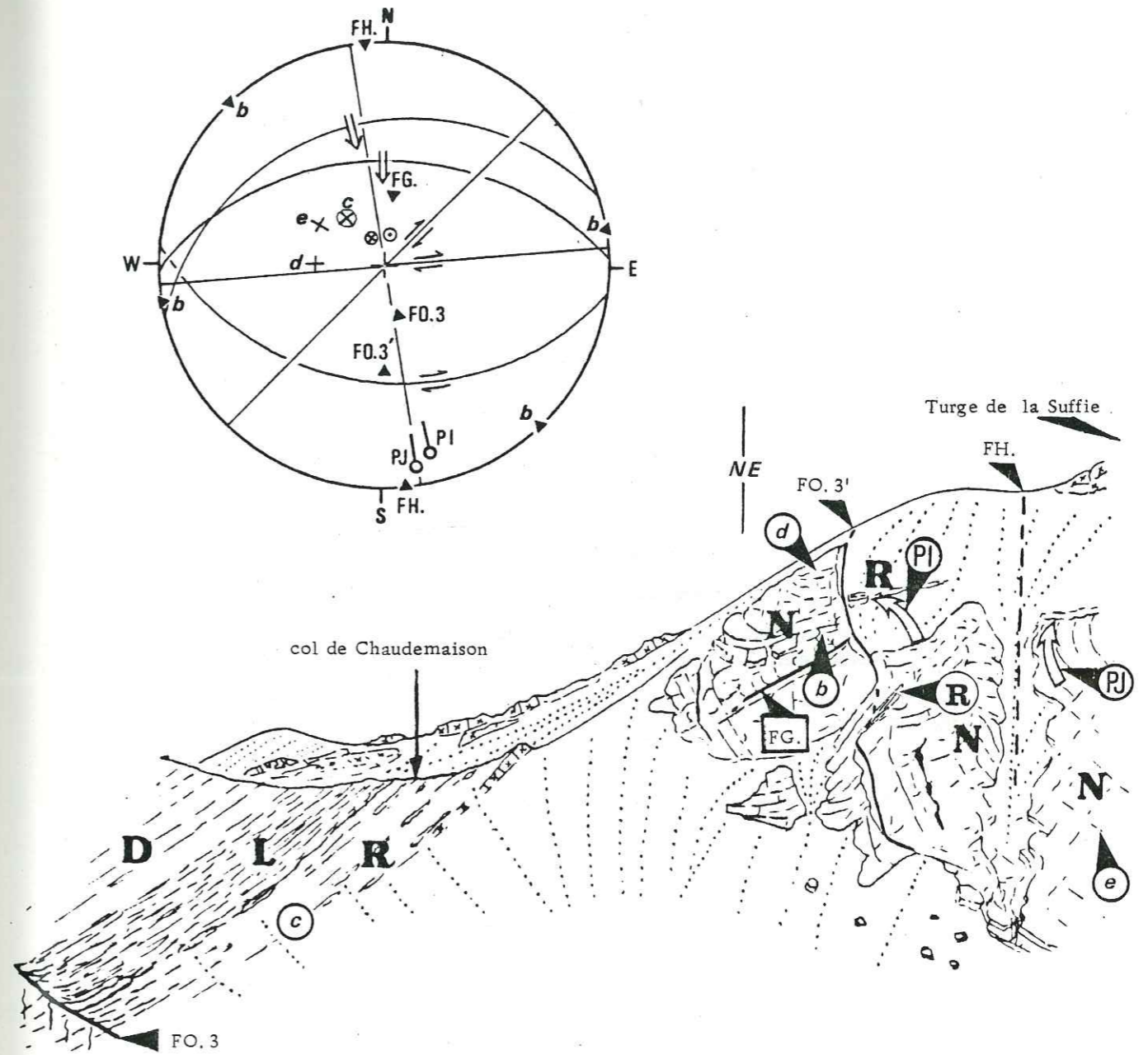


FIG 35 - Secteur 4 du compartiment de Chaudemaison : (panorama)

- ▲ : pôles des failles
- : axes des plis
- + : pôles de la stratification
- D : Formation détritique rousse
- L : Lias Prépiémontais
- R : Rhétien Hettangien
- N : Norien

Remarque : le même type de disposition existe également dans le compartiment n° 5 (compartiment de l'Escalinade, fig. 42)

d) Secteur 4 : Nord et NW de la Turge de la Suffie :

Ces pentes très ébouleuses laissent voir par place le contact stratigraphique du Rhétien sur le Norien. Nous avons pu y caractériser les principaux bancs repères du Rhétien, ainsi que le Faisceau à polypiers (base présumée de l'Hettangien).

De nombreux blocs de brèche chaotique du même type que celle du secteur 3 existent dans l'éboulis situé 300 m au Nord de la Turge de la Suffie. Ceci nous amène à penser qu'au voisinage de la limite entre les secteurs 4 et 5, la série Rhético-Hettangienne est ravinée jusqu'au Faisceau à polypiers.

Ce secteur est haché par de nombreuses failles (fig. 35, p. précédente)

e) Secteur 5 : NE et Est de la Turge de la Suffie :

(panorama fig. 36 ; coupe fig. 37)

On observe dans ce secteur le prolongement :

1. de la surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais (S) du secteur 3 (cette surface a un pendage vers l'Est).
2. du contact anormal ΨD du secteur 2 (à pendage moyen vers le NW).

Le Lias Prépiémontais occupe le dièdre compris entre S et ΨD , qui tendent à se rejoindre en direction de l'Ouest (à l'Ouest de la limite entre les secteurs 4 et 5).

Sur la fig. 37, on constate de part et d'autre de la faille FH une nette différence d'épaisseur du Lias Prépiémontais. Au Nord immédiat de FH, S et ΨD sont très proches et le Lias Prépiémontais est très peu épais. Au Sud, au contraire, celui-ci est beaucoup plus épais. Ceci montre que le dièdre de Lias Prépiémontais compris entre S et ΨD est décalé avec une composante en décrochement dextre au niveau de FH.

Remarque : les couches de Rhétien-Hettangien affleurant dans l'éboulis au Nord de FH sont interprétées comme un olistolite. En effet, elles se situent à près d'une centaine de mètres au-dessus de la limite Norien-Rhétien, et il est très difficile d'imaginer, pour des raisons géométriques, que l'on ait effectivement 100 m de Rhétien-Hettangien sous la surface S au Nord de FH alors qu'au Sud cette surface atteint le Norien.

f) récapitulation :

La géométrie complexe de ce secteur résulte de la superposition d'une tectonique d'âge liasique et des tectoniques alpines :

- les effets de la tectonique liasique s'observent principalement dans les affleurements orientaux de l'Unité (secteurs 3 et 5). Dans le secteur 3, ce sont de véritables petits "blocs basculés" qui sont cachetés par la base du Lias Prépiémontais (voir ch. VI, § E5,b).

- la principale conséquence des tectoniques alpines est le contact anormal ΨD (secteur 2 et limite entre les secteurs 4 et 5). Nous avons vu que, dans le secteur 4, les affleurements de Rhétien

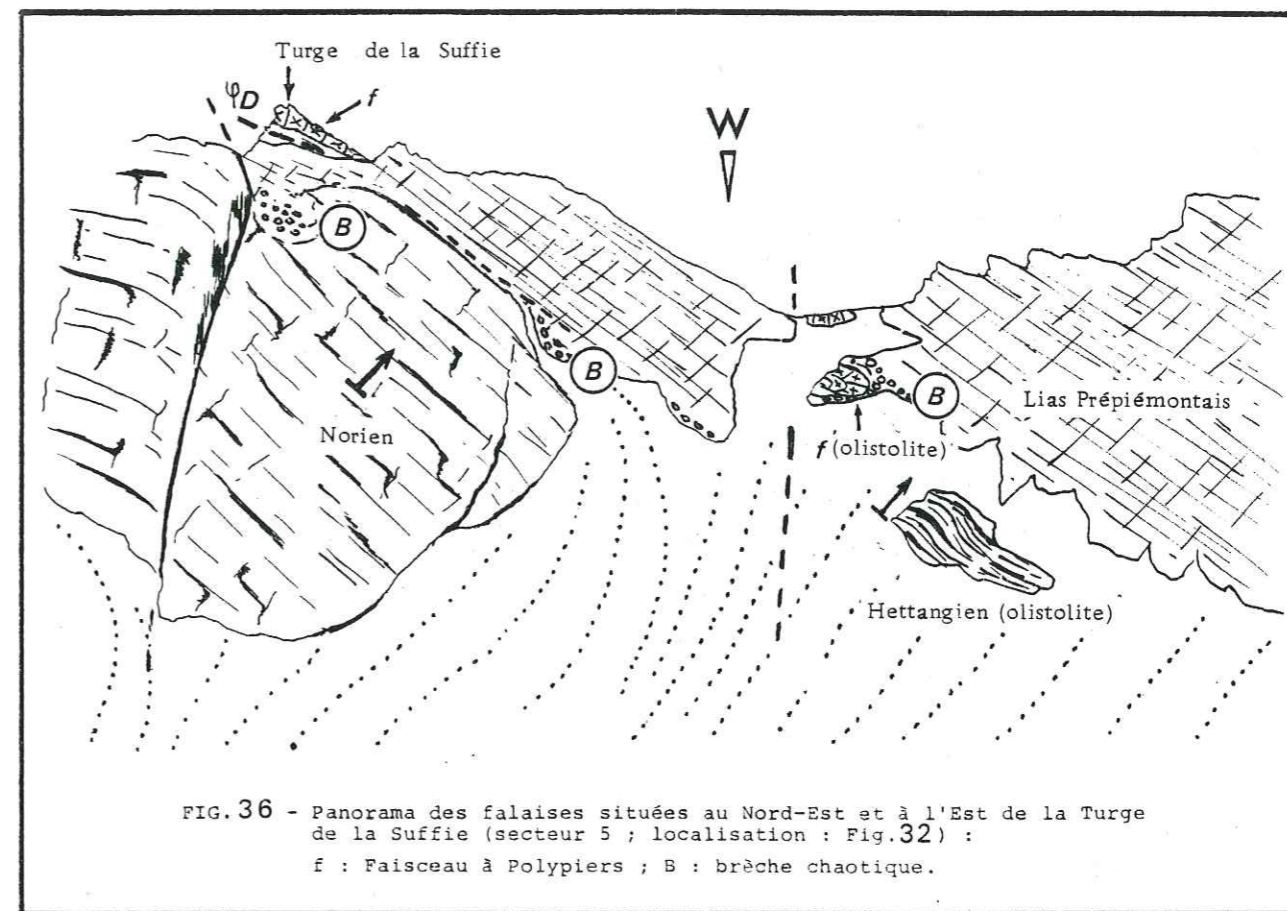


FIG. 36 - Panorama des falaises situées au Nord-Est et à l'Est de la Turge de la Suffie (secteur 5 ; localisation : Fig. 32) :
f : Faisceau à Polypiers ; B : brèche chaotique.

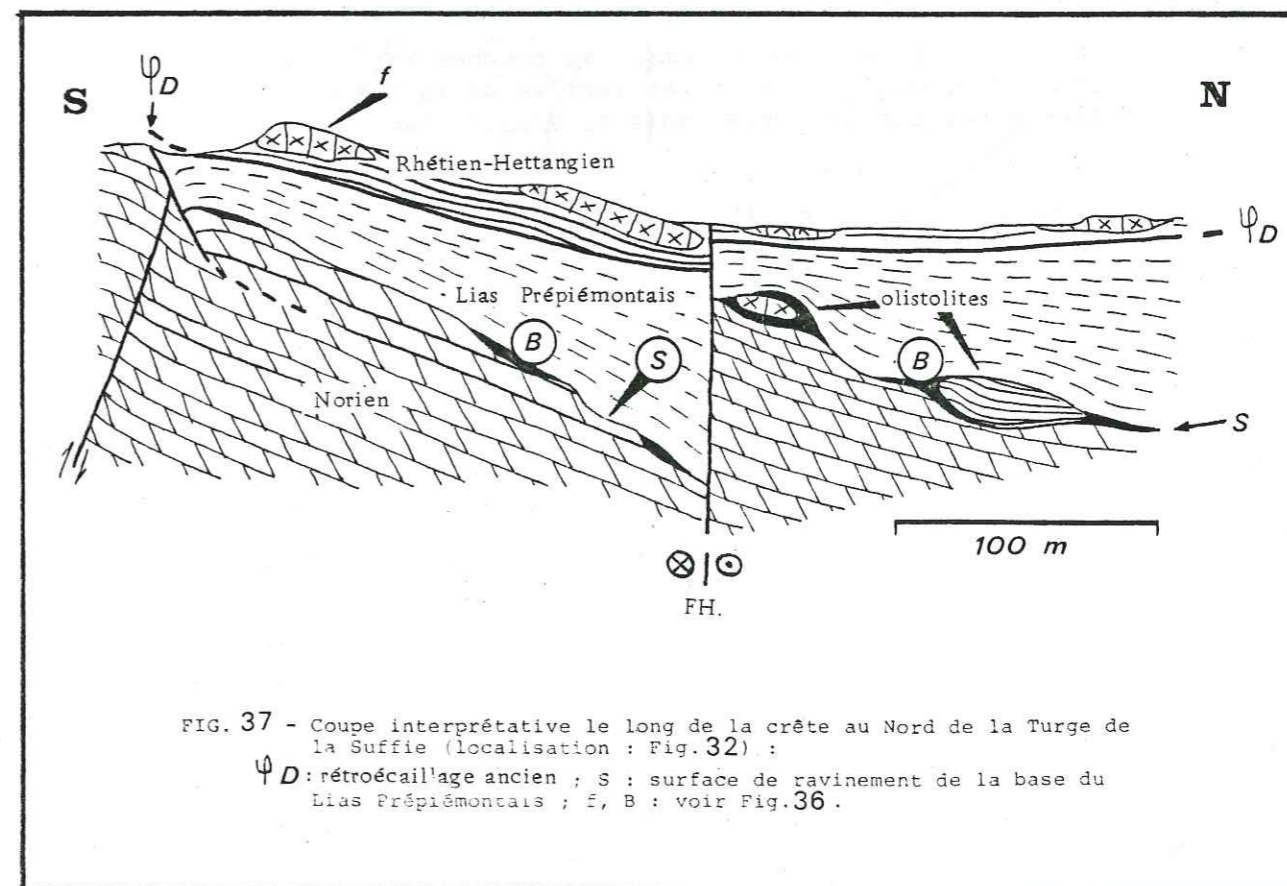


FIG. 37 - Coupe interprétative le long de la crête au Nord de la Turge de la Suffie (localisation : Fig. 32) :
 ΨD : rétroécailage ancien ; S : surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais ; f, B : voir Fig. 36.

les plus occidentaux semblaient reposer en contact stratigraphique sur le Norien. Or, ils constituent l'équivalent de la base du Rhétien (cachée par les éboulis) du secteur 1. D'autre part, nous avons vu que la base présumée de l'Hettangien du secteur 2, qui y chevauche le Lias Prépiémontais, se trouvait être le prolongement latéral de la base de l'Hettangien du secteur 1; Par conséquent, ψD se prolonge très probablement à l'intérieur de la série Rhético-Hettangienne du secteur 1 (fig. 33). Il s'agit d'un rétrocaillage subparallèle aux couches.

5 - Compartiment n°5 : l'Escalinade (voir fig. 38):

Ce compartiment présente des analogies avec le précédent, mais l'érosion y a entamé beaucoup plus profondément les termes post-Norien. Ceux-ci ne subsistent qu'au niveau de la crête de la chaîne, et dans la partie orientale sous forme d'une pincée de Rhétien analogue à celle du compartiment de la Charvie (§ 2b).

a) Partie centrale :

(voir fig. 39, 40 et 41)

On retrouve au voisinage de la crête la surface de ravinement S et le rétrocaillage ψD (voir coupe transversale à la crête, fig. 41 b)

La surface S, à fort pendage vers l'Est, tronque les bancs de Norien à l'Est de la crête, et est jalonnée d'olistolites décamétriques de Rhétien-Hettangien (voir ch. VI, § E5,c et fig. 66).

Le rétrocaillage ψD , très proche de la crête et à pendage vers l'Ouest, sépare des couches de Rhétien inférieures, concordantes sur le Norien, de couches supérieures chevauchant le Lias Prépiémontais.

A proximité de l'Escalinade, les couches inférieures apparaissent à la faveur de l'érosion (voir coupes sériées de la fig. 41 a, a à e). Elles y sont discordantes sur le Norien mais il s'agit d'une discordance sédimentaire.

Remarque : Au point X de la fig. 38 a, du Lias Prépiémontais est pincé entre FO.4 et FI (fig. 38c ; voir également panorama fig. 39). FI décale la surface S et ψD , et semble antérieur à FO.4.

b) Partie orientale :

(fig. 42)

Ce type de disposition a déjà été décrit à propos des compartiments 2 et 4 (§ 2b et 4c). On soulignera donc ici simplement la grande ressemblance entre la "pincée orientale de Rhétien" du compartiment n° 5 et celle du compartiment n° 2 (la Charvie, fig. 27):

- quand à l'aspect général,
- quand à l'orientation des couches, axes de plis (PF et PL) et failles (FD et FJ). (comparer les stéréogrammes des fig. 42c et 27 b).

6 - Compartiment n° 6 ; pic de Rochebrune :

Ce compartiment n'est formé que de Norien, à pendages moyens vers le NNW dans sa partie occidentale, à pendages moyens vers le NW dans sa

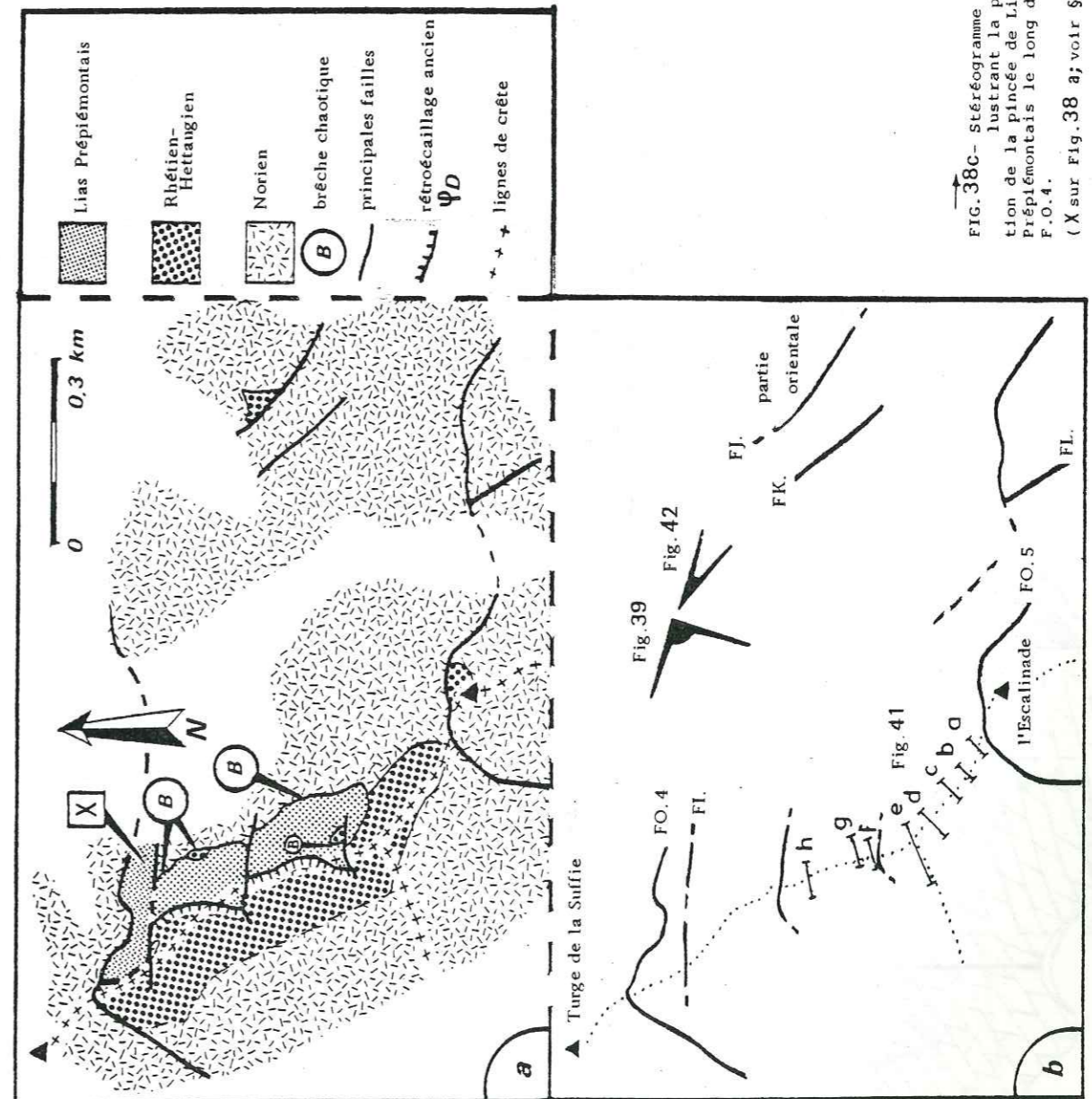


FIG. 38 - Carte géologique simplifiée du compartiment de l'Escalinade (a), et localisation des figures (coupes et panoramas) (b) :

F.O.4 : faille oblique de la Turge de la Suffie,

F.O.5 : faille oblique de l'Escalinade,

B : brèche chaotique,

a à h : coupes sériées Fig. a,

F : principales failles,

ψD : rétrocaillage,

* : ligne de crête.

FIG. 38c - Stéréogramme illustrant la position de la pincée de Lias Prépiémontais le long de F.O.4. (X sur Fig. 38 a; voir § 5.2)

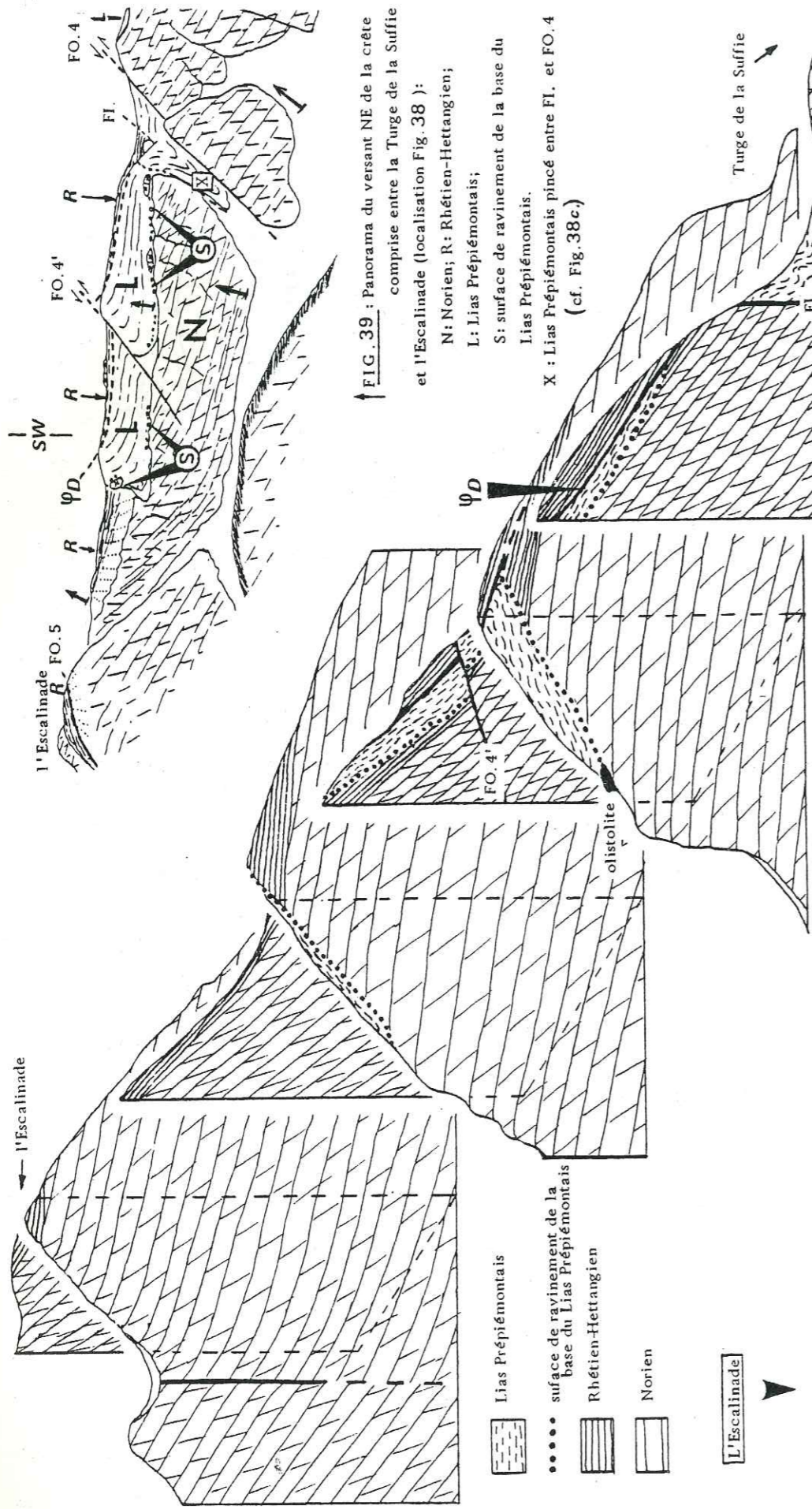


FIG. 39 : Panorama du versant NE de la crête comprise entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade (localisation Fig. 38) :

N: Norien; R: Rhétien-Hettangien;
 L: Lias Prépiémontais;
 S: surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais.
 X: Lias Prépiémontais pincé entre FI. et FO. 4 (cf. Fig. 38c).

FIG. 40 : Coupes perpendiculaires le long de la crête entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade. On remarquera:

- la discordance de la base du Rhétien sur le Norien près de l'Escalinade.
- la surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais, très oblique par rapport à la stratification des termes antérieurs.
- le rétroécailage ancien ψD .

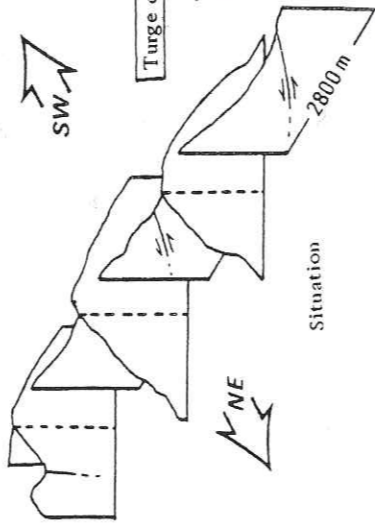
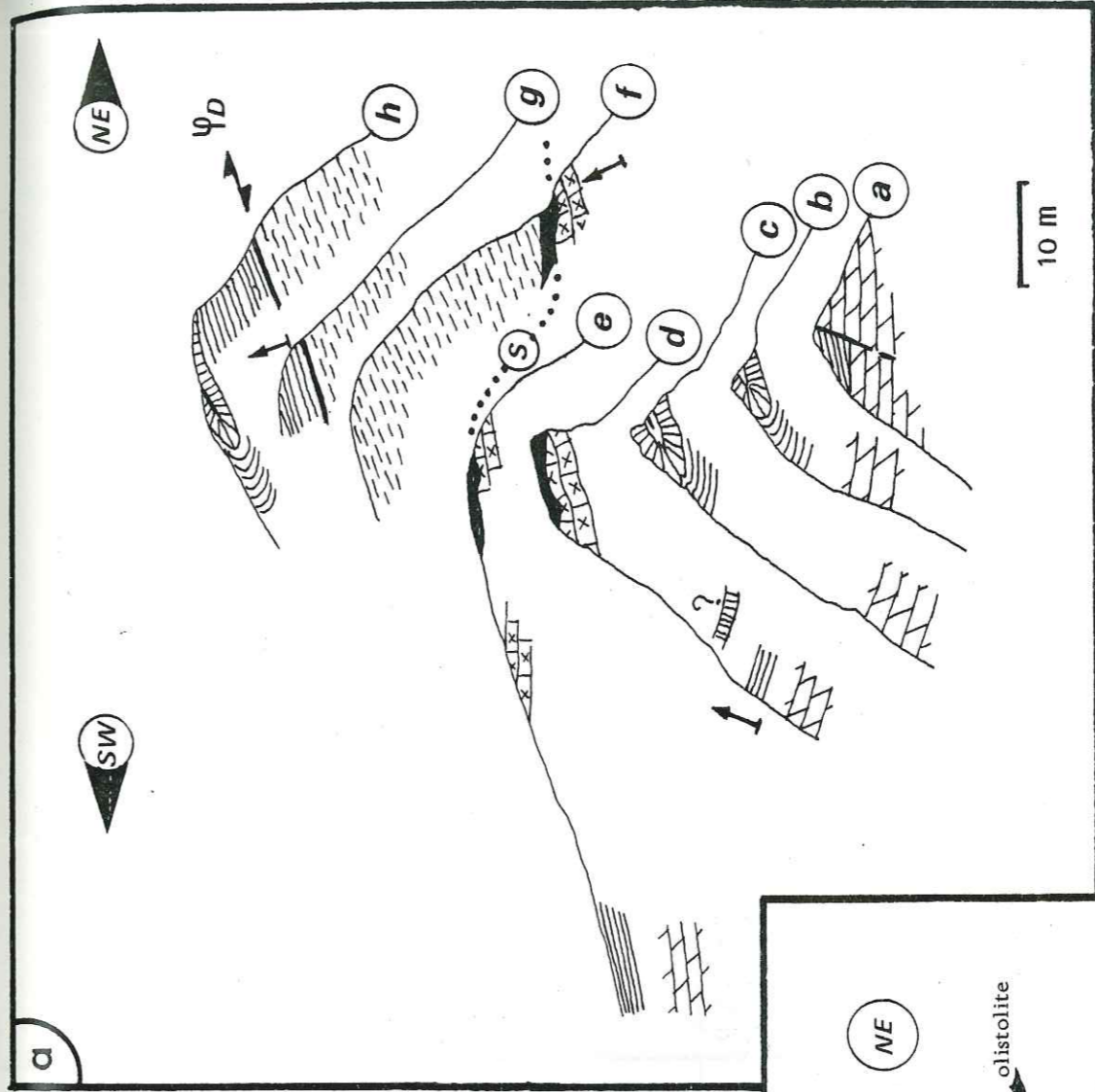
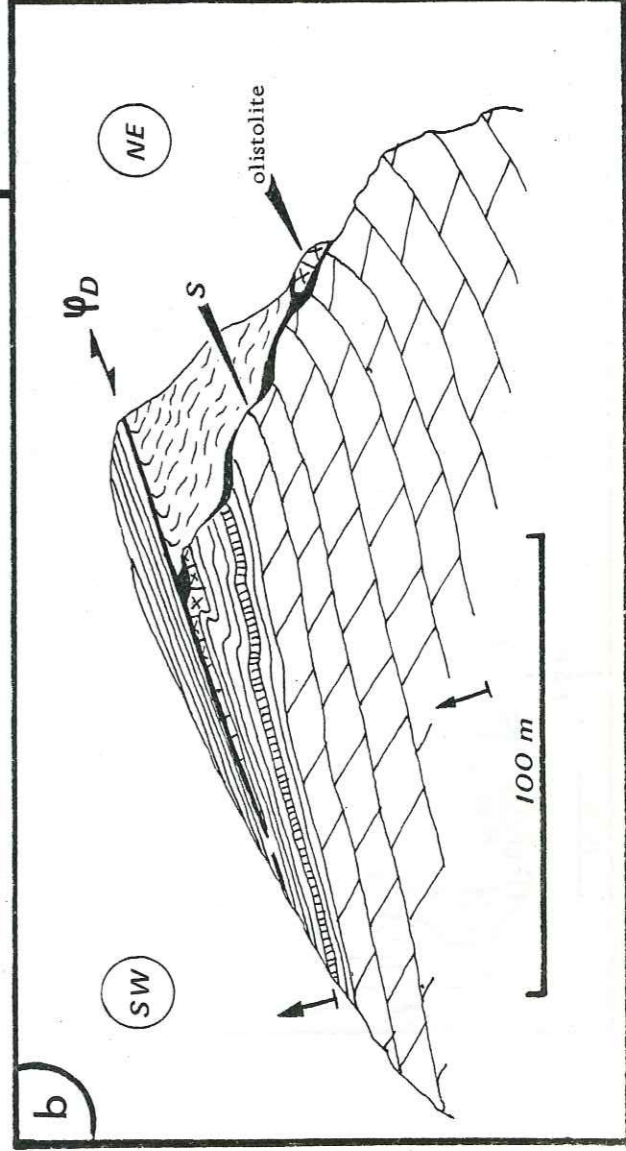
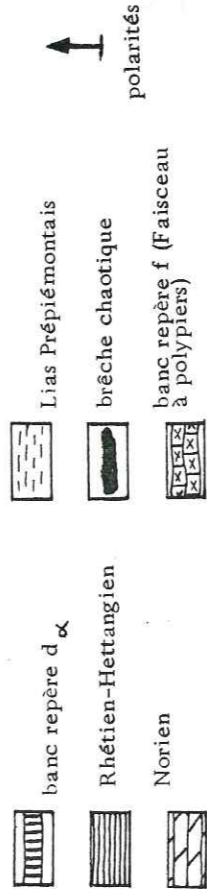


FIG. 41 a - Coupes séries transversales à la crête comprise entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade (localisation : Fig. 38).

FIG. 41 b - Coupe transversale synthétique mettant en évidence :

- la surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais (S),
- un olistolite de "Faisceau à Polypiers"
- le rétroécailage ψD , prolongement de celui du compartiment de Chaudemaison.



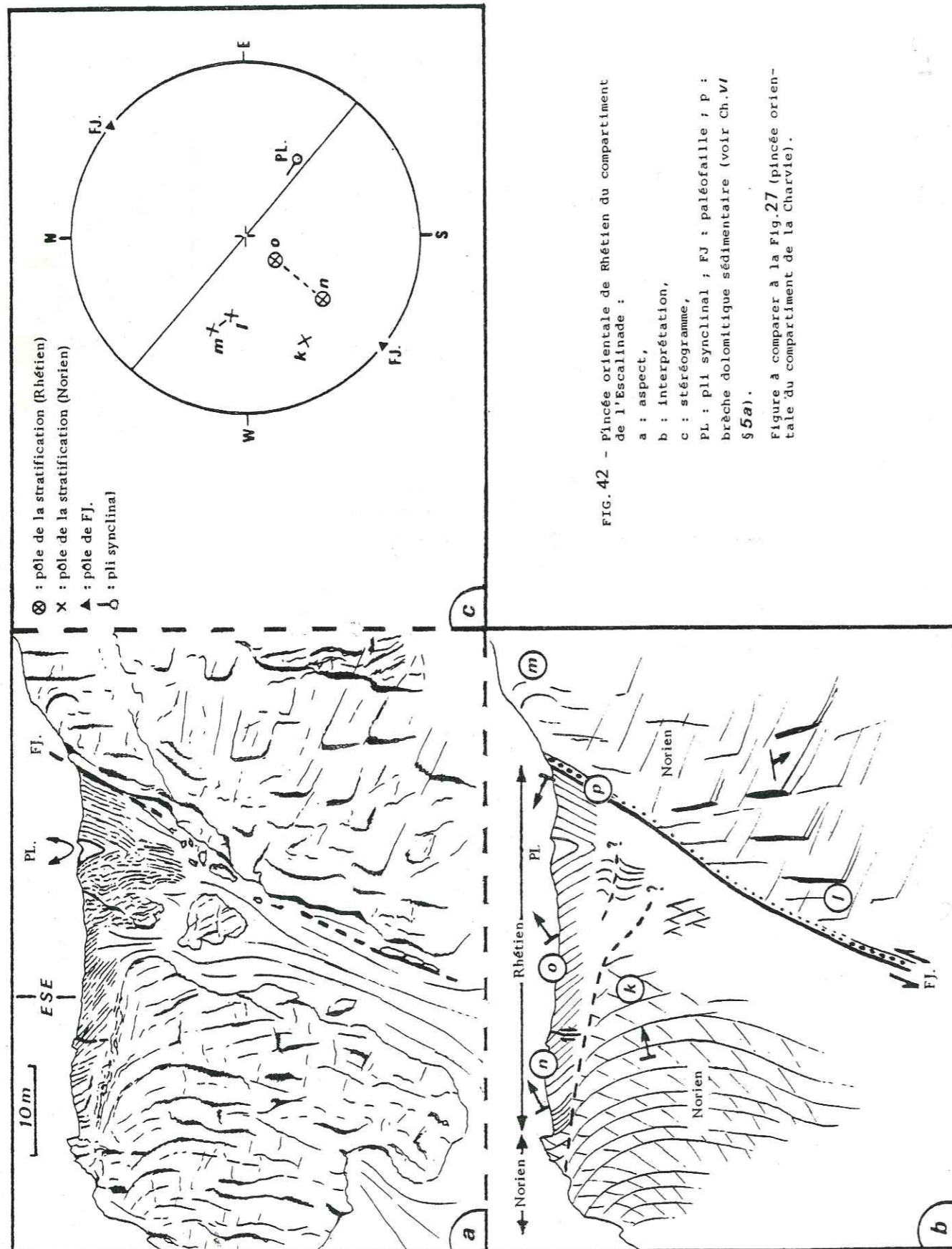


FIG. 42 - Pincée orientale de Rhétien du compartiment de l'Escalinade :

a : aspect,
 b : interprétation,
 c : stéréogramme,
 PL : pli synclinal ; FJ : paléofaïlle ; P : brèche dolomitique sédimentaire (voir Ch.VI §5a).

Figure à comparer à la Fig.27 (pincée orientale du compartiment de la Charvrie).

partie centrale et à pendages forts vers l'WNW dans sa partie orientale. Remarquer le paléoaccident dans sa partie orientale (fig. 23 ; voir à ce sujet ch. VI, § E1).

7 - Compartiment n° 7 ; Côte Belle (fig. 43 ; voir également fig. 63):

Ce compartiment est compris entre FM à l'est, et le contact anormal entre l'unité prépiémontaise et les quartzites des "Ecaïlles Intermédiaires" à l'Ouest (ΨE).

- dans la moitié orientale de ce compartiment, le Rhétien-Hettangien à polarité normale est pratiquement complet. La partie comprise entre FM et FN est très disloquée mais les principaux bancs repères du Rhétien sont présents. Plusieurs indices nous amènent à considérer la discordance angulaire figurée à la base de $i\alpha$ comme sédimentaire (voir ch. VI, § E4,b). Les failles FP sont probablement les failles synsédimentaires associées à cette discordance.

- dans la moitié occidentale, on trouve une succession d'écaïlles séparées par des contacts anormaux satellites de ΨE .

8 - Compartiment n° 8 ; Clot-Chamaurie :

Ce compartiment supporte le témoin de Rhétien-Hettangien le plus méridional de l'Unité de Rochebrune. On se limitera ici à une remarque concernant FO.6, qui limite ce compartiment au Nord :

FO.6 a toutes les caractéristiques d'une "Faille oblique" (voir §A1) : direction, pendage et sens normal de fonctionnement. Au Nord de FO.6, on trouve plus de 200 m de dolomies noriennes au-dessus du contact anormal basal Φ . Au Sud; quelques dizaines de mètres seulement, surmontés du Rhétien-Hettangien. par conséquent, FO.6 est ici tronquée par Φ . On a là la preuve que le contact anormal basal de l'Unité de Rochebrune est postérieur aux Failles obliques.

C- LES GRANDES ETAPES DE LA STRUCTURATION DE L'UNITE DE ROCHEBRUNE ; PRINCIPAUX CARACTERES ET CHRONOLOGIE :

L'architecture actuelle de l'Unité de Rochebrune est le résultat d'une succession d'évènements tectoniques non seulement alpins, mais aussi liasiques. Comme nous allons le voir au § 1, les effets de la tectonique liasique sont loin d'être négligeables par rapport à ceux des tectoniques alpines successives.

1 - Les conséquences de la tectonique liasique :

On soulignera avant tout le rôle majeur des paléoaccidents NW-SE ("paléofaïlles observées ou supposées" sur la fig. 23) dans cette étape. Actuellement localisées dans la partie orientale de l'Unité, ces paléofaïlles ont des directions voisines (à 15° près) et forment des alignements. Il peut y en avoir au moins deux côte à côte (compartiments 4 et 5). Chaque pile de couches située au NE de ces paléofaïlles est systématiquement abaissée et basculée vers l'Ouest ou le SW.

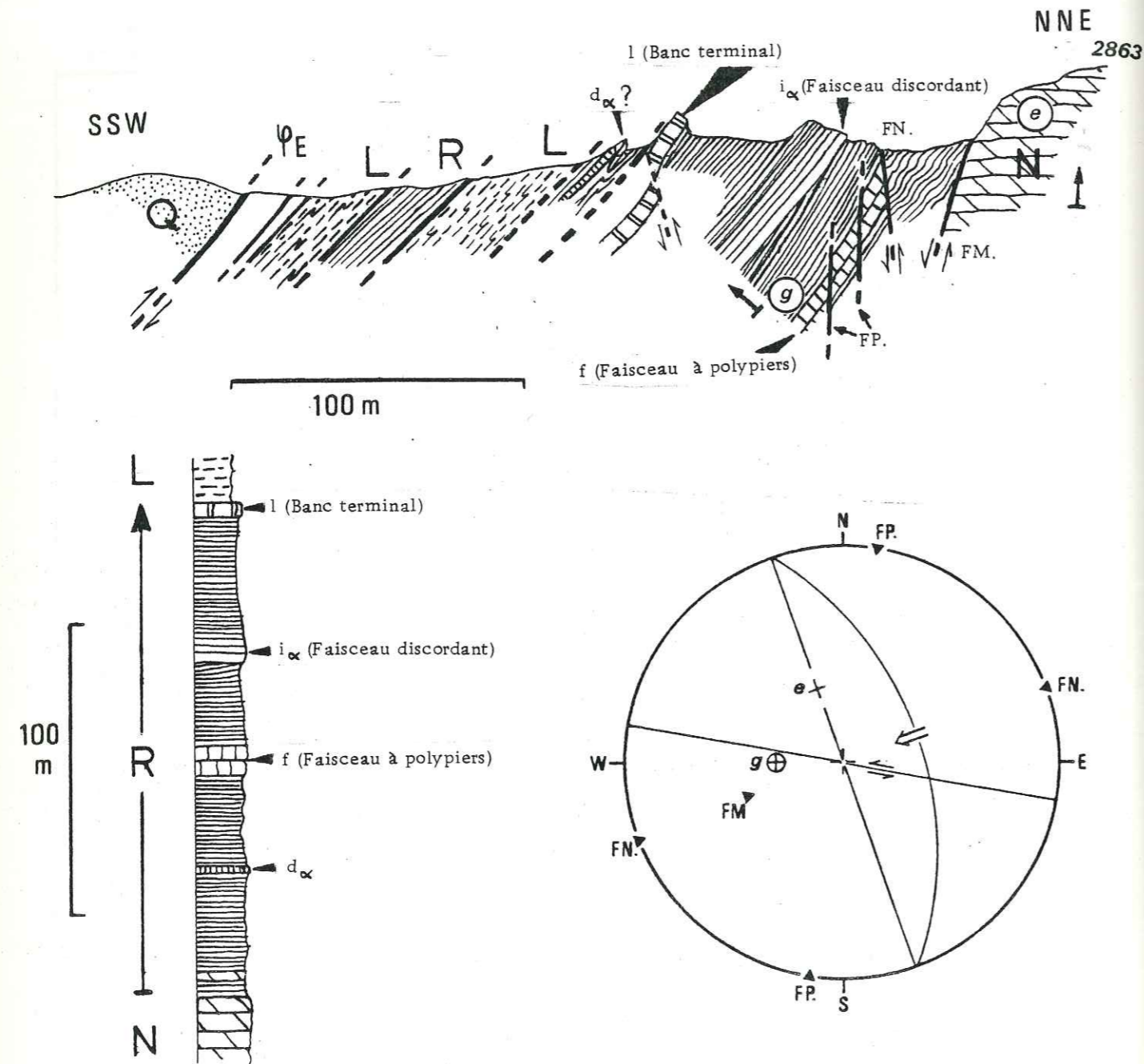


FIG. 43 - Compartiment de Côte-Belle : coupe (en haut), succession lithostratigraphique simplifiée situant les principaux bancs repères reconnus (la nomenclature utilisée est celle du Ch. VI), et stéréogramme.

N: Norien; R: Rhétien-Hettangien; L: Lias Prépiémontais; Q: quartzites de la zone d'Acceglio.

remarque : dans ce chapitre, seule la faille FF (compartiment 4, fig. 34) a été reconnue formellement comme une paléofaille, puisqu'elle est cachetée par le Lias Prépiémontais. Dans les autres cas, le qualificatif "paléofaille" s'appuie sur les discussions du ch. VI (§ E5,b2 ; §F3).

Le fonctionnement de ces paléofailles a donc eu pour conséquence d'abaisser considérablement la limite Norien-Rhétien en direction du NE. Dans le compartiment n° 4, la surface d'érosion de la base du Lias Prépiémontais, S, cachète ces structures liasiques dans le sens SW - NE et nous permet d'affirmer que le décalage entre la limite Norien-Rhétien au voisinage de la crête d'une part, et près du bord oriental de l'Unité d'autre part, est entièrement à rapporter à cette étape de structuration liasique. Nous pensons qu'il en est de même dans les autres compartiments.

Ainsi, la limite Norien-Rhétien, à la suite d'effondrements successifs le long des paléofailles, descend jusqu'à rejoindre pratiquement le contact anormal basal Φ au niveau du bord oriental de l'Unité de Rochebrune. On comprend dès lors que le bord oriental de l'Unité ait une orientation voisine de celle des paléofailles (jusqu'au compartiment 5). En effet au-delà de celui-ci (au NE), Φ était probablement directement surmonté de termes post-Norien qui ont été facilement érodés.

On comprend également la morphologie de la chaîne au NE de l'Escalinade et du Pic de Rochebrune : celle-ci montre plusieurs replats "glaciaires" étagés à l'Est de la crête principale. L'érosion décapant beaucoup plus facilement les termes post-Norien que le Norien, il est possible qu'elle ait été ici guidée par une structure liasique (succession de blocs effondrés vers l'Est le long des paléofailles).

2 - Les tectoniques alpines : chronologie et conséquences :

La chronologie présentée ici est une chronologie relative par rapport aux Failles obliques : les "rétroécaillasses anciens" sont décalés par elles, tandis que le contact anormal basal tronque ces Failles obliques.

a) Rétroécaillasses anciens :

Ces déformations n'ont été observées que dans les termes post-Norien de la série ; ce sont :

- dans le compartiment n° 2, des glissements couche-à-couche vers l'ESE dans le Rhétien-Hettangien, et un pli isoclinal déversé vers l'ESE ou le SE impliquant des termes plus élevés de la série.
- dans le compartiment n° 3, un flanc inverse rétrocharrié sur des termes élevés de la série.
- dans les compartiments n° 4 et 5, des rétroécaillasses parallèles à la stratification, affectant les couches du Rhétien-Hettangien.

On retiendra donc que ces déformations s'expriment différemment dans des termes proches du Norien compétent (Rhétien-Hettangien) ou élevés par rapport à celui-ci (Lias Prépiémontais, Formation détritique rousse) :

- dans le Rhétien-Hettangien, ce sont des glissements couche-à-couche (déformation dispersée) qui passent latéralement à un rétroécaillassage subparallèle aux couches (déformation

concentrée à un niveau précis). Remarquons que dans ce dernier cas, la déformation se concentre à la base d'un niveau calcaire compétent, le "Faisceau à polypiers" (fig. 33).

- dans les termes plus élevés, c'est un pli hectométrique dont le flanc inverse a probablement été cisailé (compartiment n° 3).

Ces déformations traduisent une tendance générale au chevauchement vers l'ESE ou le SE antérieurement au découpage par les Failles obliques.

b) Failles obliques :

Cette étape de déformation cassante se fait dans des conditions structurales élevées et dans un contexte distensif (failles normales). Le découpage en compartiments s'accompagne d'un basculement d'ensemble de chacun de ces compartiments vers le NW. Le rejet semble être plus important dans le cas des failles les plus septentrionales (300 à 500m) que dans celui des failles méridionales (de l'ordre d'une centaine de mètres).

c) Contact anormal basal de l'Unité de Rochebrune (Φ) :

c1) géométrie : la carte interprétative en courbes de niveau de (fig. 44) permet de se rendre compte que :

1. Φ a une pente générale vers le NNW sous la partie centrale et la partie orientale de la chaîne (10 % en moyenne).
2. Φ plonge fortement vers l'WSW ou le SW dans certaines parties occidentales de l'Unité (jusqu'à 50 %).

Seule 1. est une caractéristique héritée du rétrocharriage de l'Unité sur les Schistes Lustrés ; 2. correspond probablement à une déformation postérieure de Φ au voisinage de la limite zone d'Acceglio-unité prépiémontaise.

c2) épaisseur de Norien surmontant Φ : celle-ci est très variable. Comme le montre la coupe générale de la fig. 24, elle est très grande sous le Lasseron (compartiment n° 1 ; 800 m), faible sous le compartiment n° 3, et à nouveau grande plus au Sud. En fait, si l'on annule les effets du chevauchement Φ_1 de la sous-unité de la Charvie sur la sous-unité de l'Escalinade, en ramenant par la pensée la sous-unité de la Charvie vers le NW, (voir fig. 93), on s'aperçoit que l'épaisseur de Norien surmontant Φ à cet endroit pouvait très bien être nulle, ou tout au moins faible. L'unité de Rochebrune présentait donc avant sa subdivision en sous-unités une zone de fragilité au niveau du compartiment n° 3, qui explique la formation du chevauchement Φ_1 . Remarquons que la pente générale de la base de l'Unité vers le NNW (§ c1) s'accorde bien avec cette tendance au chevauchement de la sous-unité NNW sur la sous-unité SSW.

c3) Caractère synschisteux de Φ : On constate que, dans le soubassement immédiat de l'Unité de Rochebrune (Ecailles basales ou Schistes Lustrés), la schistosité de débit principal est systématiquement parallèle à Φ . D'autre part, les principales structures des Schistes Lustrés sont subparallèles à Φ . (voir sur fig. 4 l'alignement cartographique de prasinites et marbres). Ceci montre que le rétrocharriage Φ

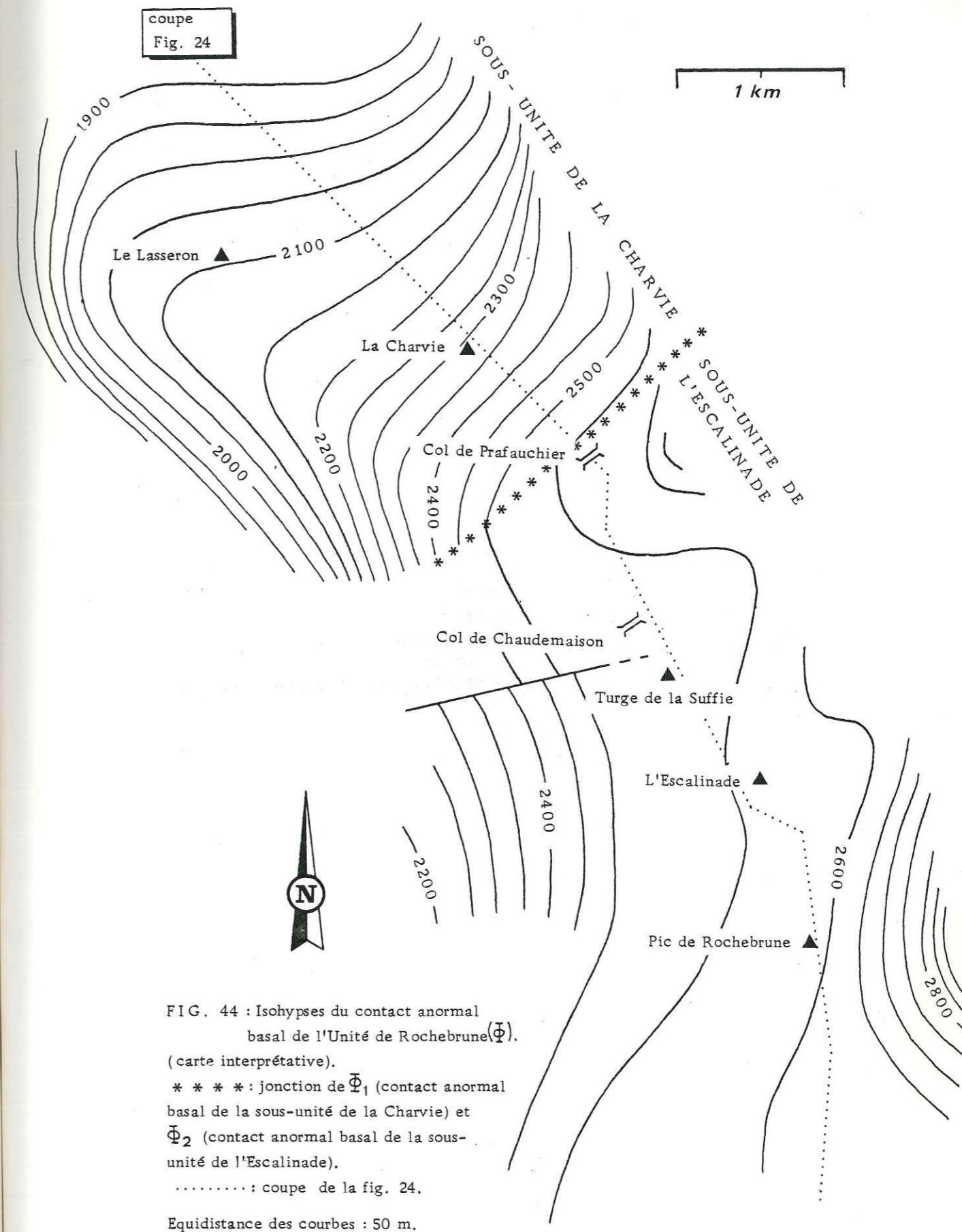


FIG. 44 : Isohypses du contact anormal basal de l'Unité de Rochebrune (Φ).

(carte interprétative).

* * * * : jonction de Φ_1 (contact anormal basal de la sous-unité de la Charvie) et Φ_2 (contact anormal basal de la sous-unité de l'Escalinade).

..... : coupe de la fig. 24.

Equidistance des courbes : 50 m.

correspond à une phase tectonique synschisteuse en conditions structurales profondes.

Quelques observations microtectoniques effectuées dans le compartiment n° 3 (§ B3,c) ont montré l'existence d'une phase tectonique plicative postérieure à la phase cassante du § b, et confirme donc le retour à des conditions structurales relativement profondes après le fonctionnement des Failles obliques en conditions structurales élevées.

D- CONCLUSION :

L'étude de la structure générale de l'unité prépiémontaise de Rochebrune a permis de retracer les grandes lignes d'une histoire tectogénétique qui s'étale sur plus de 150 MA. L'importance de la tectonique liasique sur l'architecture actuelle de l'Unité a été soulignée au § C.

Une particularité mérite d'être soulignée à propos des conditions structurales dans lesquelles se sont effectuées les déformations alpines successives :

- Les **rétrécaillements anciens** (§ C2,a) correspondent à des **conditions structurales profondes** (cisaillements subparallèles aux couches, pli déversé).

- Les **Failles obliques** dénotent des **conditions structurales superficielles** (tectonique cassante, failles normales).

- Le **rétrocharriage** de l'Unité de Rochebrune montre un retour à des **conditions structurales profondes** (charriage synschisteux, accompagné d'une tectonique plicative). Un tel phénomène est inhabituel dans une succession d'épisodes tectoniques.

Nous verrons au ch. IX que l'histoire tectogénétique de l'Unité de Rochebrune, telle qu'elle vient d'être résumée au § C, permet d'établir un schéma rétrotectonique cohérent avec ce que l'on observe dans le soubassement de l'Unité (Schistes Lustrés), et avec les schémas d'évolution tectogénétique régionaux classiques (Caron, 1977 ; Tricart, 1980).

CHAPITRE V

UNE SÉRIE DE TYPE ROCHE DES CLOTS

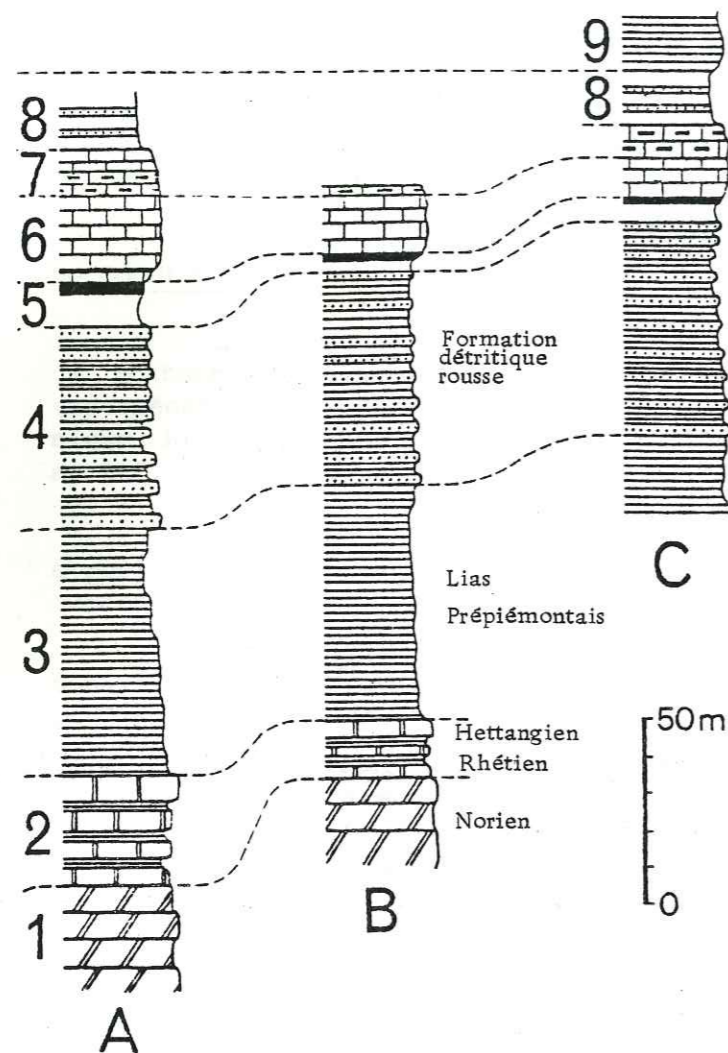
A-INTRODUCTION; LA SÉRIE DE TYPE "ROCHE DES CLOTS-GRANDE HOCHÉ":

Cette série, définie par Lemoine et al. (1978), est actuellement la série prépiémontaise de référence, car elle est plus complète que la série du Gondran qui tenait antérieurement ce rôle. On peut constater sur le schéma de localisation de la fig. 45 que les coupes prises en considération pour l'établissement de cette nouvelle série encadrent l'unité de Rochebrune, où l'on peut par conséquent s'attendre à retrouver la même succession.

La série de type "Roche des Clots-Grande Hoche" comprend successivement depuis sa base : (les numéros renvoient à la fig. 45)

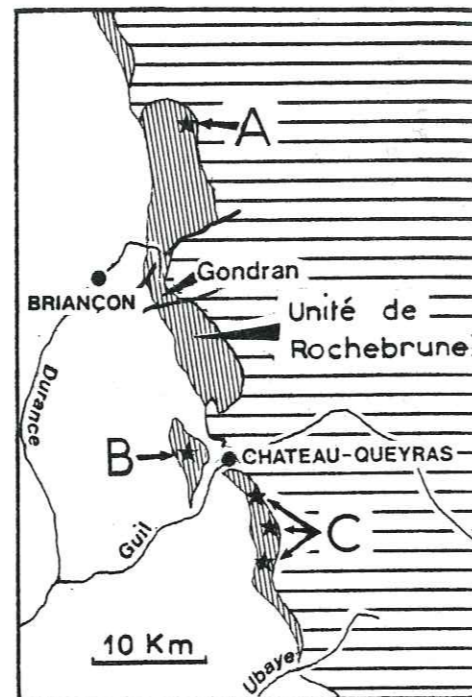
1. Un Trias supérieur à faciès "Hauptdolomit", soit d'épais carbonates de plateforme déposés en milieu très peu profond, datés du Norien.
2. Un Rhétien-Hettangien à faciès variés et caractère marin plus affirmé.
3. Un Lias dit "Prépiémontais", sous forme d'alternances calcaréo-marneuses à caractère hémipélagique, attribué grâce à quelques fossiles au Lias inférieur.
4. Une formation détritique à microbrèches et grès granuloclassés, attribuée sans preuves paléontologiques au Lias supérieur - Dogger et dénommée Formation Détritique Rousse.

Ici se terminait la série du Gondran, et ici se termine également la partie de la série de l'Unité de Rochebrune que l'on peut corréler avec certitude avec la série de référence. En effet, il est possible que dans cette unité existe une suite stratigraphique à la Formation détritique Rousse, sous forme



- argilites
- brèches, microbrèches, grès
- jaspés
- calcaires à cherts
- calcaires pélagiques
- calcschistes
- calcaires/dolomies de plateforme

FIG. 45 : La série prépiémontaise type est définie dans les unités voisines de l'Unité de Rochebrune :
 A : Unité du Chaberton-Grande Hoche (série de la Grande Hoche)
 B : Unité d'Arvieux
 C : Unité de la Roche des Clots (série de la Roche des Clots)
 Les numéros renvoient au § A.
 (d'après Lemoine, Bourbon et Tricart, 1978)



- ZONE BRIANÇONNAISE
- ZONE PRÉPIÉMONTAISE
- ZONE PIÉMONTAISE

d'une série appelée de type Prafauchier.
 (Le développement de cette hypothèse fait l'objet d'une partie du chapitre VIII).

La série de référence se poursuit par des termes non datés paléontologiquement, mais attribués au Malm et au Crétacé par analogie avec d'autres domaines paléogéographiques téthysiens :

5. Jaspés verts ou lie de vin et schistes gris, noirs ou verts (début du Malm).

6. Calcaires et calcschistes gris sombres à rares lits de cherts (sommet du Malm).

7. Calcaires gris à cherts lités (Crétacé inférieur).

8. Schistes argileux gris ou noirs (verts et rouges à leur base à la Grande Hoche) à intercalations de microbrèches calcaréo-dolomitiques (Aptien-Cénomancien).

9. Calcschistes gris à fine passées détritiques gréseuses (Crétacé supérieur).

Cette seconde partie de la série de référence n'a donc pas été retrouvée dans l'Unité de Rochebrune. On trouvera cependant à la fin du chapitre VII une tentative de comparaison de la série de type Prafauchier, évoquée plus haut, avec le Malm-Crétacé de la série de référence.

B-LITHOSTRATIGRAPHIE :

1 - Trias dolomitique :

La puissante formation dolomitique triasique (600 à 800m) qui forme l'ossature de l'ensemble des unités prépiémontaises est datée dans sa presque totalité du Norien par *Worthenia Contabulata* (Michard, 1966). Seuls, quelques schistes noirs et peut-être les brèches grises à gros blocs de dolomie et matrice dolomitique, parfois observées vers la base de l'Unité de Rochebrune, peuvent être d'âge Carnien.

Cette formation est systématiquement décollée, probablement d'un substratum sialique, au niveau du sommet du Carnien ou de la base du Norien, et repose actuellement sur les Schistes Lustrés Liguro-Piémontais. Elle n'a fait l'objet dans ce travail d'aucune étude lithostratigraphique.

Nous rappellerons donc dans ce paragraphe les résultats d'études effectuées par J. Megard-Galli dans d'autres unités prépiémontaises (synthétisés dans le Livret Guide de l'excursion N°5 du IX^e Congrès International de Sédimentologie; Bourbon et al., 1975).

Le Norien des unités prépiémontaises est constitué d'une suite de séquences peu épaisses déposées en tidal-flat. Les dolomies de couleur sombre, généralement localisées à la base des séquences, et plus abondantes vers la base de la formation, étaient des sables boueux ou des boues déposés en milieu infratidal peu profond à intertidal bas. Les dolomies de couleur

claire, qui terminent les séquences et sont de plus en plus abondantes vers le haut de la formation, étaient des sables fins à grains jointifs riches en cavités (loferites à pellets de Fischer) déposés en milieu intertidal haut à supratidal.

On rencontre de plus au sein du Norien de nombreux joints argileux gris ou noirs fins qui peuvent acquérir une épaisseur plus importante vers le sommet de la formation (plusieurs centimètres). On peut également observer vers le sommet de la formation des joints formés de schistes sériciteux vert-jaune clair. Nous les avons vu dans l'Unité de Rochebrune où ils s'incrudent parfois dans des fentes (de dessiccation ?) du sommet de banc dolomitique sous-jacent, ainsi qu'au Chaberton où ils se situeraient dans un niveau repère de la partie supérieure du Norien (Polino, communication orale).

Ces schistes sériciteux ont été étudiés par Michard (1966, p 153) qui les interprète comme des méta-cinérites spilitiques. Il est remarquable de constater que, si aucune intercalation de ce type n'est connue dans le Norien de Lombardie, des Dolomites ou des Appenins (Michard, 1966), un véritable volcanisme spilitique existe au sommet de la série triasique dans les domaines externes des Alpes (spilites du Pelvoux, Adline 1982).

Il est donc raisonnable de penser que ce volcanisme en partie subaérien et explosif (Adline, 1982) est responsable du dépôt de ces cinérites dans la partie supérieure du Norien prépiémontais.

En conclusion, le Norien des unités prépiémontaises constitue un vaste cycle dont la base est transgressive par rapport au Carnien sous-jacent, et le sommet régressif. La relative constance du milieu de dépôt de ces carbonates, ainsi que le taux de sédimentation élevé (600 à 800m en 10 M.A.) indiquent une subsidence continue de la marge à cette époque, liée à la mise en place d'une tectonique distensive.

2 - Rhétien-Hettangien:

(Voir succession synthétique de la fig.46)

Le Rhétien-Hettangien prépiémontais de l'Unité de Rochebrune a fait l'objet dans ce travail d'une étude lithostratigraphique détaillée (voir chapitre VI).

En effet, cette formation se situe stratigraphiquement à une époque de transition entre le Norien à faciès de carbonates de plateforme déposés en milieu très peu profond, et le Lias "Prépiémontais" dont les alternances marno-calcaires montrent une tendance nettement hémipélagique. Il pouvait donc être intéressant de préciser les caractères de cette

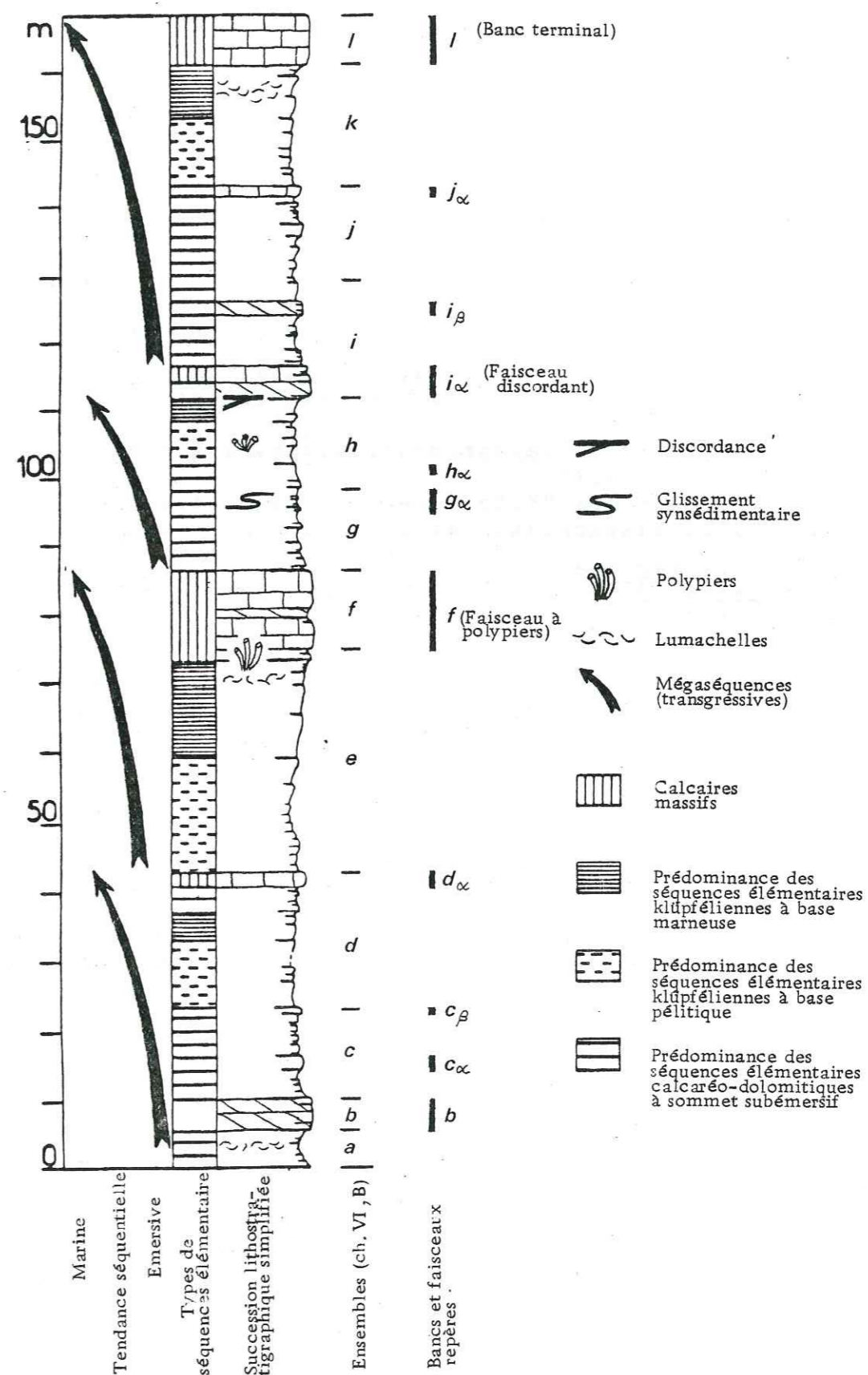


FIG. 46 : Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune : principaux caractères, subdivisions et faisceaux repères (voir ch. VI)

évolution paléogéographique, et de rechercher d'éventuels indices de tectonique synsédimentaire.

L'établissement d'une lithostratigraphie détaillée, facilité par la grande variété des lithofaciés, leur continuité latérale et la relative discrétion des déformations alpines dans cette formation par rapport à celles subies par les formations postérieures, a permis de dégager les caractères essentiels suivants:

Ce Rhétien-Hettangien, épais de 170m., est caractérisé par:

1. Des lithofaciés variés (schistes noirs, calcschistes, calcaires massifs ou noduleux, dolomies blanches ou jaunes) qui se groupent souvent en séquences élémentaires qui peuvent être de deux types:

- séquences calcaréo-dolomitiques à sommet souvent émerse (muds-cracks).

- séquences "Klüpféliennes" (schistes, calcschistes, calcaires ou calcschistes-calcaires).

2. L'agencement des séquences élémentaires en quatre mégaséquences à tendance transgressive. La succession synthétique du Rhétien-Hettangien complet du Cirque de la Charvie (fig.) montre ces mégaséquences.

3. Une continuité latérale remarquable des faciès. Cette formation fournit de nombreux bancs repères (marqués d'une croix sur la fig.) fiables à l'échelle de l'Unité de Rochebrune. Beaucoup d'entre eux ont également été retrouvés au Mont Chaberton, soit 16 km. au Nord du Pic de Rochebrune (Voir chapitre VI, § 61).

4. Des indices de pentes locales (slumps, chenaux) et de tectonique synsédimentaire (discordances, brèches, failles synsédimentaires). La principale discontinuité se situe au toit de cette formation, avant le dépôt du Lias Prépiémontais, avec un ravinement partiel ou total du Rhétien-Hettangien et l'accumulation locale de brèches.

Ce Rhétien-Hettangien est fossilifère. On y trouve notamment des calcaires noirs lumachelliques à lamellibranches, brachiopodes et gastéropodes, ainsi qu'un niveau repère à polypiers dendroïdes en place, associés à des lumachelles et parfois à des accumulations de grandes coquilles de Megalodontidés. Le faisceau calcaire qui contient les polypiers à sa base sera dénommé dans ce qui suit "Faisceau à Polypiers".

La base de la formation du Rhétien-Hettangien sera fixée par convention à l'apparition des premières alternances de schistes noirs, dolomies jaunes et calcaires noirs lumachelliques, au dessus desquelles on trouve une récurrence de quelques mètres de dolomies grises à "faciès Norien". Il arrive

que la base de ce Rhétien-Hettangien soit localement discordante sur les bancs de dolomies Noriennes.

Le sommet de cette formation est généralement marqué par un banc épais de plusieurs mètres de calcaire gris massif à fins septa silicieux ondulés. Bien connu dans les autres unités prépiémontaises (Chaberton; Grande-Hoche, Franchi 1911; Val Grana, Michard 1967; Séries de type Crèche-Meyries, Caron 1977.), ce banc contient parfois des silex (300 m. au NW du col de Prafauchier). Son sommet peut être remanié par la base du Lias Prépiémontais (brèche observée à l'ouest du Col de Chaudemaison, chapitre VI, § 5a).

De plus, la partie supérieure du Rhétien-Hettangien peut être ravinée par la base du Lias Prépiémontais, qui débute alors parfois par une brèche hétérométrique à éléments de dolomies ou de calcaires noirs du Rhétien-Hettangien (voir chapitre VI, § 5c).

Notons que le sommet du gros banc calcaire qui termine la formation montre au Chalvet (M. Lemoine et S.A. du Chaffaut; communication orale) un encroûtement à faune d'âge Hettangien supérieur - Sinémurien inférieur (dét. R. Mouterde) qui date le passage brutal aux faciès à tendance pélagique du Lias Prépiémontais.

3 - Lias à faciès "Prépiémontais":

(Voir succession de la fig.47, relevée au Nord-Ouest du col de Chaudemaison)

Ce terme est utilisé par Lemoine (1955, 1970) pour désigner une formation de calcaires et de calcschistes en plaquettes sonores ("piles d'assiettes") vers le sommet de laquelle ont été trouvées des Arnocieras. D'autre part, la base de cette formation est parfois marquée par un encroûtement qui a fourni au Chalvet (Nord de Montgenèvre) une faune d'âge Hettangien supérieur - Sinémurien inférieur (det. R. Mouterde).

Le Lias Prépiémontais représenterait donc le Sinémurien s.lat.. Il convient cependant de signaler la découverte, en éboulis malheureusement, d'un Dactylioceras Toarcien sur l'éperon qui domine au Sud-Ouest le lac des Cordes (point coté 2739). Il provient probablement de l'épaisse falaise de Lias Prépiémontais qui domine cet éperon, ce qui a pour conséquence de repousser la limite supérieure de cette formation au Lias supérieur.

Le Lias Prépiémontais de l'Unité de Rochebrune présente des alternances de bancs décimétriques à métriques de calcaire noir cristallin en cassure, à patine grise ou beige foncée, et de passées de calcschistes gris et de calcaires se débitant en

plaquettes sonores. Son épaisseur, ainsi que celle de la Formation détritique rousse sus-jacente, est difficile à évaluer en raison des replis et laminages qui affectent ces deux formations. Au col de Chaudemaison, cette épaisseur n'est que d'une vingtaine de mètres mais elle est beaucoup plus importante dans le compartiment voisin de la Charvie (80 m.)

On peut distinguer au col de Chaudemaison la succession des termes suivants (les numéros renvoient à des points particuliers de la fig.47):

1- Terme a (exemple: fig.47, n°1): quelques mètres d'alternances et de bancs calcaires noirs en bancs décimétriques séparés par des passées calcschisteuses d'épaisseur équivalente ou plus faible. Souvent, les premiers bancs venant au-dessus du banc calcaire terminal du Rhétien-Hettangien sont plus épais (0,5 m.), ont une patine caractéristique roussâtre et contiennent des Bélemnites et de nombreux articles d'Encrines. (C'est le cas notamment 150 m. à l'Ouest du col de Chaudemaison, ainsi que dans le flanc inverse qui couronne au Nord-Ouest les affleurements du col de Prafauchier (fig. 28 écaïlle VI)

2. Terme b (exemple: fig.47, n°2 et 3): une dizaine de mètres de bancs calcaires plus épais (0,2 à 0,5 m.) à patine grise à brune, séparés par des passées calcschisteuses décimétriques.

3. Terme c (exemple: fig.47, n°4 et 5): quelques mètres de calcschistes et calcaires gris se débitant en fines plaquettes à patine roussâtre, et contenant des bancs calcaires décimétriques intercalés.

Le terme supérieur c, ici très peu épais, se retrouve dans d'autres coupes du massif (à la cime de la Charvie, par exemple), et il est également connu au Chalvet où il est particulièrement épais.

4 - Formation détritique rousse:

(Voir succession des fig.47 et 48, relevées également au Nord-Ouest du col de Chaudemaison)

On désigne sous ce nom, qui sera abrégé en F.D.R. dans ce qui suit, une formation caractérisée par un important détritisme à matériel dolomitique dominant sous forme de grains, graviers ou galets, accompagné dans certains termes de la formation de matériel quartzeux et/ou micaschisteux. Les séquences de turbidites montrent à leur base des bancs de microbrèches granuloclassées dont la taille des éléments décroît globalement vers le haut de la formation.

L'âge de la F.D.R. est inconnu, de par l'absence de faune. Sa limite inférieure, présumée Lias moyen-supérieur,

appelle les remarques déjà exprimées pour la limite supérieure du Lias Prépiémontais (§ 3), et se situerait donc dans le cas de l'Unité de Rochebrune vers la limite Lias/Dogger. Sa partie supérieure, d'âge présumé Dogger, est souvent marquée par un contact anormal.

La F.D.R. de l'Unité de Rochebrune est composée de l'alternance des faciès suivants :

- Calcschistes et plaquettes calcaires gréseuses beiges ou rousses, parfois micacées vers le haut de la formation.
- Fines intercalations ou passées de schiste gris fissile.
- Bancs décimétriques à métriques de microbrèches granuloclassées à patine jaune, à éléments anguleux millimétriques à pluricentimétriques de dolomie de couleurs variées, et quelques éléments de calcaire noir. Ces microbrèches peuvent contenir, surtout dans la partie supérieure de la formation, une proportion importante de grains millimétriques de quartz, ainsi que des galets de quartz et de micaschiste argenté et des paillettes de mica blanc. On observe parfois dans le sable dolomitique formant la partie supérieure de ces bancs des litages entrecroisés.
- Bancs décimétriques à métriques de calcaire gréseux noir massif, à patine gris sombre. Ces bancs contiennent souvent des passées de microbrèches à éléments dolomitiques ou quartzeux millimétriques, parfois centimétriques anguleux, généralement localisées à la base des bancs, ainsi que des passées ou lentilles centimétriques à décimétriques silicifiées brunes, formant de véritables cherts, localisées en général aux épontes des bancs, quelquefois interstratifiées.

Dans la coupe du col de Chaudemaison, on distingue l'évolution suivante (les numéros renvoient à des points particuliers des fig.47 et 48) :

1. Terme d (exemple: fig.47 n°6): la base de la F.D.R. est marquée par un banc de calcaire dolomitique jaunâtre (0,4 m.) à fines passées de sable dolomitique non granuloclassées, et présentant des litages entrecroisés dans sa partie supérieure.
2. Terme e (exemple: fig.47 n°7 et 8): quelques mètres de calcschistes gris, plaquettes calcaires gréseuses ou microbréchiques et fines passées de schiste noir fissile, à intercalations de gros bancs (0,3 à 0,5 m.) de microbrèche granuloclassée à patine jaune et à éléments anguleux exclusivement dolomitiques (sauf rares éléments de calcaire noir) centimétriques en base de banc.
3. Terme f (exemple: fig.47 n°9): au-dessus du terme précédent, on note l'apparition de nombreux grains millimétriques de quartz voisinant avec des graviers de dolomie de taille supérieure, au sein des bancs de microbrèche granuloclassée qui marquent la base des séquences de turbidités.

FIG. 47 : Description :

1. Bancs de 0,05 à 0,2 m de calcaire noir finement recristallisé, à patine beige, alternant avec des passées pluricentimétriques de plaquettes calcaires beiges et calcschistes. Le premier de ces bancs peut avoir une épaisseur plus importante (0,5 m) et contenir des Bélemnites et de nombreux articles d'Encrines.
2. Mêmes alternances que 1. Les bancs calcaires sont légèrement plus épais (0,1 à 0,3 m).
3. Zone à gros bancs (0,5 m) de calcaire noir massif à patine beige. Interbancs décimétriques de calcschiste ou calcaire en plaquettes.
4. Réduction de l'épaisseur des bancs calcaires à patine beige ou noire cendrée (0,1 à 0,2 m) et développement (0,5 m) des passées de calcschiste gris et calcaire en plaquettes centimétriques sonores.
5. Alternances décimétriques de bancs calcaires gris ou beiges et de passées de calcschistes ou de plaquettes calcaires grises.
6. Calcschistes et calcaires en plaquettes grises centimétriques, à bancs calcaires espacés épais de 0,2 à 0,3 m. A ce niveau s'intercale un premier banc (0,4 m) microbréchiq ue à grains millimétriques de dolomie organisés en lits centimétriques. Ce banc est couronné par 0,1 m de dolomie fine à lits calcaires entrecroisés. Au-dessus de ce banc, quelques passées centimétriques de microbrèche dolomitique s'intercalent dans les calcaires et calcschistes.
7. Trois mètres au-dessus du premier banc à fines microbrèches dolomitiques (6) apparaissent deux bancs semi-métriques de microbrèche granuloclassée à patine jaune, à éléments anguleux centimétriques à millimétriques de dolomie grise, blanche ou jaune et rares éléments de calcaire noir recristallisé. Le banc supérieur a des éléments plus grossiers dans l'ensemble et il présente à son sommet un fin placage de schiste noir ferrugineux.
8. Calcschistes et schistes noirs à bancs de calcaire dolomitique plaquetés où l'on distingue parfois de très fins éléments de dolomie, et à bancs espacés de microbrèche granuloclassée à patine jaune. On peut voir à ce niveau des figures de courant en base de bancs.
9. Alternances régulières de bancs de 0,1 à 0,3 m de microbrèches granuloclassées à patine jaune, à éléments de dolomie de taille variable (jusqu'à 5 cm) et à nombreux grains millimétriques de quartz, et de passées de même épaisseur de plaquettes calcaréodolomitiques et de schiste noir. L'ensemble s'organise en séquences de 0,3 à 0,6 m d'épaisseur, comprenant de bas en haut :
 - microbrèche à éléments de taille décroissante, présentant des figures de charge en base de bancs ;
 - dolomie sableuse à stratifications entrecroisées ;
 - plaquettes dolomitiques jaunes ;
 - schiste gris et plaquettes dolomitiques fines.

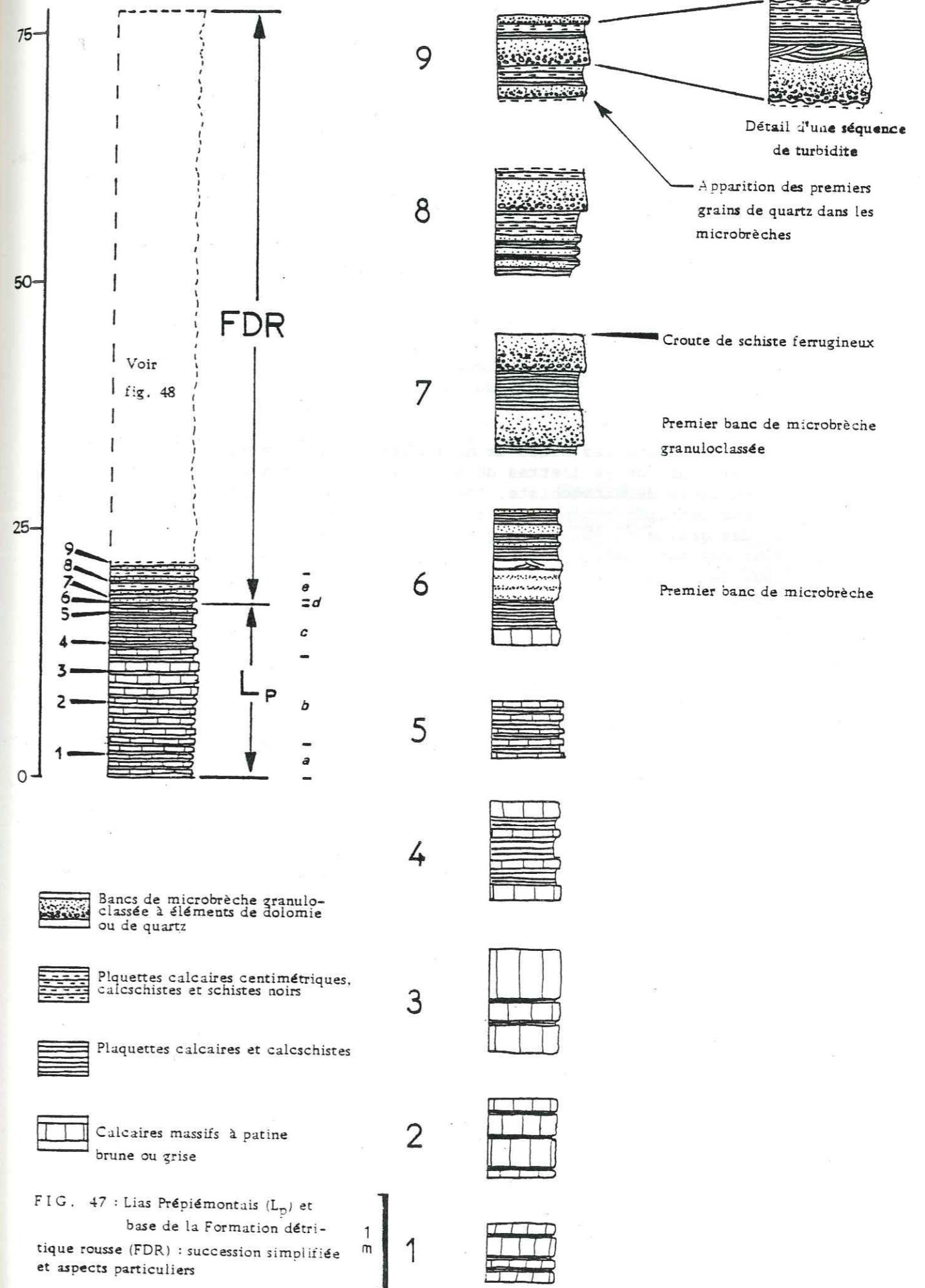
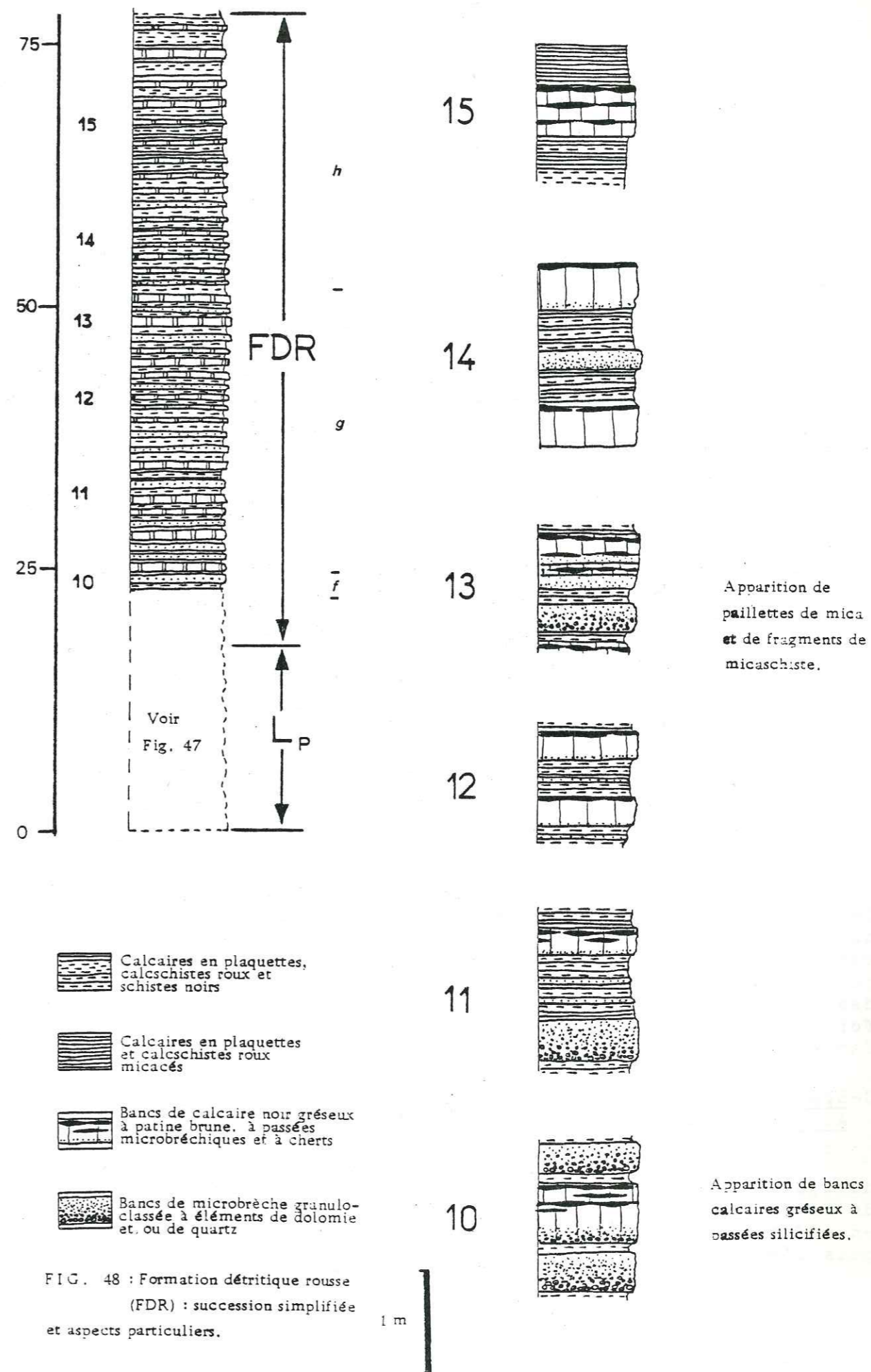


FIG. 47 : Lias Prépiémontais (LP) et base de la Formation détritico-rouge (FDR) : succession simplifiée et aspects particuliers

10. Apparition de bancs métriques de calcaire gréseux gris lités montrant parfois des microbrèches dolomitiques à leur base, et à passées siliceuses brunes généralement localisées aux épontes des bancs, mais pouvant affecter une partie importante de ceux-ci. Ces bancs alternent avec de gros bancs de brèche dolomitique granuloclassée à patine jaune à éléments pluricentimétriques de dolomie et galets centimétriques de quartz, et avec des passées décimétriques de schiste gris et calcschiste.
11. Développement des passées de calcschiste et schiste gris qui contiennent de fines plaquettes microbréchiqes rousses. Les bancs de brèche granuloclassée à patine jaune contiennent des galets pluricentimétriques de calcaire noir recristallisé parfois légèrement plaqueté.
12. Réduction de l'épaisseur des bancs (0,2 à 0,4 m) et de la taille des éléments dans les brèches. Prédominance des bancs de calcaire gris lités qui présentent souvent un sommet silicifié à patine brune, et quelquefois des brèches à éléments centimétriques anguleux de dolomie. Les interbancs sont formés de plaquettes microbréchiqes rousses et de schiste gris.
13. Apparition dans les bancs de microbrèche à patine jaune (0,3 à 0,4 m d'épaisseur) de paillettes de mica blanc détritique et de galets centimétriques de micaschiste. Les autres éléments sont des graviers anguleux centimétriques à millimétriques de dolomie et de calcaire noir et des grains ou galets de quartz. Ces bancs de microbrèches alternent avec des bancs d'épaisseur supérieure au mètre de calcaire noir à passées de fines microbrèches grises et à lits silicifiés bruns, et des passées de plaquettes microbréchiqes rousses et de calcschistes et schistes gris.
14. Développement des passées de plaquettes calcaires et calcschistes gris et prédominance des bancs calcaires à passées microbréchiqes grises et à silicifications, par rapport aux bancs de microbrèches à patine jaune, où l'on observe par ailleurs une réduction de la taille des éléments (millimétrique) et une prédominance des grains de quartz par rapport aux grains de dolomie.
15. Zone de plaquettes de calcaire gris finement gréseux à patine rousse et de calcschistes micacés. On y trouve des bancs (0,5 m) de calcaire gris foncé à passées finement microbréchiqes et à zones silicifiées brunes. On rencontre également des passées métriques de schiste noir fissile.



4. Terme g (exemple: fig.48 n°10 à 13): Cette partie de la formation est caractérisée par la présence conjointe de :

- bancs de microbrèches granuloclassées à patine jaune.
- bancs de calcaire gréseux gris à cherts bruns.
- calcschistes et schistes gris à plaquettes microbréchiques rousses.

Les passées de calcschistes et schistes restent assez peu développées. On note dans cette partie de la formation:

- une tendance à la réduction de l'épaisseur des bancs de microbrèches granuloclassées vers le haut (plus de 0,5 m. à la base; 0,2 à 0,4 m. au sommet), ainsi qu'à la réduction de la taille des éléments dans ces bancs (pluricentimétriques à la base, centimétriques à millimétriques au sommet). Ces éléments peuvent être de la dolomie, du calcaire noir ou du quartz qui peut être prédominant dans certains bancs.

- l'apparition dans sa partie supérieure (n°13) de galets de micaschiste argenté dans les bancs de microbrèches granuloclassées, ainsi que de paillettes de mica blanc dans ces bancs et dans les plaquettes microbréchiques rousses.

Le terme g est épais d'une trentaine de mètres dans la coupe du col de Chaudemaison, et passe progressivement à:

5. Terme h (exemple: fig.48 n°14 et 15): partie supérieure de la F.D.R. observable au col de Chaudemaison. On y observe :

- un développement progressif des schistes gris ou noirs, calcschistes et plaquettes calcaires et microbréchiques rousses, qui contiennent des paillettes de mica. Cette abondance de plaquettes rousses donne une couleur caractéristique au sommet de la formation.

- une nette prédominance des bancs de calcaire gréseux à cherts, par rapport aux bancs de microbrèches granuloclassées, où les éléments sont fins.

La succession visible au col de Chaudemaison s'arrête ici. Cependant, il est possible que la série prépiémontaise se poursuive dans l'Unité de Rochebrune par une formation à faciès très variés caractérisée par un détritisme à matériel divers, y compris ophiolitique. La discussion de cette hypothèse et la description des affleurements qui ont conduit à l'individualisation de cette formation, qui est dénommée "série de type col de Prafauchier", font l'objet du chapitre VII.

C-EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE PREPIEMONTAIS DU TRIAS AU DOGGER :

Nous pouvons suivre à travers la série triasico-liasique de l'Unité de Rochebrune l'évolution de la marge Nord-occidentale de la Téthys ligure. La lithostratigraphie de cette série apparaît en effet clairement commandée par les mouvements d'étirement, puis d'effondrement liés à la naissance de l'océan Téthysien:

1 - Au Norien :

L'équilibre entre une subsidence régulière liée à l'étirement de la marge et le fort taux de sédimentation aboutit au dépôt de l'épaisse formation de carbonates de plateforme. L'épaisseur de la tranche d'eau ne dépasse guère quelques mètres et nombreux sont les indices d'émergence. Le domaine paléogéographique correspondant est immense puisque ce faciès "Hauptdolomit" est connu des Alpes Cottiennes aux Dolomites. On observe toutefois une tendance régressive de plus en plus marquée en s'élevant dans la formation. Vers la fin du Norien, quelques épisodes cinéritiques attestent la mise en place d'un volcanisme spilitique dans un domaine voisin (probablement le domaine Dauphinois).

2 - Au début du Rhétien :

On assiste à un changement relativement rapide des conditions de dépôt avec la mise en place d'une sédimentation à caractère marin de plus en plus affirmé. Les causes de ce changement sont probablement d'ordre paléotectonique (étirement et effondrement de la marge) et eustatique (prémices de la grande transgression Jurassique dont les effets sont ressentis à l'échelle mondiale). L'étude stratigraphique du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune (chapitre VI) a montré l'existence d'une succession de transgressions avec retour périodique à un milieu de dépôt inter à supratidal. Ces transgressions, qui aboutissent chacune à la mise en place de faciès marins francs, se font sur un domaine paléogéographique très peu accidenté. On décèle cependant dès cette époque, quelques soubresauts responsables dans la succession lithostratigraphique d'anomalies relativement localisées dans l'espace et dans le temps.

3 - A la fin de l'Hettangien ou au début du Sinémurien :

Il se produit un effondrement brutal de tout le domaine Prépiémontais, qui sera dorénavant bien individualisé. Cet événement paléotectonique majeur affecte d'ailleurs d'autres domaines paléogéographiques, tel le domaine Dauphinois par exemple (Lemoine, communication orale; Baron, 1981). Il est associé dans l'Unité de Rochebrune à des basculements de blocs plurihectométriques délimités par des paléofailles actuellement NW-SE. Il est également responsable d'importants ravinements sous-marins avec accumulation locale de brèche et d'olistolites décamétriques.

4 - Au Lias "moyen" :

Cet effondrement brutal aboutit à la mise en place du faciès "Lias Prépiémontais", faciès réduit à caractère hémipélagique et monotone en première approximation, bien que son sommet voie se développer les marnes aux dépens des bancs calcaires qui dominaient jusqu'aux deux tiers de cette formation.

5 - Au Lias supérieur ou au début du Dogger (voir § B-3):

Apparaissent au sein d'une sédimentation autochtone à caractère relativement profond (marnes, argilites, calcaires à lits silicifiés) des apports de matériel détritique qui peuvent provenir du domaine Briançonnais alors émergé. On peut observer dans cette phase sédimentaire allochtone des éléments reconstituant une "stratigraphie inverse" de la série Briançonnaise, à savoir un matériel tout d'abord exclusivement dolomitique (trias), puis quartzeux et/ou micaschisteux (Quartzites Werféniens, Permien ou socle).

On assiste vers le sommet de cette formation détritique à une raréfaction des apports allochtones et au développement des passées d'argilites analogues à celles qui existent dans la série prépiémontaise type vers la fin du Dogger présumé (fig.45).

6 - La suite de la série prépiémontaise :

Elle n'a pu être mise en évidence de façon formelle dans l'Unité de Rochebrune. Cependant, quelques termes regroupés sous le nom de "Série de type Prafauchier" pourraient correspondre à cette suite. Mais le caractère dispersé des affleurements et les perturbations tectoniques, ainsi que le métamorphisme oblitérant toute trace paléontologique, n'ont pas permis de dépasser le stade de l'hypothèse. (Cette hypothèse se trouve développée dans le chapitre VIII).

CHAPITRE VI

EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOTECTONIQUE DU NORIEN AU SINÉMURIEN : LE DÉBUT DU RIFTING TÉTHYSIEN

A- INTRODUCTION :

Le Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune est une formation épaisse d'environ 170 m , à la lithologie contrastée (schistes, calcaires, dolomies), fossilifère, qui affleure en de nombreux points de l'Unité. (fig 49).

L'étude détaillée de cette formation a été rendue possible, en dépit de la tectogénèse alpine, par la variété des lithofaciès et leur continuité latérale.

Les résultats concernant la stratigraphie sont synthétisés dans le § B, tandis que les descriptions détaillées qui ont abouti à ces résultats font l'objet du § C.

La première étape de l'étude a été le levé de coupes banc par banc en essayant de préciser l'évolution séquentielle à plusieurs échelles (séquences élémentaires, groupements de séquences élémentaires, mégaséquences). La quasi totalité des affleurements a ainsi été exploitée (au total environ 600 m de coupe).

L'établissement d'une lithostratigraphie précise (§ B) a ensuite permis de mettre en évidence l'existence d'une tectonique synsédimentaire interprétée comme liée au début du Rifting téthysien. Le chapitre D qui décrit les manifestations liées à cette tectonique concerne également le Norien.

Enfin, les évolutions paléogéographiques et paléotectoniques comparées permettent d'aboutir à un schéma cohérent de l'évolution de la marge Téthysienne au début du rifting (§ H).

Remarque : quelques reconnaissances et des comparaisons bibliographiques montrent au chapitre G que cette étude dépasse largement le cadre de l'Unité de Rochebrune. En particulier, elle est applicable au domaine

Briançonnais, qui a connu jusqu'au Lias inférieur compris une évolution comparable au domaine Prépiémontais.

B- PRESENTATION SYNTHETIQUE DU RHETIEN-HETTANGIEN :

1 - Terminologie ; représentation :

Toutes les successions décrites dans le chapitre C ont été relevées dans l'Unité de Rochebrune. Chacune d'entre elles sera désignée par une lettre **majuscule** de (A à L) (localisation géographique des coupes correspondantes fig.49). La plupart sont des successions partielles (voir corrélations Fig. 50).

La série a pu être subdivisée verticalement en douze ensembles désignés par des **lettres minuscules** (de a à l). Certains de ces ensembles peuvent être eux mêmes subdivisés en sous ensembles (exemples : d_1 , d_2 , d_3).

Certains bancs ou faisceaux caractéristiques reconnus comme des repères fiables seront désignés :

- lorsqu'ils constituent un ensemble à eux seuls, par une lettre minuscule désignant cet ensemble (exemple : repère f, "Faisceau à polypiers").
- lorsqu'ils sont inclus dans un ensemble, par la lettre minuscule désignant cet ensemble suivie d'une lettre grecque (exemple repère c_α , premier banc repère de l'ensemble c ; repère c_β , second banc repère de l'ensemble c).

Le mode de représentation adopté au chapitre C est le suivant :

fig 99 à 107 (annexe) : **Successions lithostratigraphiques détaillées** de chaque coupe, portant en regard les éventuelles structures sédimentaires et traces paléontologiques d'une part, et une **courbe lithostratigraphique** d'autre part. Cette courbe n'est pas une courbe d'évolution. Elle est exclusivement basée sur la lithostratigraphie et présente un double intérêt :

- visualiser les séquences élémentaires (calcaréo-dolomitiques, marno-calcaires, etc ...) et donner une idée de la tendance séquentielle d'un ensemble par rapport à un autre (fig. 51).
- mettre en évidence les corrélations entre deux coupes différentes (fig. 52).

Pour obtenir cette courbe, les lithofaciès distingués ont été classés d'après leur enchainement dans les séquences élémentaires. Les structures sédimentaires et les organismes rencontrés justifient l'interprétation de cette courbe en termes de tendance marine ou émergitive (fig. 51). Par exemple, on rencontre fréquemment dans les dolomies ocre de sommet de séquence élémentaire des indices d'émergence : polygones de dessiccation, pseudomorphoses de cristaux de gypse ou d'anhydrite, birdseyes ; par contre, plusieurs bancs de calcaire noir noduleux ont livré des entroques ou des polypiers.

fig. 55 à 58 : **Corrélations** des successions lithostratigraphiques des fig. 99 à 107. Pour des raisons de format, la série a été subdivisée en quatre parties. Toutes les successions se rapportant à chacune d'entre elles sont corrélées sur la même figure.

2 - Coupe type :

La coupe type choisie est celle du **cirque de la Charvie** car c'est la seule coupe complète. Elle a été levée en partie à la base des affleurements, et en partie sur la crête du cirque (respectivement successions B et C ; la série affleure de façon continue de B à C). La coupe type s'appelle donc B + C.

Toutes les autres coupes ont pu être corrélées à cette dernière.

3 - Caractères généraux :

a) Lithofaciès :

Les lithofaciès sont variés et aisément reconnaissables sur le terrain. La principale difficulté à laquelle on se heurte est l'**intense recristallisation** alpine qui a affecté tous les calcaires. Exceptionnellement, quelques vestiges de grain (peut-être d'oolites ?) restent visibles. Par contre, les structures sédimentaires sont en général préservées dans les calcaires dolomités et les dolomies franches. La distinction des lithofaciès se fait donc en grande partie **grâce aux patines**.

Ces lithofaciès ont été rangés dans un certain nombre de classes entre lesquelles tous les intermédiaires peuvent exister (par exemple, il n'existe pas de limite précise entre calcaire franc et dolomie à patine blanche ou jaune). Huit figurés principaux sont utilisés dans les successions détaillées des fig. 99 à 107 (voir légende de ces figures).

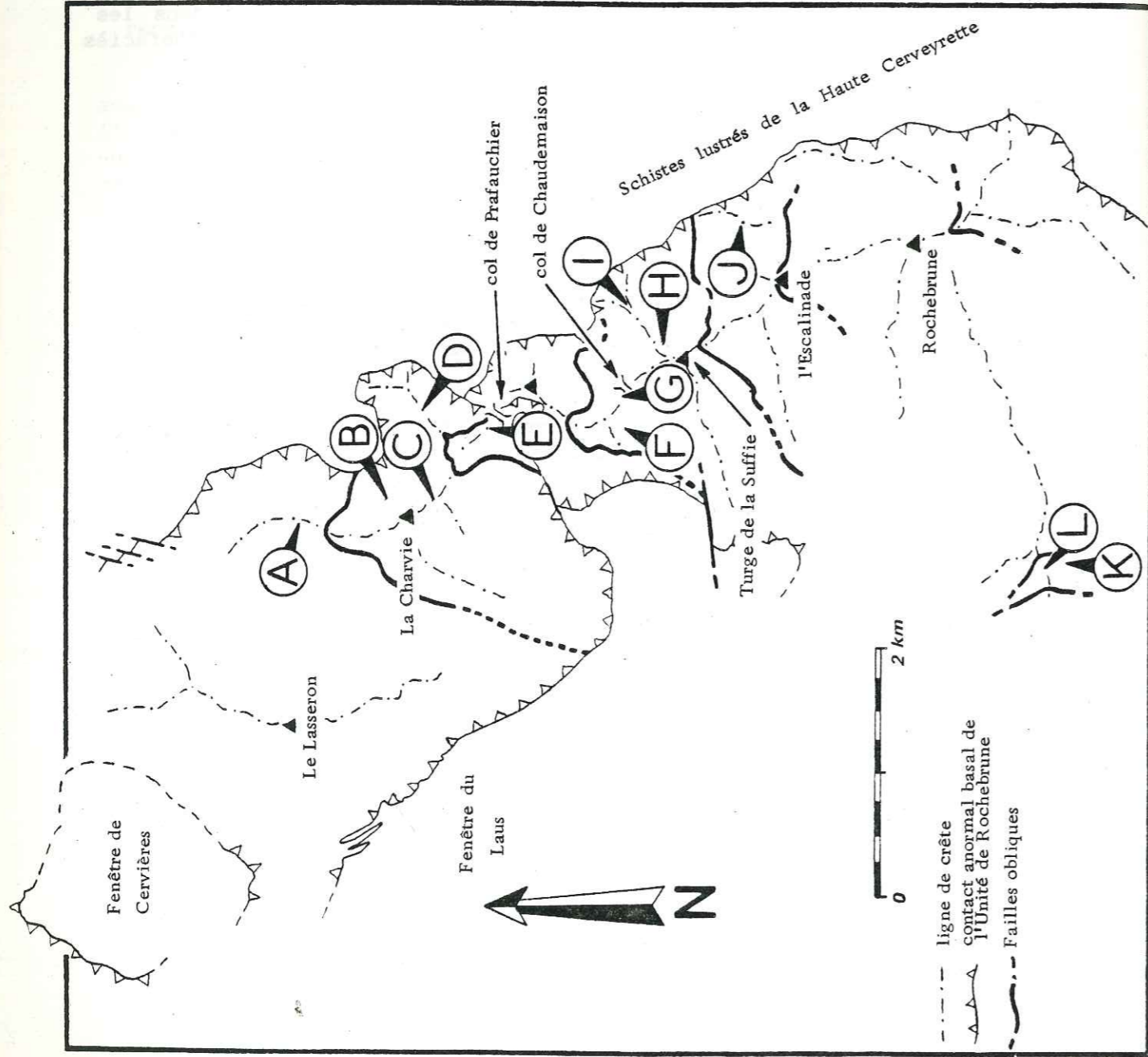
Ces lithofaciès sont extrêmement continus latéralement, en particulier les bancs ou faisceaux dolomitiques. Certains bancs métriques servent de repère dans toute l'Unité de Rochebrune et probablement aussi dans les unités prépiémontaises voisines. Certains faisceaux plus importants s'étendent au moins jusqu'en Briançonnais ("Faisceau discordant", repère α), ou jusqu'en Vanoise interne (Faisceau à polypiers, repère f ; voir § G6).

Remarque : Les dolomies rencontrées ont toutes une origine synsédimentaire. Ce sont soit des dolomicrites représentant d'anciennes boues dolomitiques (en général situées au sommet des séquences élémentaires), soit des calcaires plus ou moins dolomités de façon très précoce. Dans ce dernier cas, les fluides dolomitants ont affectés préférentiellement certaines parties plus poreuses du sédiment (lits, bioturbulations), ce qui donne actuellement à l'altération un aspect rubané et fait ressortir les structures sédimentaires. Ce caractère précoce explique la continuité latérale des bancs dolomitiques qui conservent leurs caractéristiques parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres.

b) Tendances séquentielles (voir fig. 51, 53 et 54) :

Le découpage d'une succession en séquences peut se faire à différentes échelles. On appellera **séquence élémentaire** un ensemble de bancs d'épaisseur métrique ou plurimétrique contenant au moins deux lithofaciès distingués dans les figures, encadré par deux discontinuités (souvent marquées par un encroûtement ferrugineux) et présentant au contraire une relative transition d'un lithofaciès à un autre. On observe ainsi notamment des séquences calcaréo-dolomitiques pouvant présenter des indices d'émergence à leur sommet, et des séquences marno-calcaires.

FIG. 49 : Lithostratigraphie du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune: localisation des coupes des fig. 99 à 107 (Annexe):



- A : Turge de Peyron (fig. 99).
- B : Cirque de la Charvie (bas des affleurements, fig. 100-101)
- C : Cirque de la Charvie (crête, fig. 101-102)
- D : Pincée orientale du compartiment de la Charvie (fig. 102)
- E : Col de Prafauchier (fig. 103)
- F : Secteur du Balais (fig. 103)
- G : Col de Chaudemaïson (fig. 104)
- H : Couloir NE de la Turge de la Suffie (fig. 104)
- I : Pincée orientale du compartiment de Chaudemaïson (NE de la Turge de la Suffie, fig. 105)
- J : Pincée orientale du compartiment de l'Escalinade (fig. 106)
- K : Côte Belle (versant Sud, fig. 106)
- L : Côte Belle (arête, fig. 107)

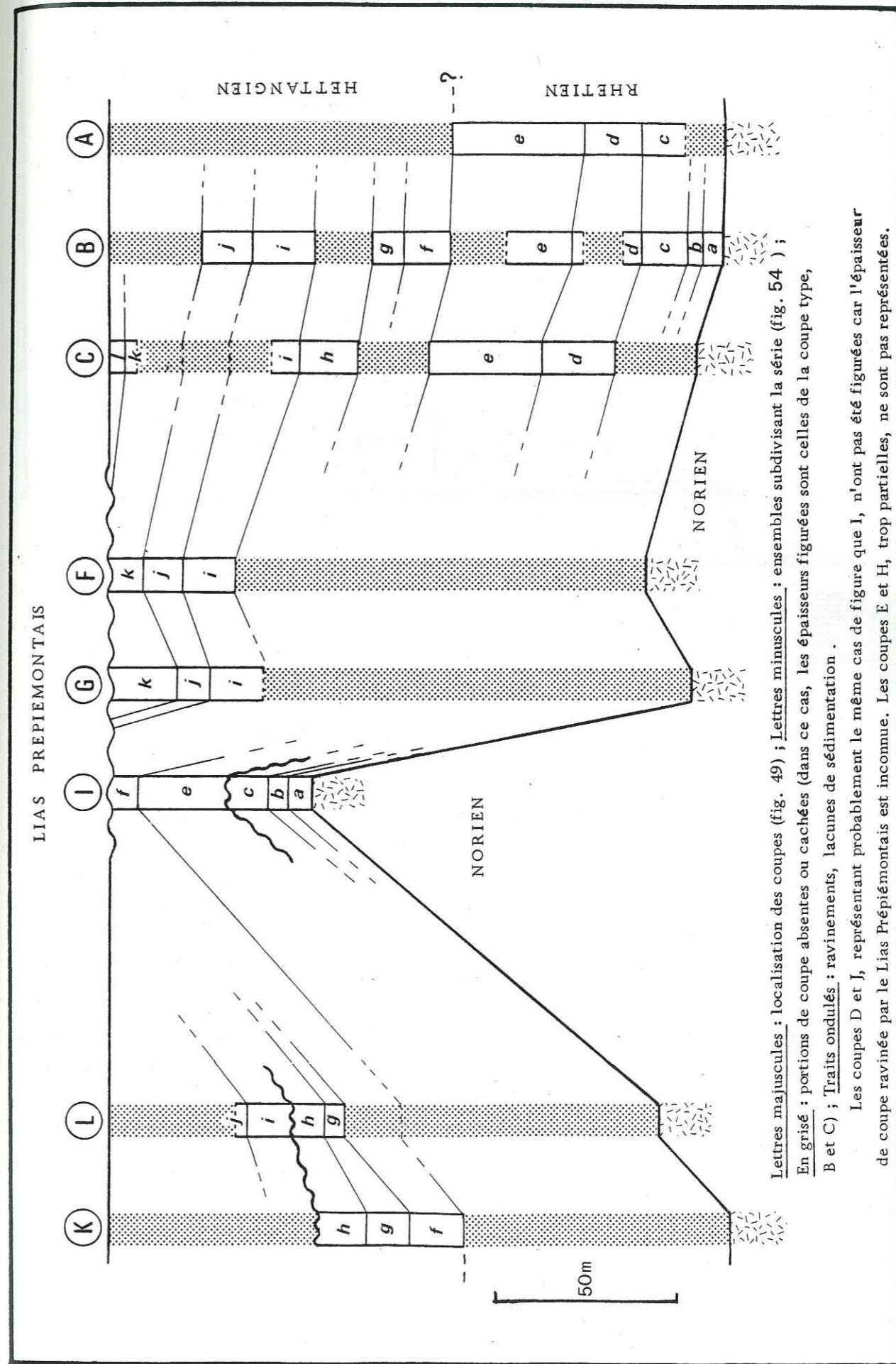


FIG. 50 : Schéma général de corrélation des coupes de Rhétien-Hettangien effectuées dans l'Unité de Rochebrune. Remarque l'important ravinement de la coupe I, lié à un basculement de bloc vers la limite Hettangien-Sinemurien (§ E 5, b).

Letres majuscules : localisation des coupes (fig. 49) ; Lettres minuscules : ensembles subdivisant la série (fig. 54) ;
 En grisé : portions de coupe absentes ou cachées (dans ce cas, les épaisseurs figurées sont celles de la coupe type, B et C) ;
 Traits ondulés : ravinements, lacunes de sédimentation.
 Les coupes D et J, représentant probablement le même cas de figure que I, n'ont pas été figurées car l'épaisseur de coupe ravinée par le Lias Prépiémontais est inconnue. Les coupes E et H, trop partielles, ne sont pas représentées.

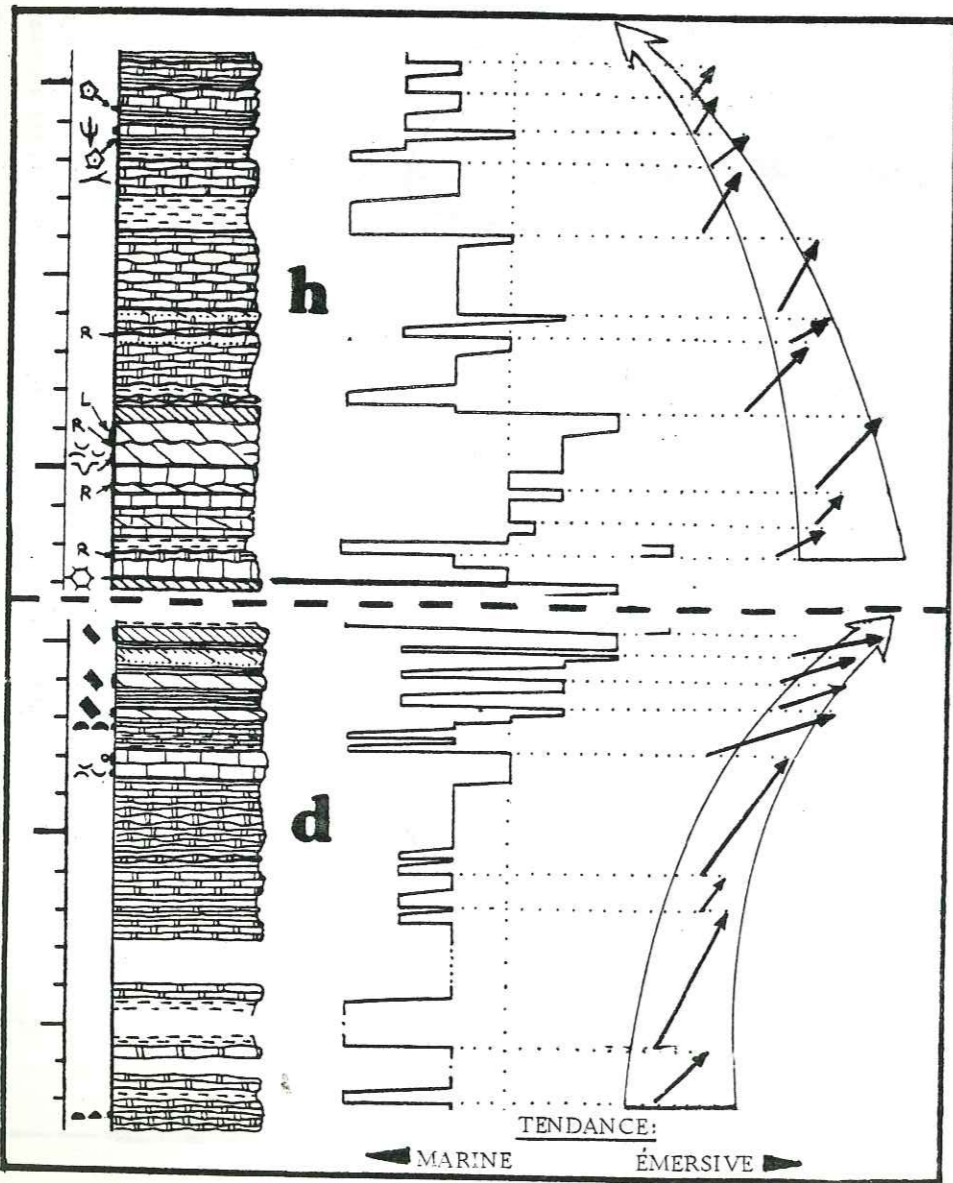
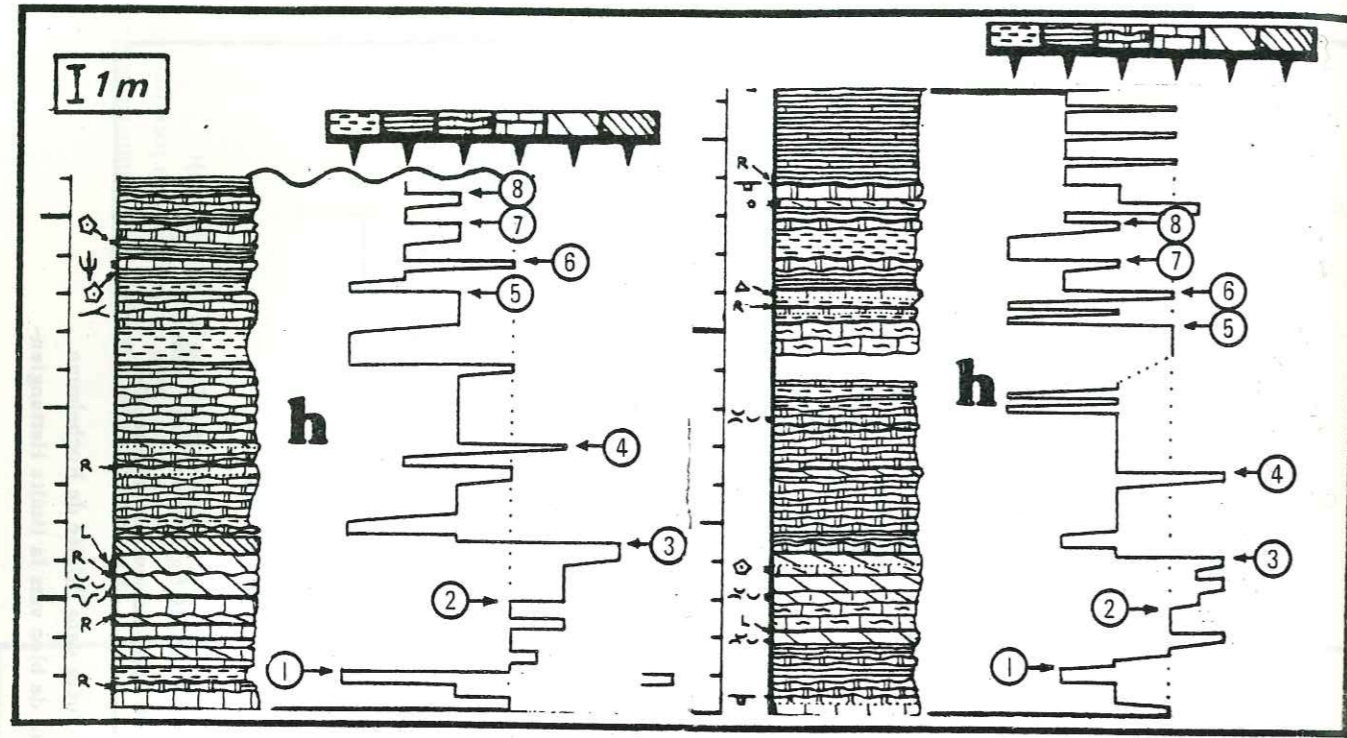


FIG. 52: Exemple de corrélation de deux successions au moyen de la courbe lithostratigraphique (extrait des fig. 101 et 106) A gauche, Côte Belle, à droite, la Charvie. Les deux affleurements sont distants de 5 km.

Remarquer la discordance tronquant le sommet de h à Côte Belle.

FIG. 51 : Interprétation de la courbe lithostratigraphique en termes de tendance séquentielle: les séquences élémentaires régressives (flèches noires) s'enchaînent en donnant à l'ensemble un caractère transgressif (en haut : indices d'émer-sion à la base, entroques et polypiers au sommet) ou régressif (en bas). (extraits des fig. 99 et 106)

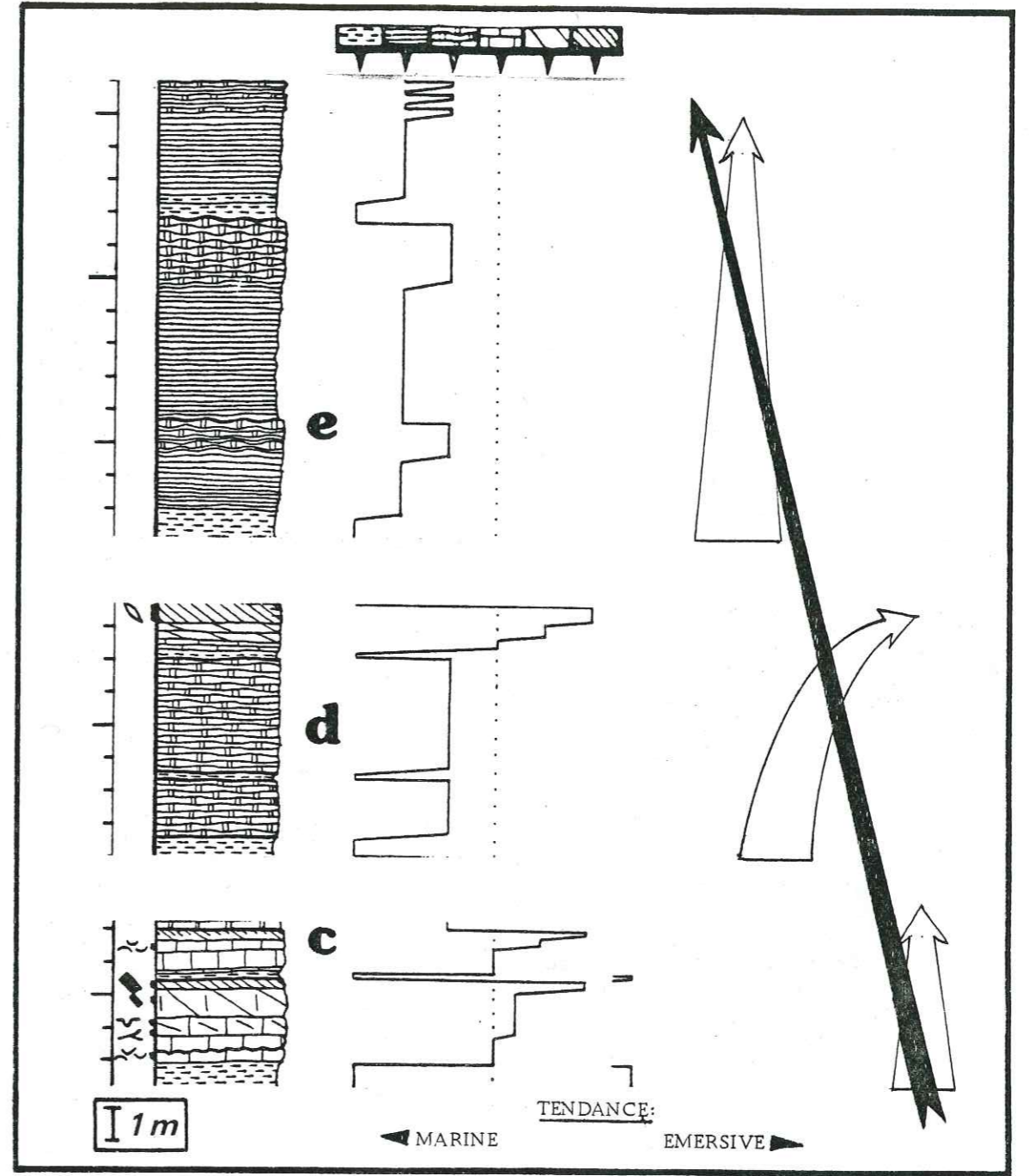


FIG. 53 : Interprétation séquentielle à l'échelle de plusieurs ensembles (mégaséquence) : La succession fictive présentée rassemble les aspects les plus caractéristiques de trois ensembles successifs . On y décèle une tendance générale transgressive. (extraits des fig. 99, 101, et 102).

Un groupement de séquences élémentaires formera un ensemble à caractère propre, différent des ensembles adjacents.

Unes suite d'ensembles forme enfin une mégaséquence (fig.53)

Toutes les séquences élémentaires observables sont des séquences régressives, les unes négatives (c'est-à-dire montrant une énergie du milieu de dépôt croissante de bas en haut ; séquences marno-calcaires par exemple), les autres positives (énergie décroissante ; séquences calcaréo-dolomitiques à sommetsubémersif par exemple).

Les ensembles peuvent avoir un caractère transgressif, régressif, ou ne pas montrer de variation notable.

Les mégaséquences ont toutes un caractère transgressif marqué.

La fig. 54 résume les tendances séquentielles de toute la série. On remarque schématiquement à quatre reprises une évolution d'un milieu de dépôt subémersif à un milieu marin franc, éventuellement récifal. Ce sont les quatre mégaséquences transgressives de la fig. 54. Il y a ainsi opposition entre le caractère régressif des séquences élémentaires et le caractère transgressif des mégaséquences et même de l'ensemble de la série.

c) Limites stratigraphiques proposées :

Les fossiles découverts ne permettent pas de situer exactement les limites d'étages. Celles-ci ont été par conséquent placées de manière relativement arbitraire.

c1) *Limite Norien-Rhétien* : il est toujours possible de placer précisément la limite entre les derniers bancs de dolomies à patine grise de la formation datée du Norien p.p. et les premières alternances de dolomies à patine jaune, argilites noires et calcaires lumachelliques. *Avicula contorta* est signalée une vingtaine de mètres au-dessus de cette limite au lac de l'Ascension par Lebouché-Bernet-Rollande (1972), datant ainsi ces couches du Rhétien. Comme cette limite, qui peut-être localement marquée par une discordance, est suivie des premières incursions à tendance marine (calcaires à débris coquilliers de l'ensemble a), nous l'avons choisie comme limite Norien-Rhétien.

c2) *Limite Rhétien-Hettangien* : Lebouché-Bernet-Rollande (1972) signale des couches à *Avicula contorta* à la Turge de la Suffie, couches qu'elle situe stratigraphiquement sous l'équivalent de notre "Faisceau à polypiers" (repère f). Les couches en question appartiennent très probablement à l'ensemble e, qui serait par conséquent encore Rhétien. Un échantillon de calcaire dolomitisé de la partie supérieure du "Faisceau à polypiers" (coupe K ; 10,5 m) a livré une association de foraminifères d'âge Trias supérieur, (*Triasina hantkeni*, Trias supérieur-Hettangien?, *Aulotortus communis*, *Aulotortus tumidus*, Trias supérieur ; dét. L. Zaninetti). Le "Faisceau à polypiers" serait donc également Rhétien. Cependant, une *Schloteimia hettangienne* a été découverte par P. Tricart en éboulis sur l'affleurement situé 600 m au N.E. de la Turge de la Suffie. Le niveau stratigraphique le plus élevé dont elle puisse provenir à cet endroit est précisément le "Faisceau à polypiers".

Nous placerons donc arbitrairement la limite Rhétien-Hettangien à la base du Faisceau à polypiers, (soit à la limite entre les ensembles e et f), en attendant de nouvelles découvertes paléontologiques.

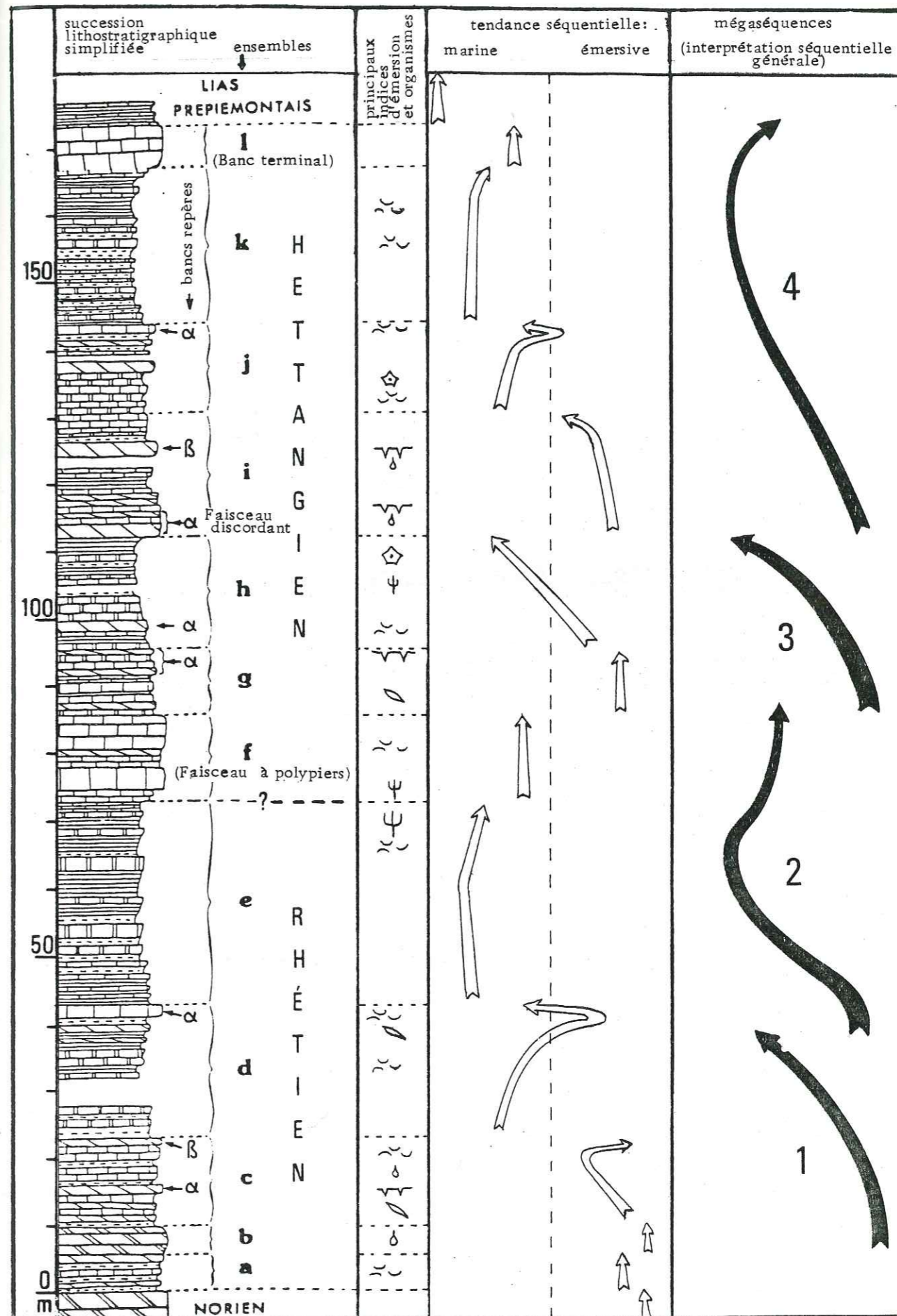


FIG. 54 : Caractères généraux du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune:

Légende lithostratigraphique : voir p. 114

∩∩ : fentes et polygones de dessiccation ; ∩ : pseudomorphoses de cristaux de gypse ou d'anhydrite ; ∩ : birdseyes ; ∩ : lumachelles ; ∩ : polypiers ; ∩ : entroques.

c3) *Limite Hettangien-Sinemurien* : Un évènement paléotectonique très important a lieu après le dépôt du "Banc terminal" (repère 1), se traduisant par le fonctionnement de paléofailles, le basculement de blocs localisés, et une interruption de sédimentation avec érosion sous-marine locale. Cette interruption de sédimentation peut se traduire par un encroûtement qui a livré au Chalvet, au Nord de l'Unité de Rochebrune, une faune d'âge Hettangien supérieur-Sinemurien inférieur (det. R. Mouterde). D'autre part, (1) les premières couches du Lias Prépiémontais ont livré en Val Grana des *Arietites* sinémuriennes (Franchi, 1896 ; Sturani, 1961); (2) à Arvieux, 7 km au Sud de Rochebrune, un *Coroniceras* sinémurien a été récolté à la base du Lias Prépiémontais, environ 4 m au-dessus du banc terminal Hettangien (M. Lemoine, com. orale) ; (3) à la Grande Hoche, des ammonites sinémuriennes ont été récoltées vers la base du Lias Prépiémontais (R. Polino, com. orale). Nous proposons donc de placer la limite Hettangien-Sinemurien au sommet du Banc terminal (ensemble 1).

LEGENDE COMMUNE AUX FIG. 55 A 58:

(se rapportent au § C)

La série du Rhétien-Hettangien a été divisée en quatre parties. Chacune de ces figures corrélerait l'ensemble des successions lithostratigraphiques relevées dans l'Unité de Rochebrune et se rapportant à l'une des quatre parties de la série :

La fig. 55 concerne les ensembles a à d



















La fig. 56 concerne l'ensemble e

La fig. 57 concerne les ensembles f à h

La fig. 58 concerne les ensembles i à l

(les ensembles a à l sont repérés par rapport à la succession synthétique de la fig. 54)

Les successions lithostratigraphiques présentées dans ces figures sont tirées des fig. 99 à 107 (en annexe).

	brèche chaotique		calcaires à patine noire cendrée
	dolomie à patine jaune		calcaires à patine noire cendrée nodularisés
	dolomie à patine grise		calcschistes
	dolomie à patine blanche		alternances de schistes et calcschistes
	dolomie à lits calcaires		schistes fissiles à patine noire ou grise
	calcaires peu dolomités		discontinuité marquée
	calcaires à septa ondulés		passage transitionnel
	calcaires massifs à patine grise		discordance, ravinement
	calcaires en plaquettes		bancs et faisceaux repères

C- DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DU RHETIEN - HETTANGIEN DE L'UNITE DE ROCHEBRUNE ; MILIEUX DE DEPOT :

1 - Introduction :

Le Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune a pu être subdivisé en douze ensembles représentant des caractéristiques lithostratigraphiques et paléogéographiques particulières. Ces ensembles, désignés par des lettres minuscules, seront successivement décrits du point de vue lithostratigraphie (dans la coupe type, puis dans les autres coupes), puis interprétation du milieu de dépôt. Le détail des successions lithostratigraphiques est donné dans les fig. 99 à 107, et les corrélations des coupes de l'Unité de Rochebrune dans les fig. 55 à 58. Ces coupes, partielles pour la plupart, (répartition verticale des coupes : fig. 98), ont été désignées par des lettres majuscules, la coupe type étant celle de la Charvie (B et C).

2 - Ensemble a (fig. 55) :

a) Coupe type (B) :

Alternances de bancs pluridécimétriques de dolomie massive jaune ou ocre à limites nettes et ondulées (de profondes figures de charge sont parfois observables en base de banc), et de passées décimétriques à semi-métriques de schistes noirs légèrement calcaires chargés en oxyde de fer (patine rouille caractéristique). L'un des bancs de dolomie est couronné par un calcaire noduleux, suivi d'un banc décimétrique de calcaire lumachellique à grandes coquilles (plusieurs centimètres) et débris de lamellibranches et gastéropodes.

b) Autres coupes :

De légères différences sont constatées dans les coupes des pincées orientales de Rhétien des compartiments de la Charvie et du Col de Chaudemaison (respectivement coupes D et I) :

- absence de calcaire lumachellique,

- prédominance plus marquée (coupe I surtout) des dolomies par rapport aux schistes noirs.

c) Milieux de dépôt :

L'abondance des dolomies massives (boues micritiques à l'origine) et la grande quantité d'oxyde de fer donnant la coloration jaune ou ocre des dolomies et la patine rouille des schistes, suggèrent une influence marine très réduite et une mise en place sous une faible tranche d'eau. Cette influence marine se manifeste cependant localement (coupe type) par le dépôt de calcaire lumachellique.

3 - Ensemble b (fig. 55) :

a) Toutes les coupes :

Récurrence de dolomies grises à "faciès Norien", en bancs métriques. On distingue des laminations, des birdseyes et quelques surfaces de ravinement. La base de b est caractérisée par une transition des dolomies blanc-jaune sous jacentes aux dolomies grises, tandis que le sommet est en général délimité par un niveau décimétrique de schiste noir ferrugineux. un banc semi-métrique de dolomie grise foncée litée situé aux deux tiers de b à partie de sa base, constitue un repère dans l'ensemble de l'Unité de Rochebrune.

b) milieu de dépôt :

Ce faisceau marque un retour aux conditions de sédimentation du sommet du Norien (voir ch. V, § B1), les dolomies grises claires étant à l'origine des sables à grains jointifs, riches en cavités, déposés en domaine intertidal haut, tandis que le banc de dolomie grise sombre correspond à des sables boueux déposés en domaine intertidal bas.

4 - Ensemble c (fig. 55) :

a) Coupe type (B) :

Reprise des alternances schistes/dolomies jaunes. Des calcaires dolomitiques, puis des calcaires à patine noire ou grise, apparaissent et l'ensemble s'ordonne en séquences calcaréo-dolomitiques. La séquence élémentaire théorique que l'on peut dégager comprend successivement de bas en haut :

- calcaires à patine grise ou noire, parfois lumachelliques ;
- calcaire dolomitique montrant des petites surfaces de ravinement ;
- dolomie blanche litée à bancs calcaires discontinus non dolomitisés ;
- dolomie jaune ou ocre à birdseyes ;
- sommet de banc ondulé à placage schisteux ou ferrugineux.

Il s'agit donc d'une séquence élémentaire de comblement, comprenant les faciès les plus externes à la base, et les plus internes au sommet. Les rapports des schistes noirs avec une telle séquence élémentaire peuvent être envisagés de deux façons :

1. Ils se situent à la base de la séquence élémentaire et constituent le faciès le plus externe de celle-ci.
2. Ce sont d'anciennes argiles subcontinentales représentant un paléosol et elles prennent place au sommet de la séquence élémentaire.

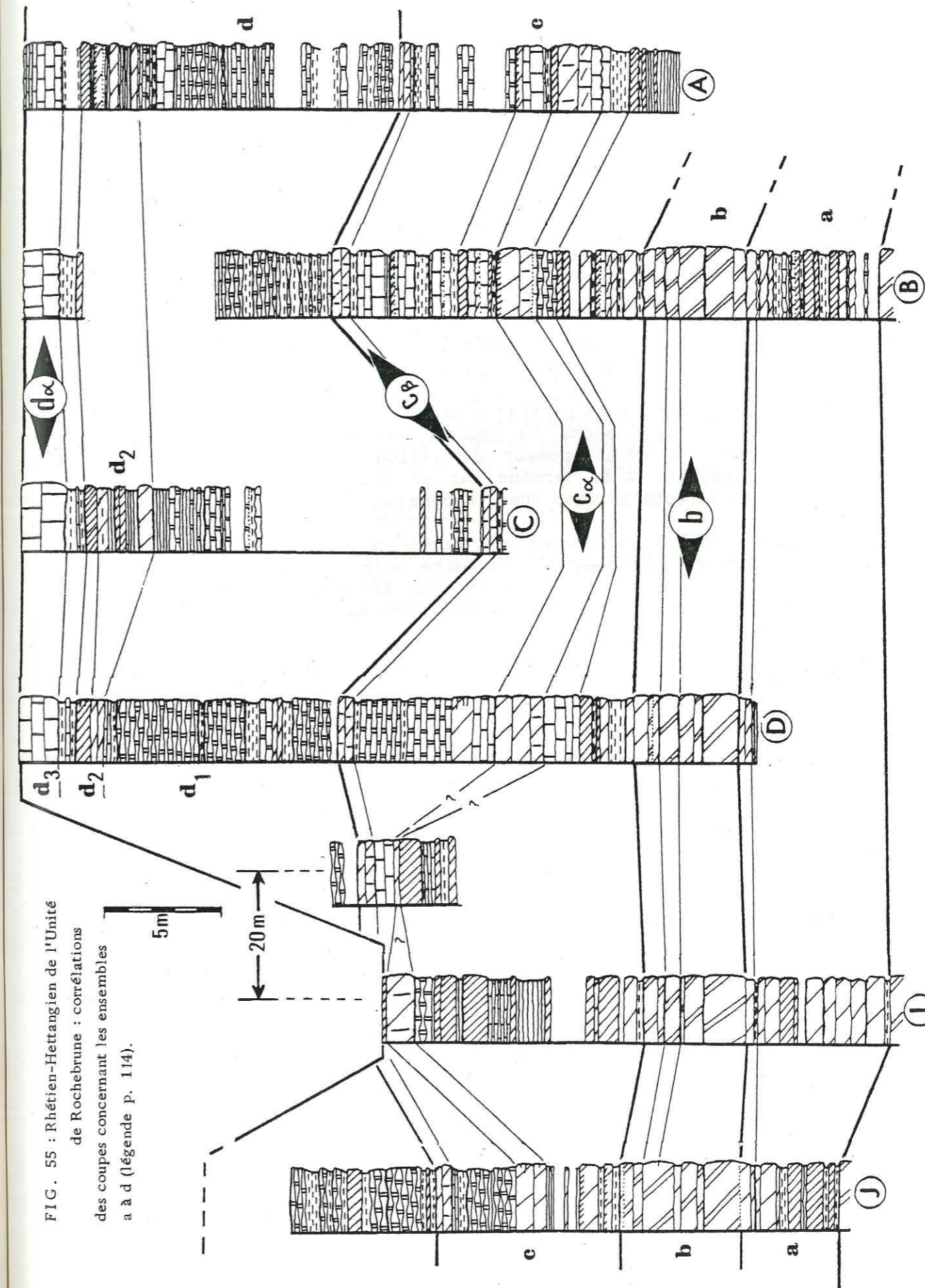


FIG. 55 : Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune : corrélations des coupes concernant les ensembles a à d (légende p. 114).

La première interprétation ne peut être adoptée dans le cas des séquences de l'ensemble C, qui ont un caractère très interne (essentiellement dolomitiques, avec indices d'émersion). De plus, la richesse de ces schistes en oxyde de fer est une caractéristique qui les rapproche des dolomies à patine ocre qui constituent le sommet de la séquence élémentaire décrite plus haut.

Nous verrons au paragraphe 6 que, dans d'autres ensembles à caractère marin affirmé, d'autres schistes (en général gris et pauvres en oxyde de fer) se trouvent à la base de séquences de comblement marines, dites séquences "Klupféliennes".

Dans les courbes lithostratigraphiques accompagnant les successions des fig. 99 à 107, tous les schistes ont été figurés au même niveau, un index supplémentaire soulignant ceux qui (comme ceux de l'ensemble c par exemple) doivent être interprétés comme des sommets de séquence (2 ci-dessus).

Les séquences de la partie inférieure de c montrent une prédominance des dolomies à patine blanche ou jaune, tandis que celles de la partie supérieure voient un développement des calcaires et de moins en moins de dolomie. L'ensemble c se termine par un banc repère métrique calcaréo-dolomitique très caractéristique (banc repère c8, fig. 55) :

1. sa moitié inférieure est formée d'une dolomie blanche massive à enclaves pluricentimétriques de calcaire noir. Ces enclaves, aux formes contournées, prennent parfois l'aspect de fragments de bancs remaniés. La formation de ce banc, dont le faciès unique en fait un repère précieux, peut s'expliquer :

- soit par une bioturbation ayant guidé une dolomitisation synsédimentaire (celle-ci n'affectant que le sédiment remanié).

- soit par le remaniement mécanique de lits de boue dolomitique précocement indurés dans un calcaire (ce qui expliquerait le fait que certaines enclaves évoquent des fragments de bancs). Ce calcaire peut représenter d'éphémères incursions marines au sein d'un faciès émerseur.

2. sa moitié supérieure est une dolomie blanche finement litée. Les laminations que l'on y observe sont d'origine mécanique, puis stromatolitiques dans la partie supérieure.

b) Autres coupes :

La coupe de la Turge du Peyron (A) montre la même évolution, mise à part l'épaisseur plus importante des schistes noirs dans la moitié inférieure de c. Par contre, les coupes des pincées orientales montrent des différences, légères en ce qui concerne les coupes D et J, importantes en ce qui concerne la coupe I :

1. Dans la coupe D, les calcaires sont plus développés et apparaissent légèrement plus tôt (lumachelle à coquilles centimétriques non brisées de lamellibranches ; valves parfois jointives).

2. Dans la coupe J, les calcaires semblent au contraire moins développés que dans la coupe type. On n'y observe aucune lumachelle.

3. Dans la coupe I, on constate :

- des variations latérales (visibles par exemple entre la coupe I et la portion de coupe située 20 m au Nord de celle-ci, et représentée dans la fig. 55).

- une lacune importante au sommet de l'ensemble c, qui est directement suivi dans ce secteur par l'ensemble e (oblitération de plus de 10 m de série). Bien que quelques brèches soient visibles dans les derniers bancs de c, il n'est pas possible de dire si cette lacune est due à une absence de sédimentation ou à un ravinement.

c) Milieux de dépôt :

On note dans l'ensemble c une influence marine de plus en plus nette, marquée par la prédominance progressive des calcaires, souvent lumachelliques. Cependant, cet épisode à caractère transgressif se termine par le dépôt d'un banc calcéro-dolomitique déposé sous une très faible tranche d'eau (laminations stromatolitiques au sommet du banc). La continuité de ce banc repère implique une topographie très plane. Seule la coupe I (N.E. de la Turge de la Suffie) révèle les premiers mouvements de tectonique synsédimentaire, mouvements qui s'amplifieront par la suite à cet endroit.

5- Ensemble d (fig. 55) :

a) Coupe type (B + C) :

L'ensemble d a été subdivisé en trois sous-ensembles :

- d₁ : une quinzaine de mètres de schistes noirs parfois oxydés puis de calcschistes gris ou beiges, alternant avec des calcaires recristallisés, noirs en cassure, à patine cendrée sombre, en bancs noduleux décimétriques. Ces nodules, de taille généralement décimétrique, sont délimités par des septa schisteux ou calcschisteux anastomosés. Ils se détachent parfois lorsque les bancs se présentent en dalle structurale. L'origine de leur formation ne peut être tectonique. Ils voisinent en effet souvent avec des bancs calcaires non affectés par cette nodularisation. L'organisation des lithofaciès en séquences élémentaires "schiste ou calcschiste/calcaire noduleux" apparaît plus nettement dans la suite de la série.

- d₂ : trois séquences élémentaires marno-calcaires métriques couronnées de bancs de dolomie massive jaune ou ocre, à pseudomorphoses de cristaux (gypse ou anhydrite ?).

- d₃ : quelques schistes ferrugineux, puis un banc calcaire massif (2 m) lumachellique à sa base. Ce banc est un repère (d_α).

b) Autres coupes :

Hormis dans la coupe I où l'ensemble d est absent à la suite d'une lacune (voir § 4b), les subdivisions de la coupe type se retrouvent dans les autres coupes, peu éloignées de celle-ci (A et D). dans la coupe D, d₁ est plus calcaire dans son ensemble, et d₂ est réduit à une seule séquence.

c) Milieux de dépôt :

Les séquences de comblement argilo, puis marno-calcaires de d₁ traduisent une reprise de l'influence marine par rapport à la partie

supérieure de c ; où les séquences étaient encore parfois couronnées de dolomie ocre. On se trouve en milieu marin relativement ouvert.

Par contre, d_2 indique un retour au domaine restreint, puisque les dolomies ocres contiennent des pseudomorphoses de cristaux d'évaporites. Le passage de d_1 à d_2 est relativement progressif dans la coupe A. Une reprise de la sédimentation en milieu marin ouvert (d_3) fait suite à l'épisode restreint représenté par d_2 . L'importance de la recristallisation dans les calcaires (d_α par exemple) ne permet pas de dire quelle était la texture originelle de la roche. Seuls, quelques fantômes observés dans divers niveaux calcaire (ensemble f, par exemple) permettent de soupçonner que ceux-ci comprenaient une proportion importante de grains (et se déposaient donc dans un milieu relativement agité).

6 - ensemble e (fig. 56) :

a) coupe type (B + C) :

Cet ensemble, épais de 30 m, est relativement monotone puisqu'il est formé d'une suite de séquences klüpféliennes argilo, puis marno-calcaires de plus en plus épaisses. La séquence élémentaire complète comprend de bas en haut :

- des schistes noirs fissiles à patine grise terne, non ferrugineux,
- des calcschistes plus ou moins calcaires à patine grise ou beige, passant vers le haut à des calcaires en plaquettes,
- des calcaires, quelquefois massifs à patine grise (base de e), le plus souvent fortement nodularisés, à patine noire cendrée,
- le sommet de la séquence est souvent très contourné et marqué par une pellicule riche en oxyde de fer.

Des fantômes de grains millimétriques jointifs et de forme ovale ont été observés dans un calcaire de sommet de séquence. En lame mince, les oxydes de fer soulignent la limite extérieure des grains et révèlent quelquefois le débris autour duquel le grain s'est formé. Ce débris est allongé, ce qui explique la forme ovale des grains. Parfois, le débris dont la forme évoque un fragment de coquille, est encore formé de cristaux de calcite perpendiculaires à son allongement.

Les grains visibles dans les sommets de séquence sont donc probablement des oolites formés autour de débris coquilliers. Ils indiquent un niveau d'énergie croissant de la base vers le sommet des séquences, ce qui est bien le cas des séquences klüpféliennes.

Dans la réalité, les séquences élémentaires sont en général incomplètes. Leur évolution a permis de séparer quatre sous-ensembles :

- e_1 : sur 6 m, ces séquences sont peu épaisses et se terminent par un banc de calcaire massif.
- e_2 : sur une dizaine de mètres, leur épaisseur augmente. Elles sont argilo-calcaires vers la base de e_2 , puis complètes (argile, marne, calcaire) vers son sommet.
- e_3 : sur 13 m, les séquences deviennent encore plus épaisses (plusieurs mètres) et très calcaires (les argiles sont peu représentées).

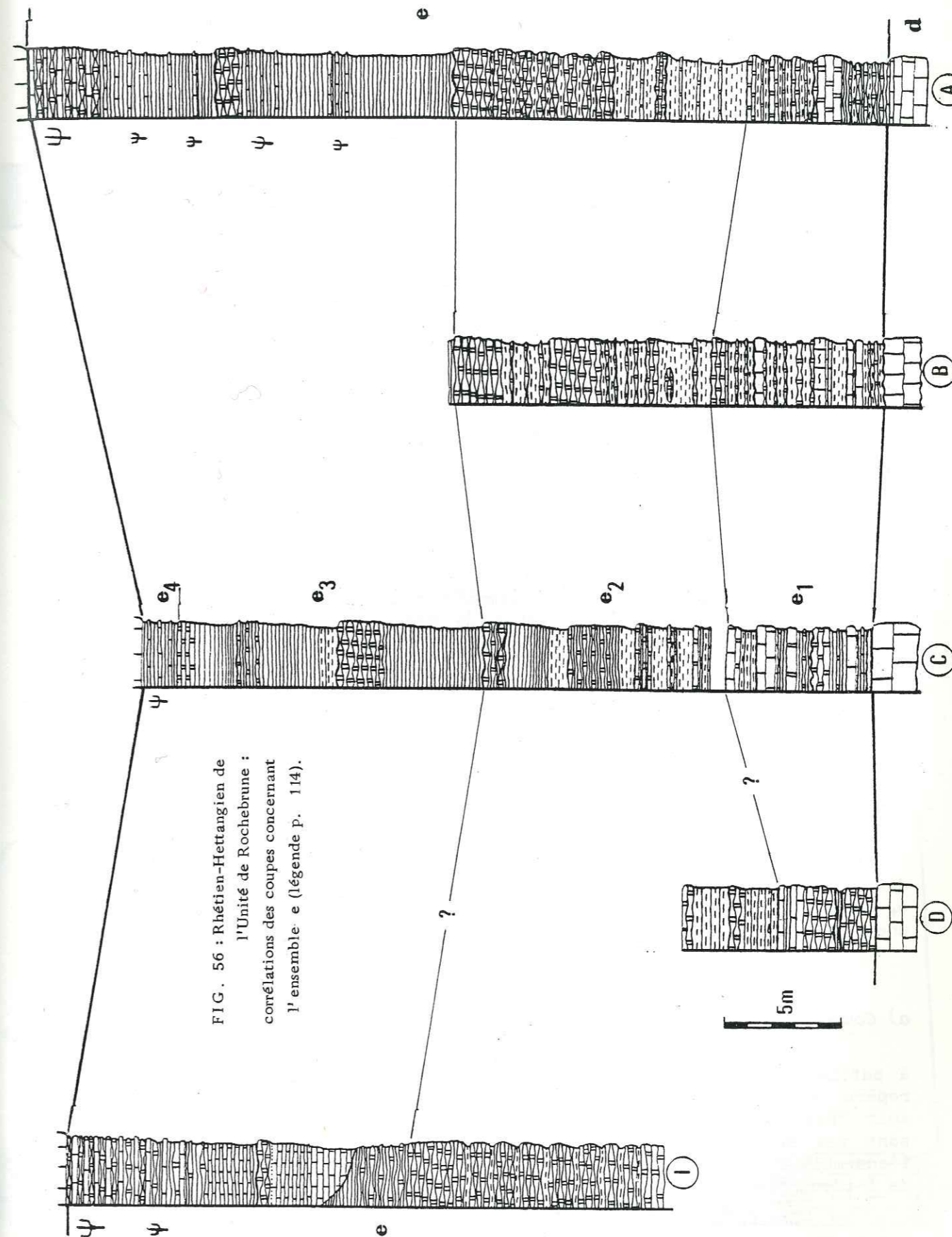


FIG. 56 : Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune :
corrélations des coupes concernant
l'ensemble e (légende p. 114).

Malgré la recristallisation, on distingue dans le banc inférieur quelques lumachelles et des litages entrecroisés. Le banc supérieur contient en son milieu une passée décimétrique dolomitisée par descensum, où de nombreux foraminifères ont été préservés (voir c).

b) Autres coupes :

A la Turge de Peyron, les polypiers branchus abondent dans les deux premiers mètres de f, et forment un véritable récif avec colonies en place. Ils se présentent en touffes serrées. Les tubes, de section centimétrique, recristallisés en calcite blanche à l'intérieur, ont une patine extérieure grise foncée et sont ennoyés dans une matrice calcaire fine à patine claire. Ces polypiers sont bien connus dans le Rhétien-Hettangien de nombreuses régions des Alpes internes (Rochebrune, Lebouché-Bernet-Rollande 1972 ; Vanoise, Ellenberger, 1958 ; Chaberton, Franchi 1929 ; Gondran, Lemoine 1954 ; Val Grana, Franchi, Sturani ; Grand Argentier, Caby 1963). Ce sont des coralliaires fasciculés décrits au Monts des polypiers (Ellenberger, 1958) comme des *Rhabdophyllia*.

Ce véritable calcaire récifal qui forme la base de f à la Turge de Peyron y est suivi d'une épaisse accumulation (2 m) de grandes coquilles de lamellibranches à test épais (*Megalodon*), puis d'un banc de calcaire dolomitique subdivisant le faisceau f en deux parties dans la coupe type. Ici, il contient quelques fragments remaniés de tubes de polypiers.

La partie supérieure de f est ensuite constituée de calcaire massif.

Dans la coupe I, on constate comme à Turge de Peyron, mais sur une épaisseur plus faible, la colonisation de la base de f par les polypiers. Seul, le sous-faisceau inférieur est ici présent, la suite de la série ayant été ravinée par le Lias Prépiémontais (voir § E5).

Dans la coupe K enfin, f présente exactement les mêmes caractéristiques que dans la coupe type.

c) Milieux de dépôt :

Les polypiers branchus fréquemment observés à la base du demi-faisceau inférieur ont toujours été rencontrés en position de vie. La conservation en cet état de touffes de tubes calcitiques n'excédant pas un centimètre de diamètre, pour une longueur de plusieurs dizaines de centimètres implique un milieu de faible énergie, à l'abris de l'action des vagues, les touffes étant probablement ennoyées par la boue calcaire au fur et à mesure de leur croissance. D'autre part, les "récifs" se présentaient sous forme de Patch-Reef dispersés, n'atteignant que localement une épaisseur importante (Turge de Peyron). On observe parfois au sommet de ces calcaires construits des touffes de polypiers ennoyées dans une boue dolomitique indiquant une tendance à l'émersion.

Au niveau de la partie médiane du demi-faisceau inférieur, on constate une augmentation de l'énergie du milieu, marquée par le dépôt d'un calcaire dolomitique lumachelique formé de grains jointifs (packstone). Il est probable que le calcaire massif à patine grise qui forme la majeure partie du "Faisceau à polypiers" présentait avant la recristallisation alpine la même texture, celle-ci n'étant préservée que dans les parties dolomitiques.

A la base du demi-faisceau supérieur, un petit niveau dolomitique indique un retour éphémère à des conditions proches de l'émersion. Quelques

galets se trouvent remaniés dans cette boue dolomitique. Puis le faciès redevient analogue à celui du banc inférieur (calcaire massif à patine claire).

Dans la partie médiane de ce demi-faisceau supérieur, une fine passée dolomitique permet d'observer la texture originelle de la roche. Celle-ci dénote un milieu relativement agité, dans un environnement récifal. On y trouve de nombreux foraminifères : triasines (*Triasina hantkeni*), involutines (*Aulotortus communis*, *Aulotortus tumidus*), glomospères et glomospères (det. : L. Zaninetti).

8 - Ensemble g (fig. 57) :

a) Coupe type (B) :

Cet ensemble, épais d'une dizaine de mètres, est formé de bancs calcaires d'épaisseur généralement inférieure au mètre, massifs ou plus rarement noduleux, et comprend trois intercalations de dolomies blanches ou jaunes. On y trouve également quelques intercalations pluridécimétriques de calcaires en plaquettes centimétriques noires à beiges. L'organisation en séquences n'est pas évidente. Seule, la troisième intercalation dolomitique représente manifestement un sommet de séquence.

b) Autres coupes :

Dans les coupes K et L, les patines sont de meilleure qualité que dans la coupe type. On y retrouve la même succession, avec les informations complémentaires suivantes :

1. Cet ensemble peut avoir un caractère réduit (coupe L, par rapport à K). Cette réduction précède la discordance sédimentaire que l'on connaît au sommet de l'ensemble h (voir § 9).

2. La seconde intercalation dolomitique est formée de deux bancs. Le premier de ces deux bancs montre de petites failles synsédimentaires normales. Le second montre quelques fentes de dessiccation.

3. La troisième intercalation dolomitique, ocre à son sommet, montre des polygones de dessiccation dans lesquels pénètre un encroûtement péritique brun-vert.

La coupe E, par contre, est sensiblement différente de la coupe type. Les calcaires massifs y prédominent et seule la première intercalation dolomitique a pu être reconnue avec certitude. Cependant, cette coupe affleure dans de mauvaises conditions.

c) Milieux de dépôt :

Les premiers bancs de calcaire situés à la base de l'ensemble g ont une couleur très sombre évoquant une mise en place en milieu réducteur et l'absence de courants. Ces caractères contrastent avec ceux des calcaires de l'ensemble f, et permettent de soupçonner l'existence d'un accident à la fin du dépôt de f. Les calcaires à patine grise de l'ensemble g sont également différents de ceux de l'ensemble f. Ils montrent en effet de nombreuses pistes qui laissent supposer une induration précoce en milieu probablement subémersif. Cette tendance à l'émersion est confirmée par l'observation des bancs de dolomie qui présentent des pseudomorphoses de cristaux d'évaporites, des fentes ou polygones de dessiccation, des laminations d'origine stromatolitique et des birdseyes.

On constate donc par rapport à l'ensemble f un retour au milieu de dépôt intertidal haut à supratidal. Les conditions sont voisines de celles observées durant le dépôt de l'ensemble c, la seule différence notable étant la pauvreté en schistes noirs.

9 - Ensemble h (fig. 57) :

a) Coupe type (C) :

L'ensemble h débute avec la première intercalation de calcschistes francs après la fin du "Faisceau à polypiers". Il comprend vers sa base un faisceau métrique de dolomie à patine blanche (repère h_{α} sur fig. 57) où l'on ne relève plus d'indice d'émersion, mais qui révèle au contraire une tendance marine franche (lumachelle, entroques).

L'ensemble h se poursuit par des calcaires plus ou moins noduleux où l'on relève encore un sommet de séquence dolomitisé. Ces calcaires constituent ensuite eux mêmes le sommet de séquences de comblement à base schisteuse. La dernière de ces séquences, dont le sommet est marqué par un encroûtement ferrugineux, est surmontée de calcschistes gris ou beiges monotones.

b) Autres coupes :

Dans la coupe K, l'ensemble h débute par des schistes francs. Sa moitié supérieure montre clairement des séquences argilo-calcaires, puis marno-calcaires. Les calcaires de sommet de séquence sont souvent lumacheliques et riches en entroques. L'un de ces calcaires a fourni quelques touffes de polypiers branchus.

Dans la coupe L, la partie supérieure de l'ensemble h est tronquée par la discordance qui le sépare de l'ensemble i.

c) Milieux de dépôt :

Cet ensemble montre une tendance marine nette. Le sommet des séquences élémentaires (c'est-à-dire le faciès le plus interne) est d'abord constitué de dolomie, puis de calcaire récifal ou de calcaire à entroques. L'ensemble h a donc un caractère transgressif.

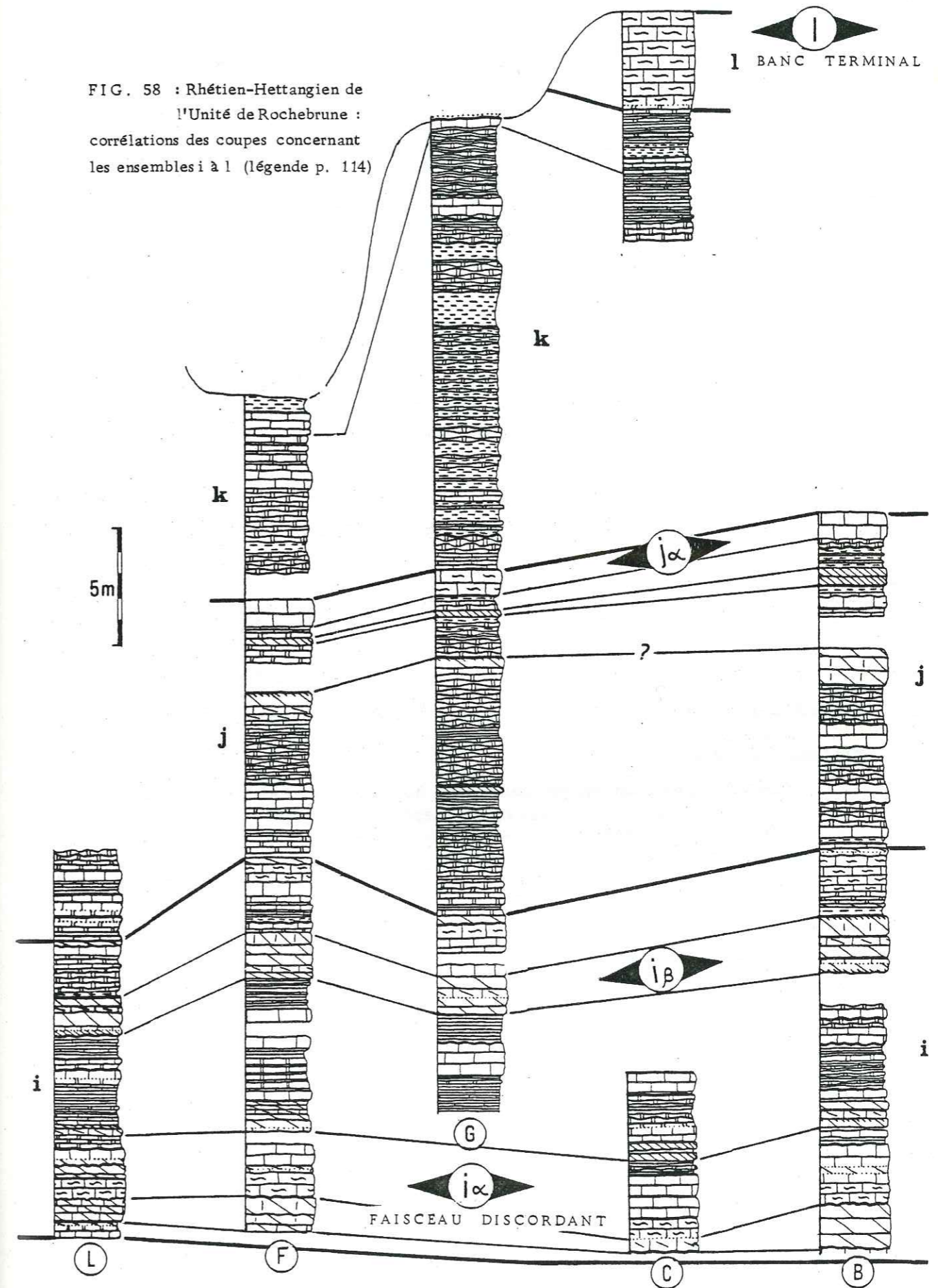
Remarquons que les schistes noirs apparaissent dans cet ensemble (en base de séquence), alors qu'ils n'existaient pas dans l'ensemble précédent, à caractère beaucoup plus interne. Ils doivent donc bien être ici interprétés comme un faciès externe, contrairement aux schistes de l'ensemble c par exemple (voir § 4a).

10 - Ensemble i (fig. 58) :

Cet ensemble repose localement (coupe L) en discordance sur l'ensemble h. Le faisceau calcaréo-dolomitique qui se trouve à sa base sera donc dénommé dans ce qui suit "Faisceau discordant" (repère i_{α}).

a) Coupe type (B + C) :

Le "Faisceau discordant" est un repère important (voir description § D). Il se détache dans la topographie par rapport aux calcschistes de h qu'il surmonte. Le premier banc métrique de ce faisceau, formé d'alternances calcaréo-dolomitiques, témoigne de nombreux remaniements synsédimentaires : petites failles, ravinements, glissements, galets,



bioturbations. Cela en fait un banc caractéristique facilement reconnaissable même lorsqu'il est isolé (en éboulis par exemple) et qui débord largement le cadre de l'Unité de Rochebrune (voir § G4). Souvent, les lits plus calcaires de ce banc ont une limite inférieure diffuse et sont ravinés par de la dolomie blanche, donnant ainsi une fausse impression de "séquences" calcaréo-dolomitiques à polarité inverse.

Outre ce premier banc métrique, suivi de calcaires à septa dolomitiques ondulés, l'ensemble i contient deux intercalations de dolomie franche: La première a livré en base de bancs de beaux moulages de polygones de dessiccation de taille pluridécimétrique. La seconde (repère i_{β} , fig. 58) contient des laminations mécaniques et algaires, fentes de dessiccation, structures en teepee, birdseyes.

Le reste de l'ensemble i est essentiellement formé de calcaires plus ou moins nodularisés. Ceux-ci, de plus en plus développés, constituent la majeure partie de la dernière séquence élémentaire de l'ensemble qui est cependant encore couronnée d'une dolomie à birdseyes.

b) Autres coupes :

A Côte-Belle (au voisinage des coupes K et L), des brèches sont localement visibles à la base de i. La première des deux intercalations dolomitiques, moins développée que dans la coupe type, montre des plaquettes rubannées à fines laminations d'origine stromatolitique recoupées par des fentes de dessiccation. Leur surface a une couleur lie de vin caractéristique.

Dans la coupe G, la seconde intercalation dolomitique montre également des fentes de dessiccation.

Remarquons que, bien qu'épais d'une vingtaine de centimètres seulement, le sommet de séquence dolomitique choisi comme limite supérieure de l'ensemble est présent dans toutes les coupes relevées.

c) Milieux de dépôt :

Les figures contenues dans les dolomies ou calcaires dolomitiques de cet ensemble indiquent un milieu de dépôt intertidal haut à supratidal. Les calcaires représentent les épisodes à caractère plus marin. On assiste à un retour à des conditions analogues à celles correspondant au dépôt de l'ensemble g (milieu subémersif).

Remarquons le contraste qui existe entre le sommet de l'ensemble h, franchement marin, et la base de l'ensemble i, proche de l'émersion. Ce contraste est à rapporter à un événement tectonique synsédimentaire (voir § E 4b), qui se traduit localement par une discordance (coupes K,L).

11 - Ensemble j (fig. 58) :

a) coupe type (B) :

L'ensemble j, épais d'une quinzaine de mètres, est formé en majorité de calcaires massifs ou noduleux ordonnés en séquences. Les sommets de séquences sont constitués par les calcaires massifs souvent surmontés d'un encroûtement dolomitique. Quelques bancs de dolomie blanche ou ocre apparaissent dans la moitié supérieure de l'ensemble, mais on n'y trouve aucun indice d'émersion.

Le sommet de l'ensemble j est formé d'un banc calcaire massif (repère j_{α}) à patine grise, d'épaisseur supérieure au mètre, qui surmonte quelques schistes et un gros banc de dolomie ocre massive. Cette association (dolomie ocre/schiste/banc calcaire massif) est la même que celle du sommet

de l'ensemble d. Cependant, les pseudomorphoses de cristaux d'évaporites, abondants dans les dolomies du sommet de l'ensemble d, sont ici totalement absentes.

b) Autres coupes :

Dans la coupe L, seule la partie inférieure de l'ensemble j a été déterminée avec certitude. Elle se distingue de la coupe type par l'apparition, 4 m au-dessus de sa base, d'importants encroûtements ferrugineux ravinant les surfaces de bancs et de quelques galets centimétriques plats remplissant de petites poches.

Dans la coupe G, l'ensemble j est plus épais que dans la coupe type et ne lui est pas comparable banc par banc, hormis le faisceau-repère (dolomie / schiste / calcaire massif) de son sommet. On observe un banc supplémentaire de dolomie contenant de nombreuses coquilles de lamellibranches. Une entroque y a été vue.

Dans la coupe F, par contre, l'ensemble j est comparable banc par banc à celui de la coupe type. Ainsi que dans la coupe G, quelques brèches sédimentaires à blocs centimétriques à décimétriques de calcaire noir existent vers le sommet de l'ensemble.

c) Milieux de dépôt :

On observe une évolution vers un milieu marin franc, probablement peu profond puisqu'on trouve encore quelques intercalations dolomitiques et très peu d'argilites et marnes. On remarque que certains secteurs commencent à se singulariser (coupe G) et que quelques brèches apparaissent, qui traduisent les prémices de l'important événement paléotectonique de la fin de l'Hettangien (voir § E5).

12 - Ensemble k (fig. 58) :

a) Toutes les coupes :

Cet ensemble contient successivement :

1. une suite de séquences de comblement schisto-calcaires parfois terminées par du calcaire massif. Les schistes y sont bien développés.

2. un épisode à dominante calcschisteuse, terminé par quelques bancs décimétriques de calcaire noir massif à coquilles de lamellibranches de moyenne et grande taille (jusqu'à 5 cm). Ces coquilles, entières, sont fortement costulées (côtes radiales) et elles existent au même niveau de la série dans l'autres unités prépiémontaises (Peouvou, voir § G2) ou brianconnaises (Lac de l'Ascension, voir § G4).

Dans la coupe F, l'ensemble k est réduit mais on observe les coquilles costulées à son sommet.

Dans la coupe C, seul le sommet de k est observable et contient des lumachelles.

b) Milieux de dépôt :

L'évolution vers le domaine marin, amorcée dans l'ensemble j, s'accroît ici. Pour la troisième fois, on observe au sein de la série du Rhétien-Hettangien prépiémontais une évolution progressive du domaine subémersif au domaine marin ouvert.

13 - Ensemble 1 (fig.58) :

a) Description :

Il s'agit d'un banc d'épaisseur décimétrique de calcaire massif à patine grise parcouru de septa siliceux ondulés régulièrement espacés (de 0,1 m environ). C'est un repère bien connu dans tout le domaine prépiémontais qui sera dénommé dans ce qui suit "Banc terminal". Sa confusion avec le "Faisceau à polypiers" (§6) est impossible car ce dernier est subdivisé en deux bancs tandis que le "Banc terminal" est unique. A sa base, il existe un passage transitionnel depuis les calcaires en plaquettes sous-jacents ; par contre, son sommet est toujours marqué par :

1. une discontinuité et parfois une surface de ravinement avec brèches.

2. une brusque variation de lithofaciès : le premier banc de Lias Prépiémontais a une patine caractéristique roussâtre qui contraste avec la patine grise du banc terminal, et il contient souvent de nombreuses entroques et quelques bélemnites.

De plus, le "Banc terminal" contient parfois (300 m au Nord-Ouest du Col de Prafauchier) des silex noirs en rognons décimétriques développés parallèlement à la stratification.

b) Milieux de dépôt :

L'état de recristallisation du calcaire ne permet pas de le préciser. On remarque seulement :

- l'absence de toute lumachelle.
- la présence d'accidents siliceux (septa ou silex francs) qui évoquent un milieu relativement profond.

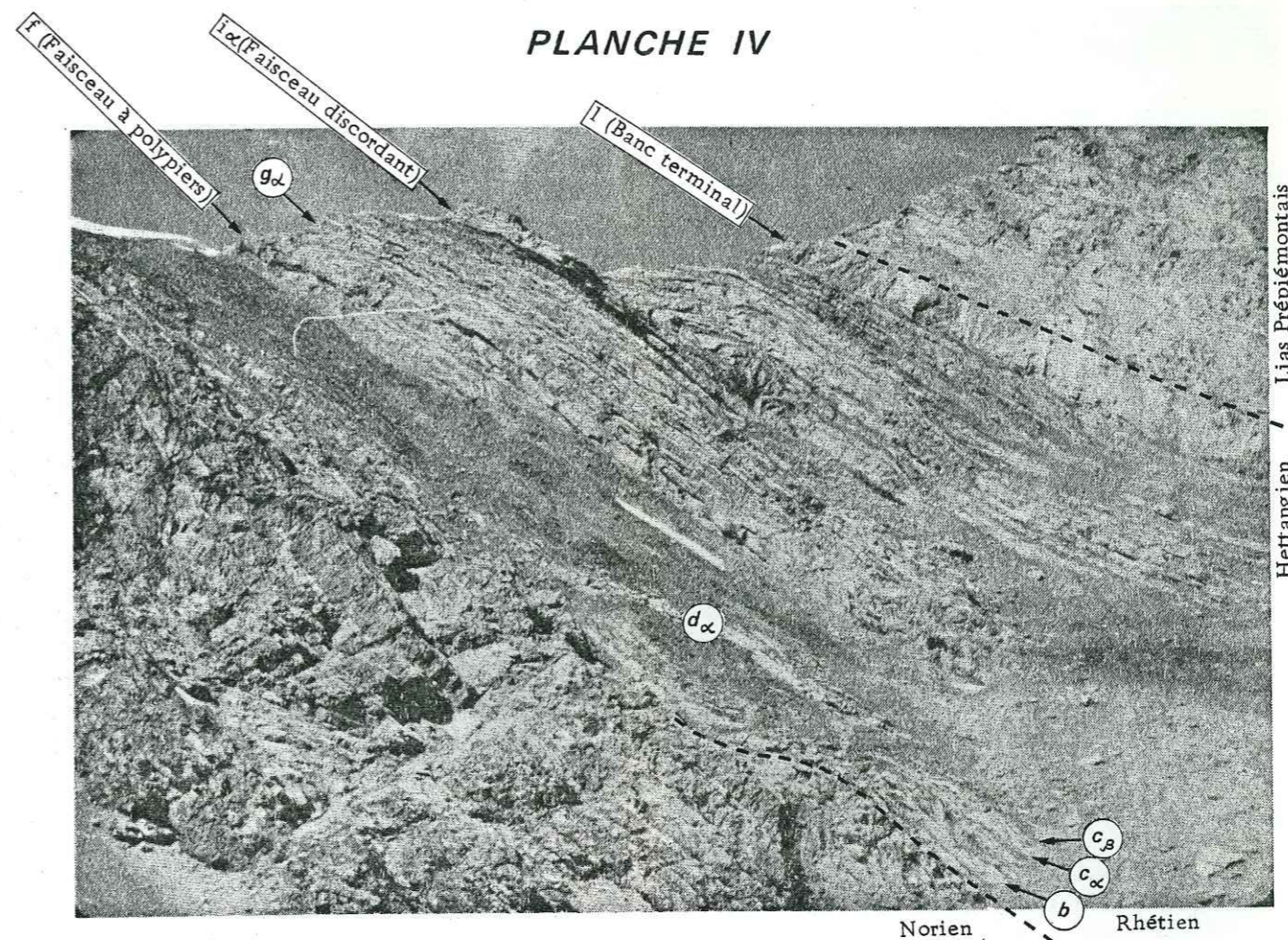
A la fin du dépôt de ce dernier ensemble se produit une interruption de sédimentation d'une durée probablement assez longue (au moins une partie du Sinémurien), qui est liée à un épisode paléotectonique important (voir § E5). Celui-ci s'accompagne localement du ravinement de toute (versant Est de la crête comprise entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade) ou partie (Ouest du Lac des Cordes, coupe I) de la série du Rhétien-Hettangien et du dépôt dans les dépressions d'une brèche à gros blocs.

D- DESCRIPTION DES BANCS ET FAISCEAUX REPERES DU RHETIEN-HETTANGIEN

La continuité latérale de ces bancs et faisceaux, métriques pour la plupart, est remarquable et justifie la présente description. C'est grâce à eux qu'ont pu être corrélées de façon précise les successions partielles prélevées en divers points de l'Unité (cf. Fig. 49). Ces bancs ou faisceaux sont essentiellement formés de dolomie ou de calcaire massif à patine grise. En effet, les calcaires nodularisés à patine cendrée, les calcschistes et les schistes constituent dans le détail de mauvais repères.

Ces bancs ou faisceaux sont décrits dans l'ordre stratigraphique, et précédés de leur abréviation. On se reportera à la fig. 54 pour les situer par rapport aux ensembles subdivisant la formation, qui sont décrits dans le § C.

PLANCHE IV

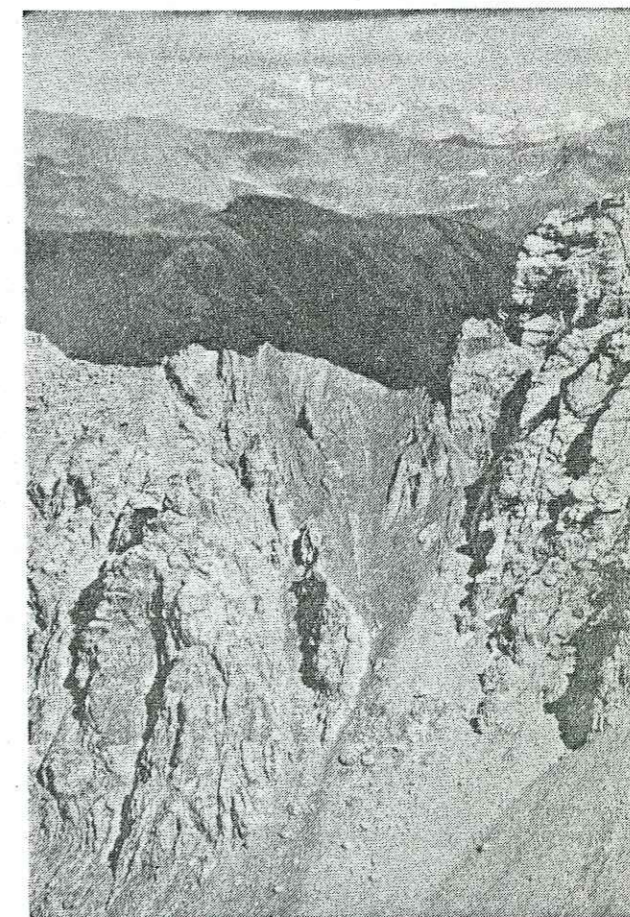


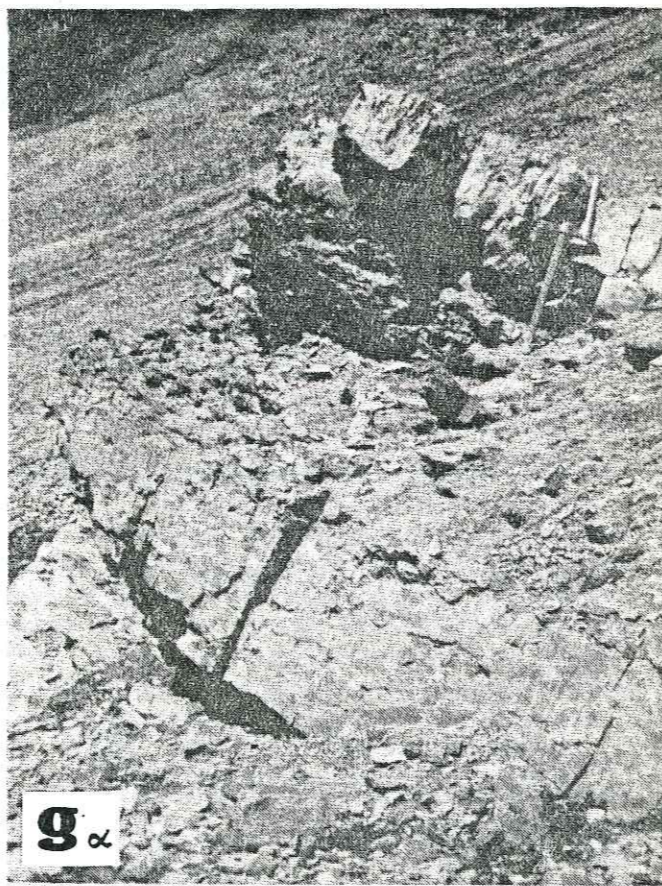
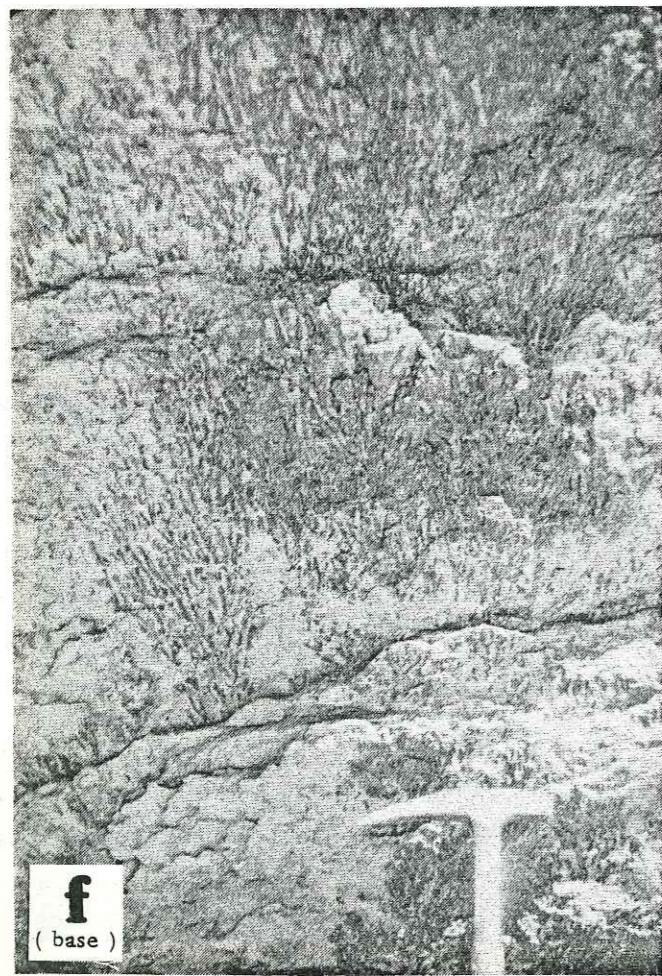
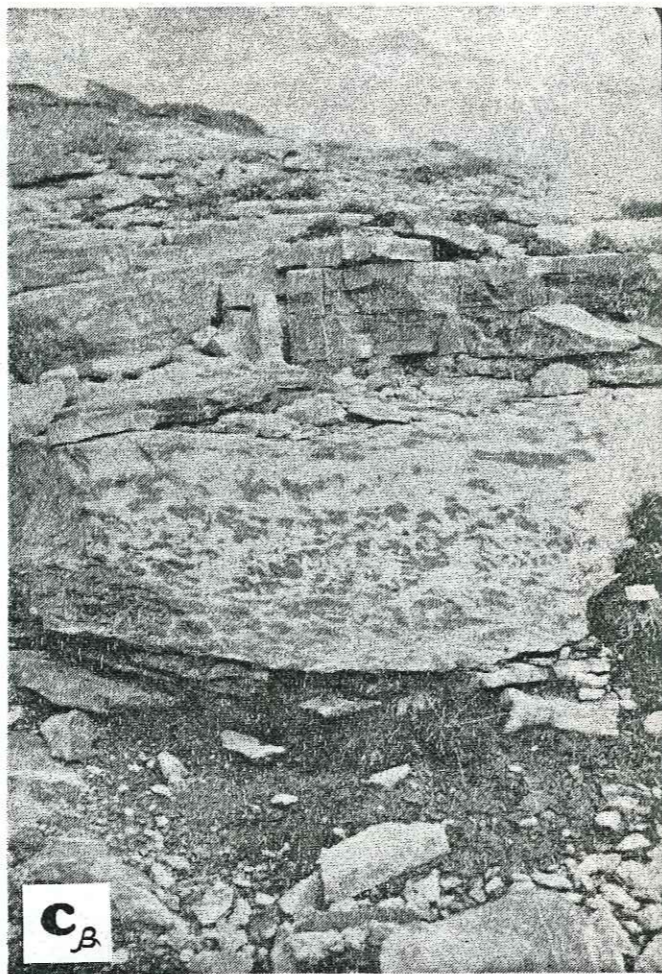
Le Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie ; localisation des principaux bancs repères.

Deux coupes ont été levées à cet endroit : la coupe B, au bas des affleurements (fig. 100-101), et la coupe C, sur la crête (fig. 101-102).

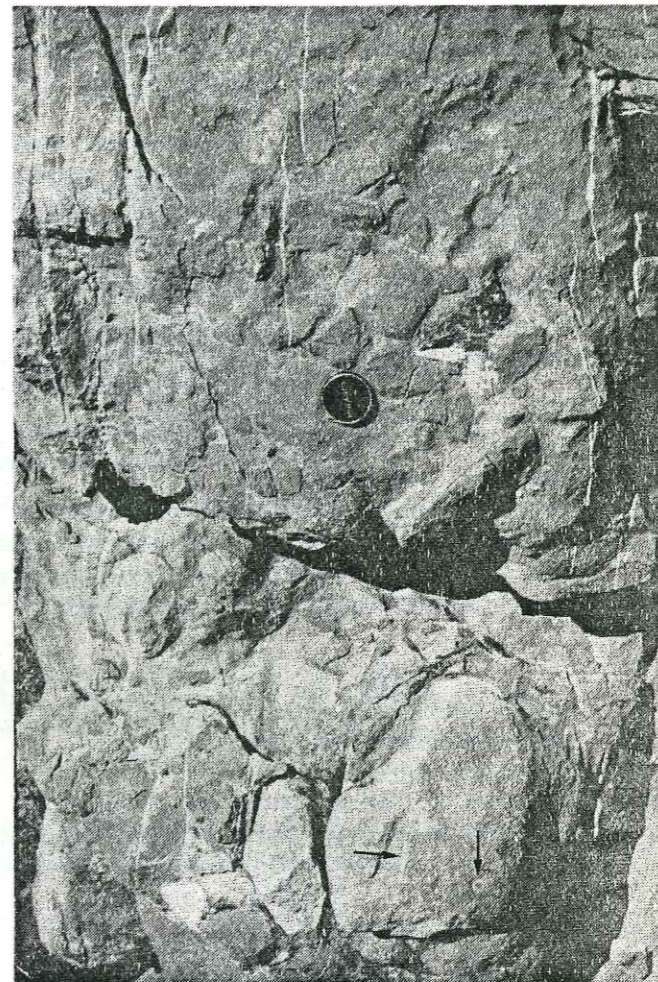
On remarquera l'organisation en mégaséquences à base calcaire et dolomitique et à sommet pélitique et marneux (ces sommets de mégaséquence sont bien visibles sous chacun des bancs repères f, i_α , l.). Voir fig. 54 p. 113.

Un exemple de "Pincée orientale de Rhétien" : la pincée du compartiment de la Charvie (voir fig. 27 et B2, b).





Quelques bancs et faisceaux repères du Rhétien-Hettangien (voir fig. 54)



i_{α} , "Faisceau discordant" et détail du banc inférieur (Côte Belle)

Un aspect de la brèche de la base du Lias Prépiémontais. La matrice, nombreuses pentacrinés et quelques bélemnites, remanie des éléments de calcaires Rhétien-Hettangien (sombres, autour du bouchon d'objectif), et un gros galet d'encrinite à bélemnites (clair ; les bélemnites sont indiqués par des flèches). Moraine au NW du col de Chaudemaison.

b : Récurrence de dolomie massive à patine grise, à faciès de type Norien, en gros bancs semi-métriques jointifs. L'un de ces bancs, situé aux deux tiers à partir de la base, se distingue par sa patine noire.
Épaisseur : 4 à 6 m.

c_α : Premier faisceau repère dolomitique de l'ensemble c. On le trouve sous son aspect caractéristique 200 m. Au Sud de la Turge de Peyron, quelques mètres en contrebas de la crête dans le versant NW du Cirque de la Charvie. Il se compose de trois bancs :

1. un banc de 1 m de calcaire noir lité à nombreux septa et passées dolomitisées. Il comprend des lumachelles à sa base.
2. un banc d'épaisseur inférieure à 1 m de dolomie litée blanche à jaune à passées discontinues de calcaire non dolomitisé.
3. un banc d'épaisseur inférieure à 0,50 m de dolomie massive blanche à jaune, chargée en cristaux d'albite néoformée, et limité par une surface supérieure tranchée et irrégulière à placage schisteux.

c_β : Deuxième faisceau repère dolomitique de l'ensemble c. On peut l'observer au même endroit que c_α, quelques mètres au-dessus. Il se compose de deux bancs :

1. un banc de 0,30 m à 0,50 m calcaire à sa base, puis formé de dolomie blanche à nombreux galets ou enclaves calcaires pluricentimétriques à contours irréguliers évoquant parfois des fragments de bancs remaniés.
2. un banc moins épais de calcaire dolomitique à fines laminations se débitant parfois en plaquettes.

d_α : Banc calcaire repère du sommet de l'ensemble d. Ce banc calcaire gris à noir massif est bien individualisé. Il forme notamment un relief sur la crête au Sud de la Turge de Peyron. Il surmonte quelques décimètres de schistes noirs et plusieurs bancs de dolomie à patine ocre et à pseudomorphoses de cristaux de gypse, alternant avec des schistes noirs.
Épaisseur : 2 m.

f : "Faisceau à polypiers" ; cet épais faisceau de bancs à dominante calcaire partage la formation du Rhétien-Hettangien en deux parties d'épaisseur équivalente et se repère très facilement dans la topographie. Il fait l'objet d'une description détaillée dans le § C7 (ensemble f). Nous ne rappellerons donc ici que ses principales caractéristiques :

- il se présente sous forme de deux gros bancs calcaires (4 à 6 m chacun) séparés par quelques petits bancs calcaires et dolomitiques.
- les polypiers qui lui sont associés se trouvent à sa base, sous forme de touffes serrées de tubes calcitiques, et peuvent envahir les deux premiers mètres du banc inférieur (des bancs décimétriques à polypiers existent déjà au sommet de l'ensemble calcschisteux qui précède f).
- l'épaisseur totale de f est de l'ordre de 10 m.

g_α : Faisceau calcaréo-dolomitique du sommet de l'ensemble g : c'est un repère particulièrement fidèle. Il est constitué successivement de :

1. deux bancs de dolomie à patine blanche ou jaune claire, épais chacun de 30 à 50 cm. Le premier montre deux ou trois lits calcaires pluricentimétriques qui sont parfois (coupe K) décalés par des petites failles synsédimentaires.
2. deux à trois mètres de calcaire, massif à patine grise et septa ondulés dans la moitié inférieure, puis noir à patine cendrée et en bancs décimétriques nodularisés dans la moitié supérieure.
3. un banc dolomitique épais de 20 à 40 cm, à patine jaune, puis ocre à son sommet, parfois précédé d'un petit banc de calcaire gris, et constituant un couronnement de séquence. Ce banc présente souvent des polygones de dessiccation à sa surface supérieure.

Ce faisceau est constamment présent dans l'Unité de Rochebrune. Il existe également au Mont Chaberton.

h_α : faisceau dolomitique repère de l'ensemble h, formé de trois bancs dolomitiques d'épaisseurs équivalentes, totalisant environ 1,5 m. Le premier de ces trois bancs est le seul à contenir des coquilles centimétriques de lamellibranches, parfois en abondance. Le second est constitué de dolomie à patine blanche, massive ou à laminations. Le troisième est constitué de dolomie à patine blanche, massive, jaune à son sommet.

i_α : "Faisceau discordant". Ce faisceau calcaréo-dolomitique repose localement en discordance sédimentaire sur l'ensemble précédent (h). Il est principalement formé de trois bancs :

1. un banc inférieur, formé d'alternances décimétriques de lits calcaires à patine grise, et dolomitiques à patine blanche, affectés de nombreux remaniements : failles synsédimentaires, glissements synsédimentaires, galets, ravinements, bioturbations, etc... Ces remaniements, bien mis en valeur par l'alternance de lits à patines différentes, en font un banc très caractéristique, facilement reconnaissable en éboulis, par exemple. Épaisseur : 0,8 à 1,5 m.
2. un banc médian calcaire, à patine grise, parcouru de fins septa dolomitiques ondulés régulièrement espacés (de 0,1 m environ). Ce banc est séparé du banc inférieur par une surface de ravinement fortement ondulée et généralement encroûtée d'oxyde de fer. Épaisseur : 1 m.
3. un banc supérieur calcaire massif plus ou moins dolomitisé, éventuellement subdivisé ou deux bancs, et généralement plus calcaire dans sa partie supérieure. Épaisseur : 1 à 2 m.

Ce faisceau repère est d'autant plus marqué dans la topographie qu'il surmonte les calcschistes fissiles peu compétents de la partie supérieure de l'ensemble h. Il est omniprésent dans l'Unité de Rochebrune, et a été reconnu également au Mont Chaberton et en zone briançonnaise (voir § G1 et 4) avec des caractéristiques identiques. Épaisseur totale : 3 à 4,5 m.

$i\beta$: Ce faisceau formé de trois ou quatre bancs de dolomie blanche massive à passées calcaires, totalisant une épaisseur de 1,7 à 2,3 m, peut-être confondu avec le faisceau repère $h\alpha$. On l'en différencie au moyen des critères suivants :

- $h\alpha$ surmonte des calcaires massifs, tandis que $i\beta$ surmonte des calcschistes.
- le premier banc de $h\alpha$ contient de nombreuses coquilles centimétriques de lamellibranches, entières ou brisées. Les bancs de $i\beta$ sont tous azoïques.
- $i\beta$ contient des indices d'émersion (fentes de dessiccation, birdeyes), contrairement à $h\alpha$ qui peut par contre contenir des entroques.

$j\alpha$: Ce banc calcaire massif est précédé de quelques alternances schisto-calcaires et d'un ou deux bancs de dolomie ocre massive. Cette association est la même que celle que nous avons vu dans le cas du repère $d\alpha$. On pourra distinguer ces deux repères en sachant que :

- $j\alpha$ est moins épais que $d\alpha$ (environ 1 m).
- $j\alpha$ est précédé d'alternances calcaréo-schisteuses alors que $d\alpha$ est précédé de schistes noirs.
- les bancs de dolomie ocre situés sous $d\alpha$ contiennent de nombreuses pseudomorphoses de cristaux de gypse, ce qui n'est pas le cas des bancs situés sous $j\alpha$.

l : "Banc terminal" ; il s'agit de l'épais banc de calcaire massif gris qui couronne la série du Rhétien-Hettangien. Son épaisseur est variable (5 à 10 m). La confusion avec le repère f (Faisceau à polypiers) est impossible car :

- l est un banc unique, tandis que f apparaît subdivisé en deux gros bancs.
- l présente des septa siliceux ondulés régulièrement espacés (et parfois des silex), tandis que f est formé de calcaires massifs sans septa, mais avec quelques passées dolomitisées décimétriques.

E- TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE D'AGE TRIAS SUPERIEUR-LIAS INFÉRIEUR :

De nombreux témoignages de l'apparition de pentes locales et de mouvements de tectonique synsédimentaire existent dans le Trias supérieur et le Lias inférieur de l'Unité de Rochebrune. Certains sont directement observables sur le terrain (brèches, chenaux discordances) ; d'autres n'ont pu être mis en évidence que grâce à la lithostratigraphie précise décrite au § C. Ces indices et les numéros des paragraphes dans lesquels ils sont décrits, sont portés en regard de la colonne stratigraphique synthétique de la fig. 59 .

1- Mouvements distensifs d'âge Norien probable :

Ces mouvements se traduisent sur le terrain par la présence de Brèches sédimentaires remplissant des paléofractures ouvertes ("filons

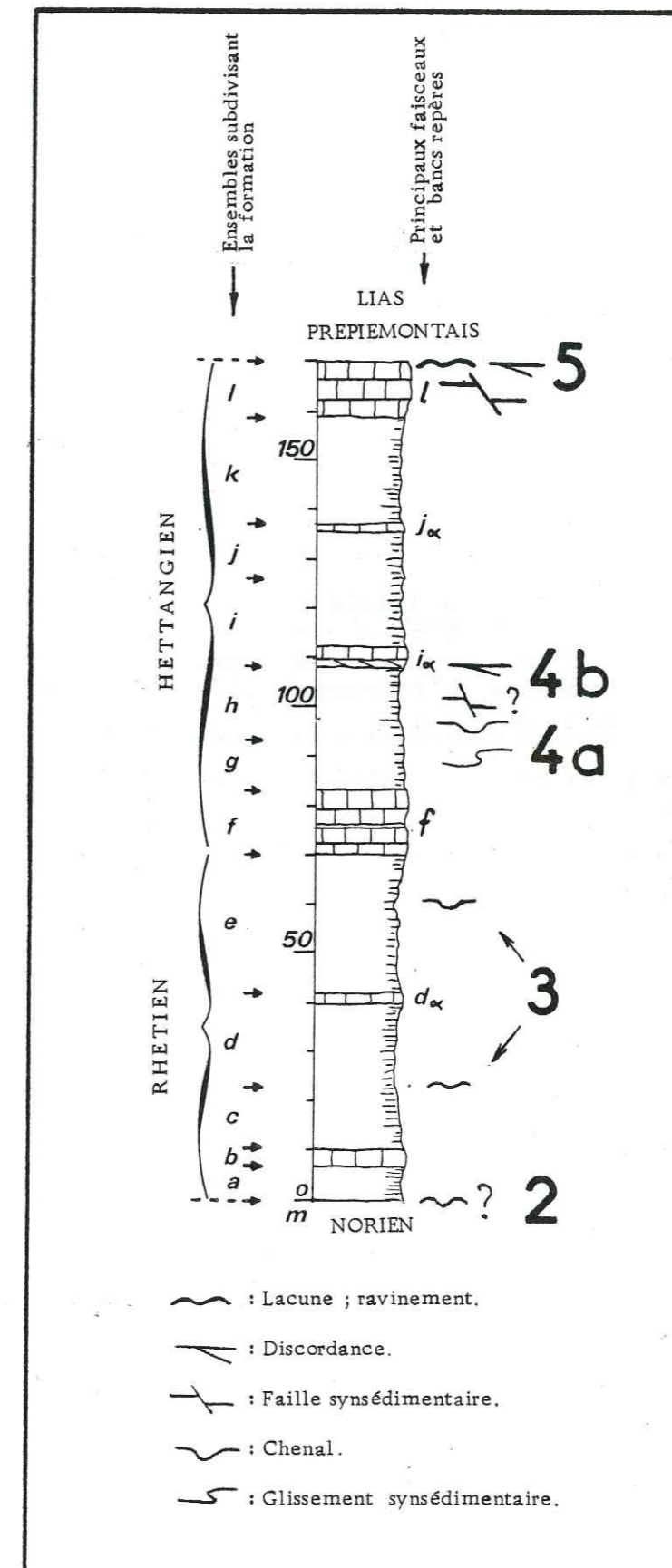


FIG. 59 : Principaux indices de tectonique synsédimentaire portés en regard de la succession stratigraphique schématique du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune. (à droite, numéros des paragraphes dans lesquels sont décrits ces indices).

clastiques"). La fig. 60a représente l'une de ces paléofractures. Celle-ci est de petite taille, mais permet d'observer :

- la brèche, exclusivement formée de dolomies (blocs et graviers anguleux de couleurs variées, dans une matrice dolomitique grise sombre ; la taille des éléments n'excède pas 10 cm). Elle est polygénique et non triée. La largeur du "filon" de brèche est de l'ordre de 0,5 m. La limite brèche-banc est nette, mais les parois du filon sont sinueuses.

- le décalage des bancs de part et d'autre du filon de brèche; il s'agit donc bien d'une paléofaille normale ouverte.

La paléofaille de la fig. 60a constitue le modèle "en miniature" d'un phénomène probablement fréquent dans le Norien de l'Unité de Rochebrune. En effet, on retrouve la même brèche sédimentaire en différents points de l'Unité, et notamment :

1. Tout au long de la faille FL (fig. 60b,c), où elle occupe une largeur pouvant aller jusqu'à 20 m. La limite brèche-bancs, nette, présente des invaginations accentuées évoquant un remplissage karstique. Le fait que le couloir de schistosité de FL recoupe la brèche sédimentaire indique ici une réactivation de la paléofaille.

2. Le long des failles limitant au SW chacune des trois "pincées orientales de Rhétien" (ces trois pincées sont localisées sur la fig. 23 et la plus méridionale est schématisée en d sur la fig. 60 ; les failles sont, du Nord au Sud, FD, FF et FJ). La brèche sédimentaire est alors comprise entre le Norien situé au SW de la faille d'une part, et la faille proprement dite d'autre part (fig. 60 d). Dans ce cas, nous avons confirmation de la réactivation d'une paléofaille car :

- la brèche est bien sédimentaire ; ce n'est pas une brèche tectonique liée au fonctionnement de la faille. Ce dispositif s'est donc mis en place en deux étapes : (1) dépôt de la brèche sédimentaire, et (2) fonctionnement de la faille.
- cette brèche ne contient que des éléments noriens. Bien qu'elle sépare les bancs du Norien (tronqués) de ceux du Rhétien, (fig. 61), son interprétation comme "conglomérat de base" du Rhétien est exclue car dans le cas de la pincée orientale du compartiment de la Charvie, les bancs de Norien que la brèche tronque perpendiculairement à la stratification supportent 600 m à l'Ouest leur couverture rhético-liasique complète, sans discordance. La seule interprétation valable est donc une paléofaille ouverte intranorienne, comme celle qui vient d'être décrite au début du § 1 ; la faille (FD, FF ou FJ) empruntant postérieurement le tracé de la paléofaille, aurait amené les bancs de Rhétien au contact de la brèche dans le cas (symbolisé par d) des pincées orientales. Ceci confirme la mise en place du dispositif en deux étapes.

Quel est l'âge de ces paléofailles ? Nous venons de voir qu'elles sont antérieures au fonctionnement des failles FL (1.) et FJ (2.). Or, dans la pincée de Rhétien située au NE de la Turge de la Suffie (disposition analogue au schéma d mais avec une plus grande épaisseur de couverture post-norienne préservée par l'érosion), la faille FF (homologue de FJ) est cachetée par la base du Lias Prépiémontais. Elle a fonctionné vers la limite

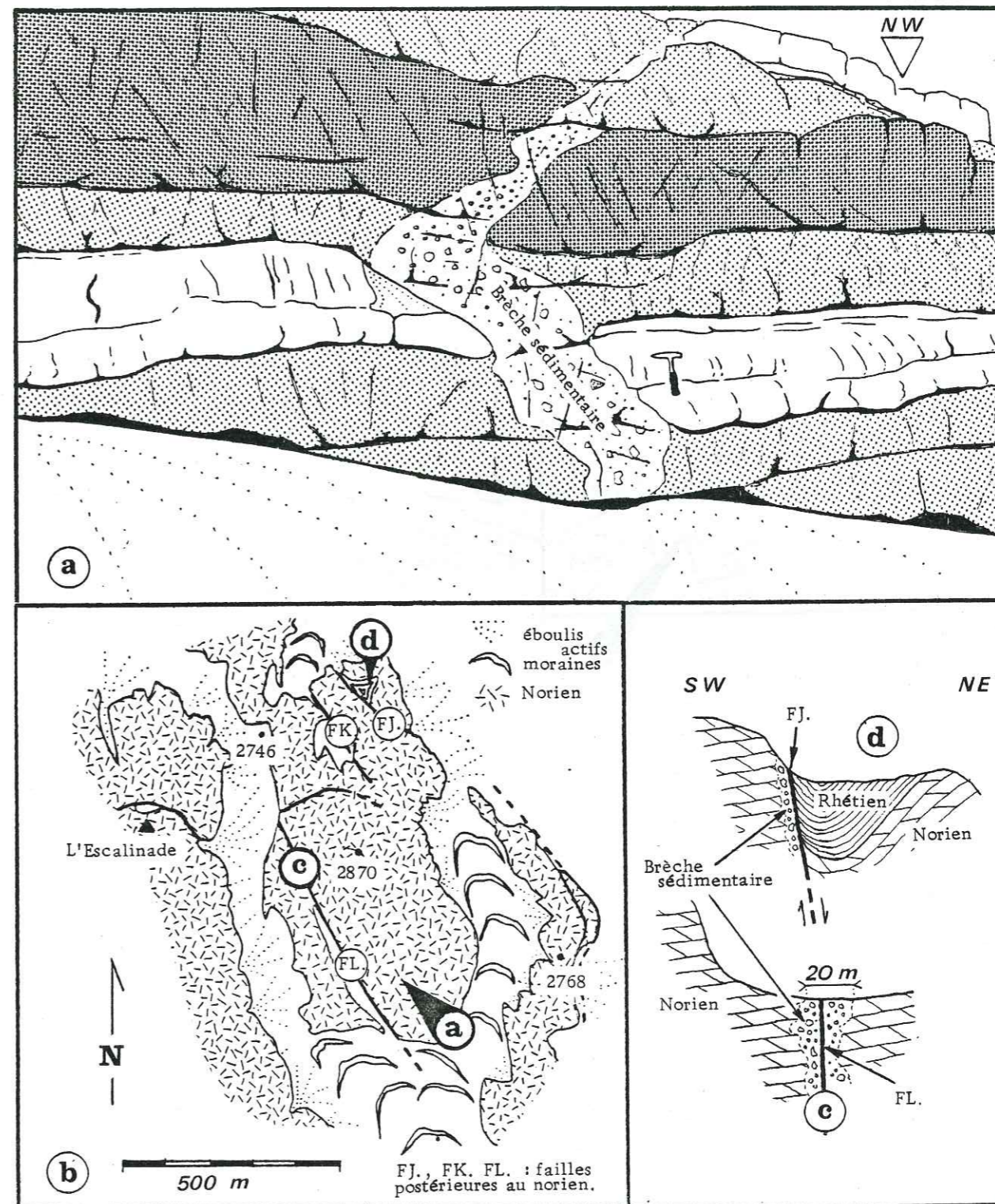


FIG. 60 : Failles synsédimentaires ouvertes noriennes à remplissage de brèche sédimentaire (filons clastiques) :

- a) : aspect d'une petite faille décalant les bancs de dolomies noriennes à patines variées. b) : localisation. c) et d) : failles du même type réactivées à une époque ultérieure. (remarquer la brèche sédimentaire).

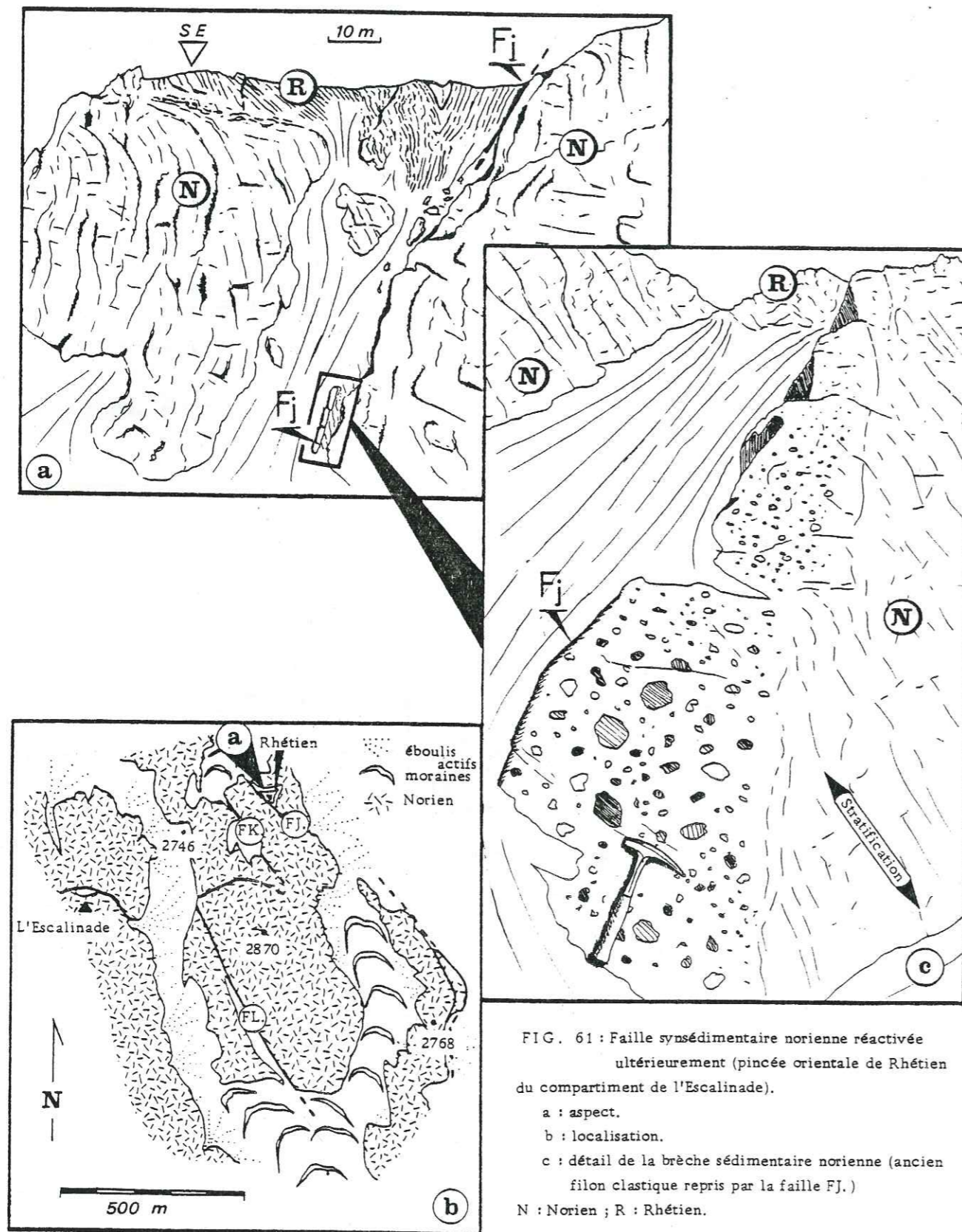


FIG. 61 : Faille synsédimentaire norienne réactivée ultérieurement (pincée orientale de Rhétien du compartiment de l'Escalinade).
 a : aspect.
 b : localisation.
 c : détail de la brèche sédimentaire norienne (ancien filon clastique repris par la faille FJ.)
 N : Norien ; R : Rhétien.

Hettangien-Sinemurien (voir § 5b). Par conséquent, la paléofaille est plus ancienne, c'est-à-dire norienne (synsédimentaire), rhétienne ou hettangienne.

Compte-tenu du volume occupé dans certains cas (c fig. 60) par la brèche sédimentaire (c'est-à-dire de la taille de la cavité produite par l'écartement des parois de la paléofaille) d'une part, et de la nature du remplissage (exclusivement formé de dolomies noriennes) d'autre part, il paraît très peu probable que ces paléofailles ouvertes aient pu se produire dans la formation norienne durant le Rhétien ou l'Hettangien, c'est à dire avec une, voire plusieurs centaines de mètres de sédiments sus-jacents. Nous pensons qu'il s'agit de failles synsédimentaires noriennes. Ces failles normales et ouvertes, témoignent de phénomènes de distension au Norien.

Remarque : Des phénomènes analogues sont signalés dans le Carnien Briançonnais (failles synsédimentaires normales, glissements ; Bourbon et Al, 1975, p 24).

2 - Indice d'une discordance locale à la limite Norien-Rhétien :

150 m à l'Est de l'Escalinade, la géométrie des couches montre une discordance angulaire assez forte (30° ?) du Rhétien sur le Norien. Comme les couches de Rhétien appartiennent à la base de la formation et semblent à l'endroit, il s'agit probablement d'une discordance stratigraphique. Rappelons qu'une telle discordance est connue par exemple en zone briançonnaise (Rocher Roux, voir § G5).

3- Indices relevés au Rhétien :

(ensembles a à e de la série du Rhétien-Hettangien, voir fig. 59) :

On trouve ces indices dans les pincées orientales (coupes I et J, fig. 55 et 56) :

1. dans la pincée située au Nord de la Turge de la Suffie (coupe I) il peut y avoir lacune de l'ensemble d tout entier (fig. 55) (c'est-à-dire de plus de 10 m de série). On relève de plus des variations latérales de faciès inhabituelles pour des bancs qui sont ailleurs des repères fidèles (bancs repères c_{α} et c_{β}). Au même endroit, on trouve dans l'ensemble e un chenal de plus de 2 m de profondeur.

2. dans la pincée située au NE de l'Escalinade, on peut relever dans le détail quelques variations latérales, et de rares brèches sédimentaires.

4 - Témoignages de mouvements à l'Hettangien :

(ensembles f à l ; fig. 59)

a) Glissement synsédimentaire (fig. 62) :

A la base du cirque de la Charvie, l'étude banc par banc a permis de mettre en évidence une structure synsédimentaire complexe résultant probablement de la combinaison d'une faille synsédimentaire (a) et du glissement synsédimentaire d'une pile de couches des ensembles g et h. Dans le niveau argileux qui a servi de niveau de décollement (b) se trouve englobée une lentille de dolomie glissée (c). l'ensemble est cacheté par une surface de ravinement à chenaux plurimétriques (d) qui se situe dans

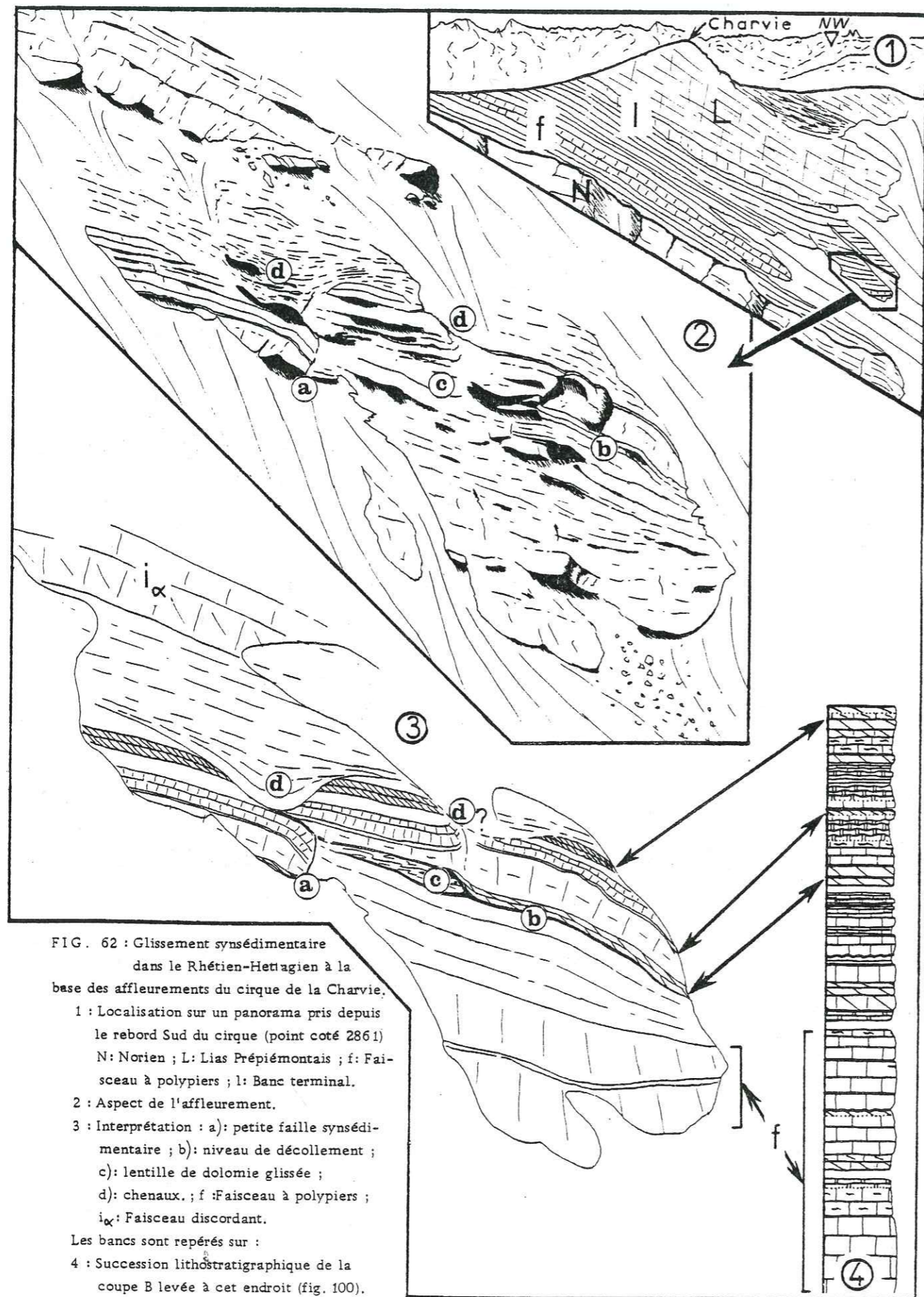


FIG. 62 : Glissement synsédimentaire dans le Rhétien-Hettangien à la base des affleurements du cirque de la Charvie.

1 : Localisation sur un panorama pris depuis le rebord Sud du cirque (point coté 2861)

N: Norien ; L: Lias Prépiémontais ; f: Faisceau à polypiers ; l: Banc terminal.

2 : Aspect de l'affleurement.

3 : Interprétation : a) : petite faille synsédimentaire ; b) : niveau de décollement ; c) : lentille de dolomie glissée ; d) : chenaux. ; f : Faisceau à polypiers ; i_{α} : Faisceau discordant.

Les bancs sont repérés sur :

4 : Succession lithostratigraphique de la coupe B levée à cet endroit (fig. 100).

la partie supérieure de l'ensemble h. A cet endroit, il s'est donc produit successivement à l'époque du dépôt des couches du sommet de l'ensemble h :

- le fonctionnement d'une petite faille synsédimentaire ;
- le glissement d'une pile de couches ;
- la mise en place de chenaux.

b) *Discordance de Côte-Belle (fig. 63) :*

Un ensemble d'arguments nous permettent de considérer cette discordance angulaire comme sédimentaire :

- de rares brèches se voient à la base de l'ensemble discordant.
- les couches sous-jacentes à cette discordance peuvent être localement réduites en épaisseur (coupe L par rapport à la coupe K ; voir fig. 57).
- cette discordance marque une brusque variation de milieu de dépôt : au-dessous, les calcshistes et calcaires à entroques à tendance marine franche ; au-dessus, les calcaires massifs et dolomies à indices d'émersion (voir fig. 106, 107)
- l'un des premiers bancs au dessus de la discordance présente glissements synsédimentaires, petites failles synsédimentaires, ravinements qui trahissent une légère instabilité (premier banc du faisceau repère i_{α} , dit "Faisceau discordant").

De plus, sous la discordance et entre la succession d'épaisseur normale (coupe K) et la succession d'épaisseur réduite (coupe L), les couches sont successivement décalées par plusieurs failles. Ces failles ne décalent pas les couches situées au-dessus de la discordance. Malgré le contexte tectonique alpin qui suffirait à expliquer la présence de ces failles, on peut penser que ce sont des failles synsédimentaires cachetées par l'ensemble discordant.

c) *Remarque :*

Les deux principaux témoignages de mouvements synsédimentaires à l'Hettangien, qui viennent d'être décrits, concernent sensiblement le même niveau stratigraphique, c'est-à-dire les ensembles g et h de la série du Rhétien-Hettangien. Une comparaison avec le Lias inférieur Briançonnais du lac de l'Ascension (§ G4) montrera qu'il ne s'agit pas là d'une simple coïncidence. Dans cette dernière localité en effet, l'ensemble de la série est quasiment identique exceptés l'ensemble f, absent, et les ensembles g et h qui sont très réduits.

5 - Evènement tectonique majeur vers la limite Hettangien-Sinémurien :

Nous examinerons successivement dans ce paragraphe trois affleurements dans lesquels la série anté-sinémurienne se trouve remaniée à des degrés divers, depuis une simple bréchification du dernier banc jusqu'à l'ablation d'environ 200 m de série.

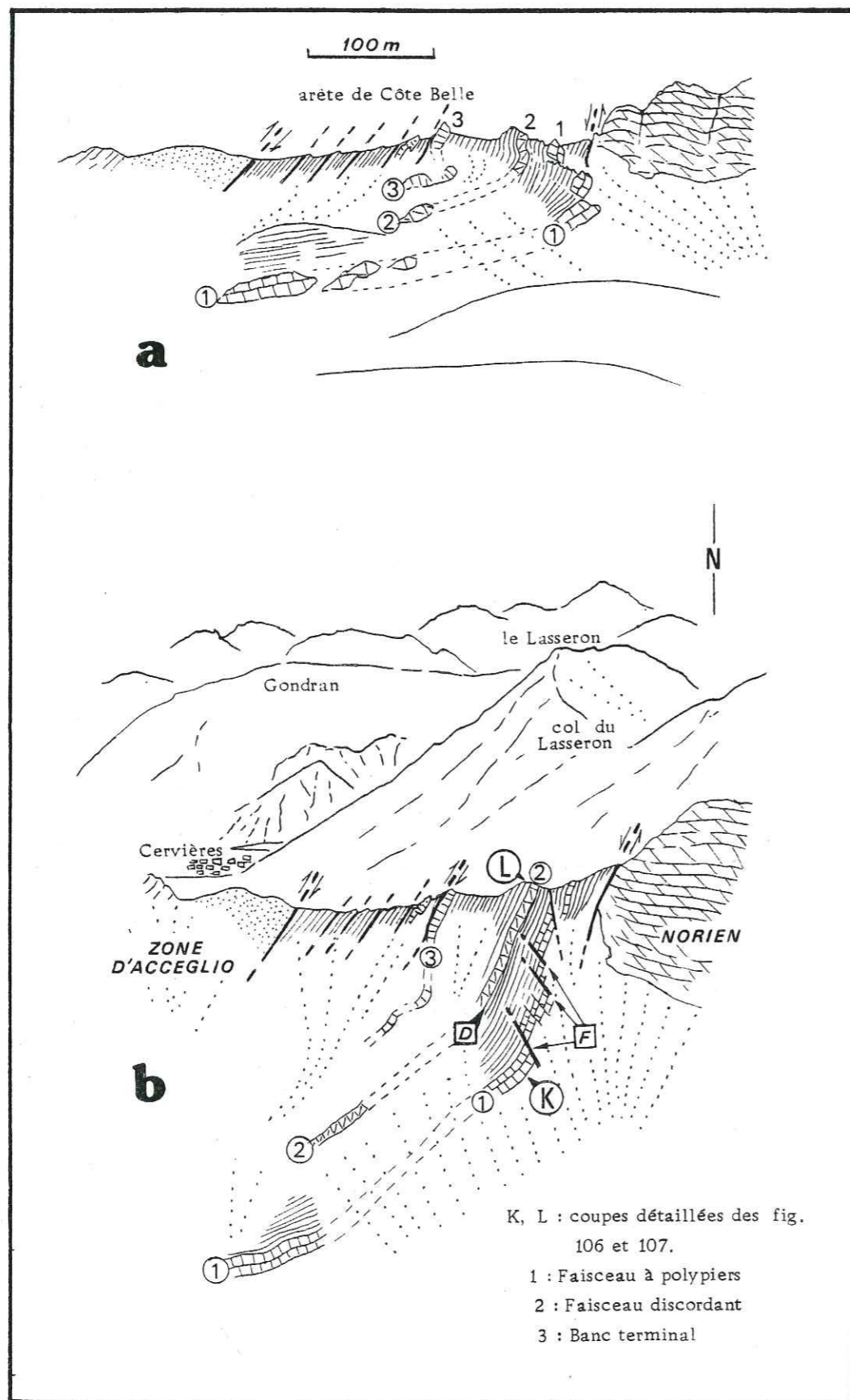


FIG. 63 : Discordance sédimentaire et failles synsédimentaires probables dans le Rhétien-Hettangien de l'arête de Côte Belle : a : panorama depuis le lac de Souliers ; b : panorama d'après vue aérienne.

D : discordance.

F : failles synsédimentaires.

a) Ouest du col de Chaudemaison (fig. 64) :

On peut observer dans ce secteur :

a1) une bréchification du sommet du banc calcaire terminal de l'Hettangien (repère 1). Le sommet du banc se désagrège sur place en blocs décimétriques envoyés par le calcaire à patine roussâtre de la base du Lias Prépiémontais, qui contient également de nombreux fragments plus petits montrant un granuloclasement positif (localisation : 1 sur fig. 64).

a2) un début de glissement probablement synsédimentaire d'un bloc décamétrique du banc terminal (2 sur fig. 64). Ce bloc est en fait une "butte témoin" isolée lors d'un ravinement (voir § a3), et l'interprétation en terme de glissement synsédimentaire a été préférée au rétrocaillage alpin pour la raison suivante : un fragment de banc à entroques est coincé sous le bloc (fig. 64). Ce fragment appartient à l'un des premiers (sinon le premier) banc de Lias Prépiémontais (voir ch. V § B3). Or, si l'on en trouve en fragment sous le bloc, il n'en existe pas au-dessus de celui-ci. Une mise en place du bloc postérieure au dépôt du calcaire à entroques, mais antérieure au dépôt des bancs suivants peut expliquer cette disposition.

a3) le ravinement des quelques derniers mètres de l'Hettangien par la base du Lias Prépiémontais. Ce ravinement est responsable de l'absence du Banc terminal (1) dans la coupe levée au col de Chaudemaison (coupe G, fig. 104). La surface d'érosion détermine des buttes témoin de banc terminal 1 (Ouest de 2, fig. 64).

Remarquons que l'on passe d'Ouest en Est d'une série complète à une série ravinée.

b) Nord-Est de la Turge de la Suffie (fig. 65) :

b1) Description : une paléostructure y a été cachetée par le Lias Prépiémontais. On observe actuellement de bas en haut :

1. un bloc oriental de Norien, supportant son Rhétien-Hettangien incomplet, séparé par la faille FF d'un bloc plus occidental et effondré par rapport à ce dernier (rejet de l'ordre de 100 m). Il s'agit d'une disposition fréquemment rencontrée dans les affleurements orientaux de l'Unité de Rochebrune (ce sont les "pincées orientales de Rhétien" ; voir § b2).

2. une brèche chaotique à blocs décamétriques, inégalement développée. Elle est surtout formée de galets de calcaire noir recristallisé (Rhétien ou Hettangien) dans une matrice calcaire roussâtre à aspect voisin des calcaires de base du Lias Prépiémontais. On y trouve aussi quelques galets de dolomie jaune.

La matrice contient en général de nombreuses entroques et quelques bélemnites. Cette association faunistique n'a été observée dans l'Unité de Rochebrune que dans les tout premiers bancs du Lias Prépiémontais (col de Chaudemaison, voir ch IV § B3). Cette brèche peut donc être considérée comme le "conglomérat de base" du Lias Prépiémontais.

La taille des éléments varie du centimètre à la dizaine de mètres. Les blocs décamétriques mentionnés sur la fig. 65a appartiennent au Rhétien-Hettangien. l'un d'eux (le plus oriental) est un bloc de "Banc terminal" Hettangien (banc repère 1). Cette brèche ravine par conséquent la série anté-Lias Prépiémontais, et ceci plus ou moins profondément de part et d'autre

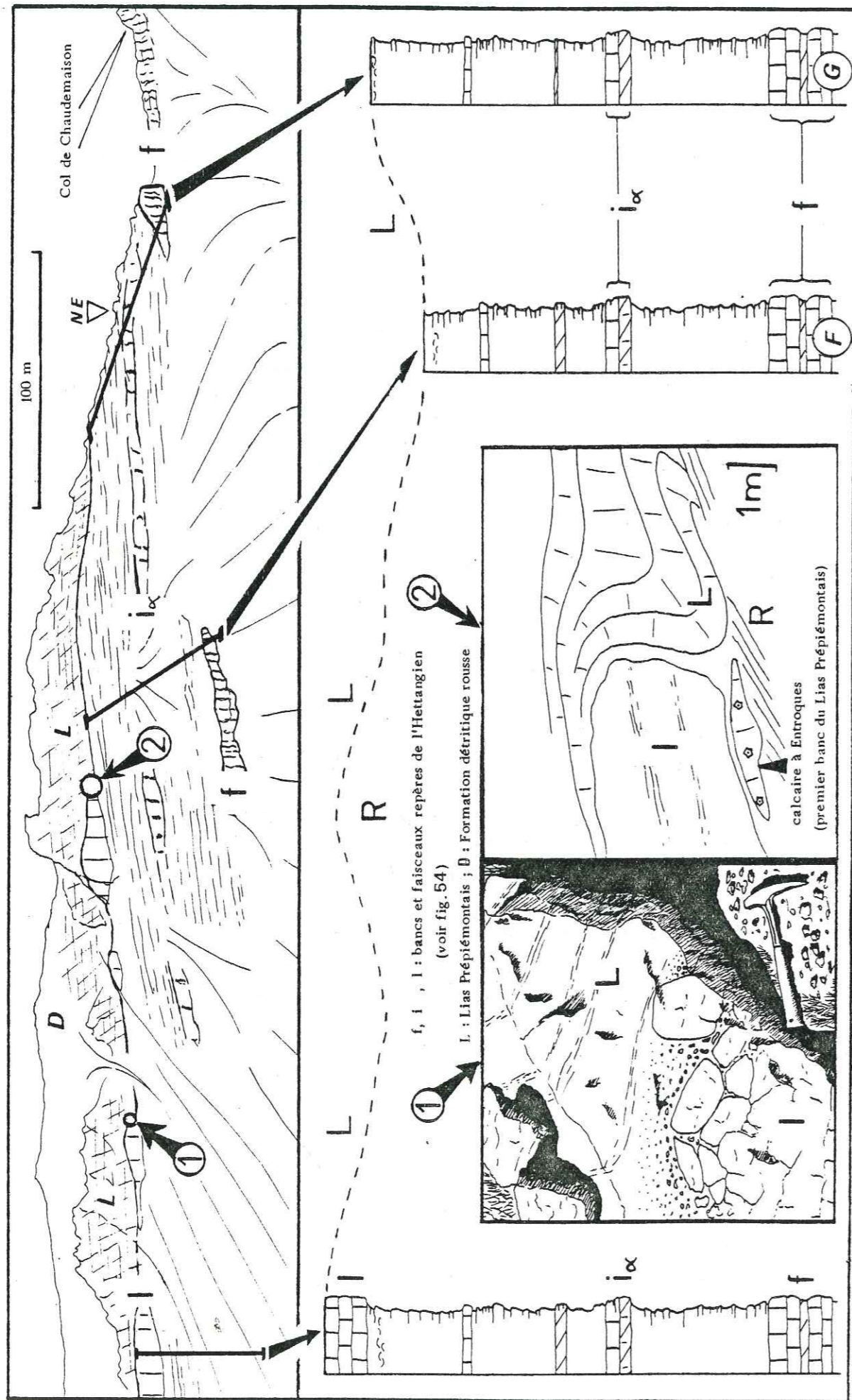


FIG. 64 : Ravinement de la partie supérieure de l'Hettangien à l'Ouest du col de Chaudemaison : En haut, panorama des affleurements depuis l'altitude 2650 dans le vallon au SW du col de Chaudemaison. En bas ; successions simplifiées localisées sur le panorama (remarquer le ravinement de la partie supérieure de l'Hettangien dans les successions F et G ; détail de ces successions fig. 103 et 104), et observations de détail commentées dans le texte (D5, a ; à gauche (1), remaniement superficiel du banc calcaire terminal de l'Hettangien, 1).

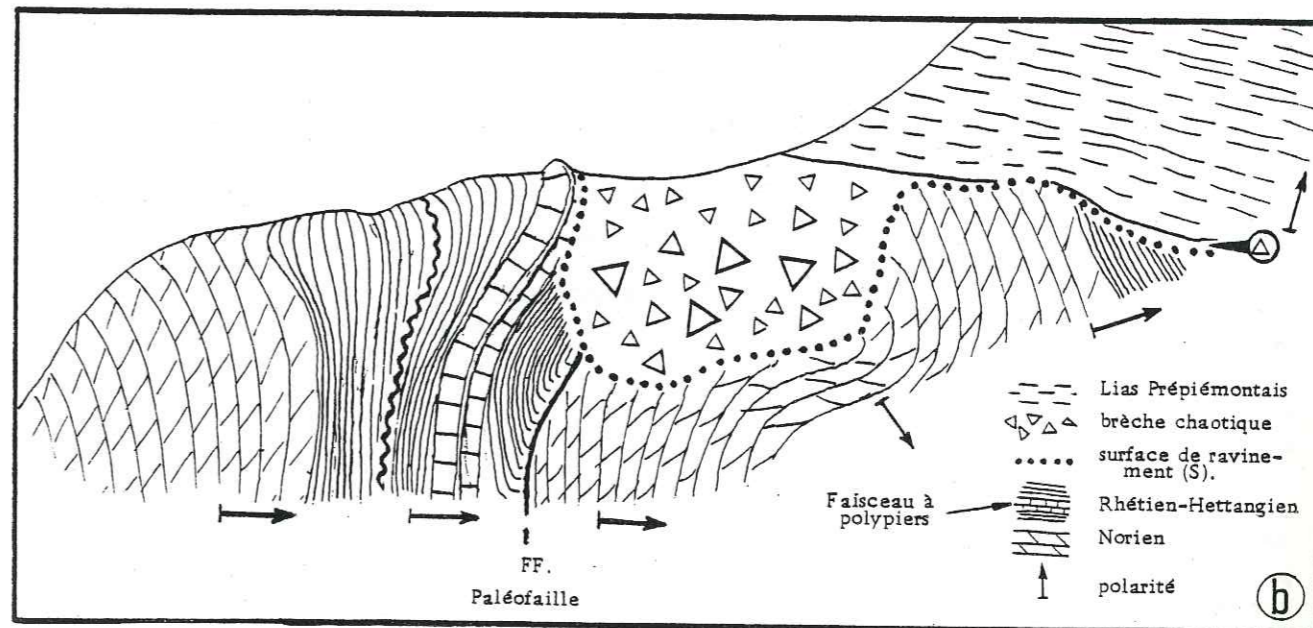
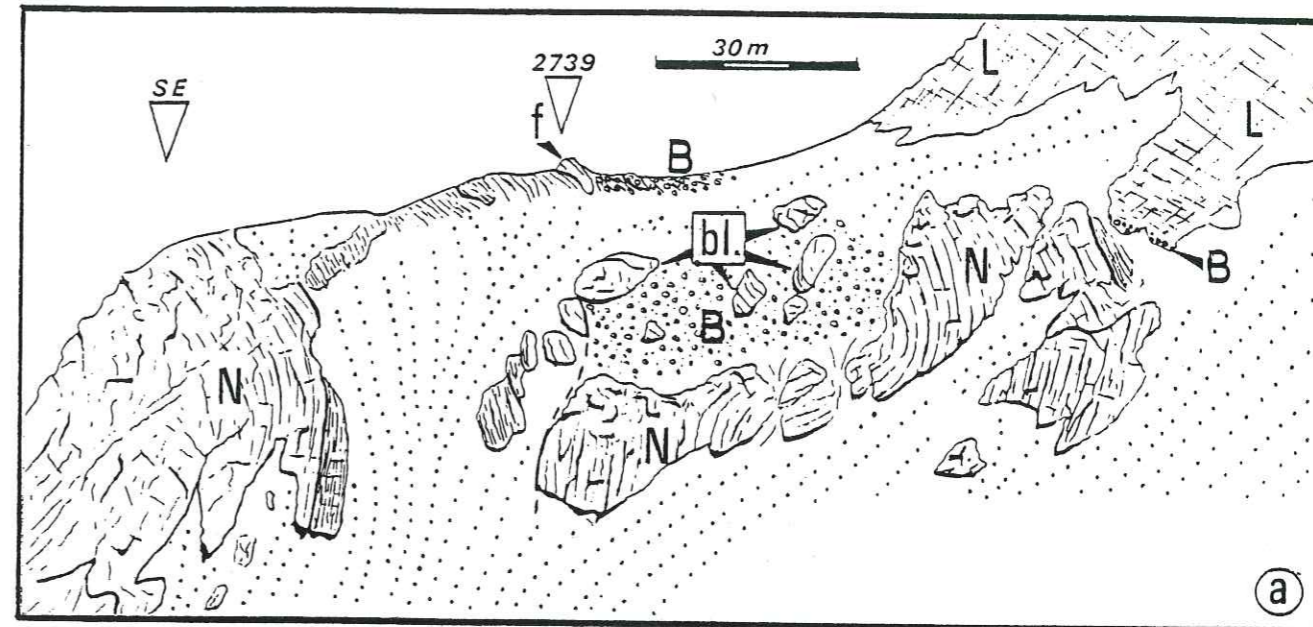
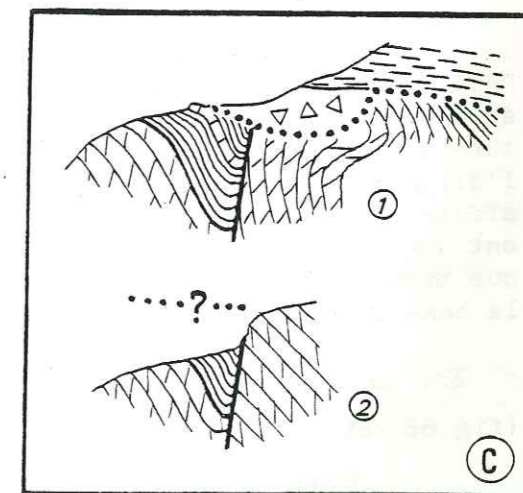


FIG. 65 : Faille synsédimentaire cachetée et ravinement par la base du Lias Prépiémontais au NE de la Turge de la Suffie :

- a)-Aspect.
- b)-Interprétation.
- c)-Comparaison de cet affleurement (1) avec les "pincées orientales de Rhétien" situées à l'Est de la cime de la Charvie et au NE de l'Escalinade (localisation fig. 23 ; schématisées en 2).

N : Norien ; R : Rhétien-Hettangien ; f : Faisceau à polypiers (Hettangien inférieur ?) ; B : brèche chaotique de la base du Lias Prépiémontais ; bl. : blocs décimétriques emballés dans B ; L : Lias Prépiémontais.



de la faille FF (jusqu'à la base de l'Hettangien à l'Est de FF, jusqu'au Norien à l'Ouest).

FF est donc une paléofaille qui a fonctionné avant le dépôt du Lias Prépiémontais.

3. Le Lias Prépiémontais, reposant indifféremment sur la brèche chaotique, sur le Norien ou sur le Rhétien. La **discordance angulaire** avec les bancs Noro-Rhétien est forte (40 à 50°). Un peu de brèche est visible à la base de la formation, qui évoque ensuite un Lias déjà élevé (R. Mousterde, communication orale), peut être Sinémurien supérieur-Carixien.

Par conséquent, ce qui n'était à l'Ouest du col de Chaudemaison qu'un remaniement limité du sommet de l'Hettangien devient ici un **bouversement complet des termes antérieurs au Lias Prépiémontais**, avec fonctionnement de paléofailles, formation de plis et acquisition de pendages importants, ravinement, création d'une topographie très accidentée et accumulation de brèche au pied des escarpements ou dans les creux.

Remarque : les polarités relevées dans le Norien à l'Ouest de la paléofaille FF (fig. 65b) indiquent que ces couches étaient déjà **très redressées** ou même localement renversées lors du dépôt de la brèche. En effet, compte-tenu de la géométrie du contact Norien-brèche chaotique, si l'on cherche à rammener ces couches vers leur position horizontale initiale, on aboutit à la création d'un surplomb de plusieurs mètres, ce qui semble peu plausible.

b2) analogies avec les autres pincées orientales de Rhétien : il existe au NE de l'Escalinade et à l'Est de la cime de la Charvie deux témoins de Rhétien dont la position (schématisée dans la fig. 65c) est tout à fait comparable à celle de l'affleurement décrit au § b1. Cependant, dans ces deux autres pincées, l'érosion laisse apparaître la partie profonde qui montre une structure en gouttière synclinale. L'observation importante à retenir dans ces pincées, et qui a déjà été commentée au § 1, est la présence le long de chacune des failles (respectivement FD et FJ) de la brèche sédimentaire dolomitique (voir fig. 61). Rappelons que cette brèche est interprétée comme le remplissage d'une faille synsédimentaire ouverte d'âge Norien (§1), faille qui aurait joué postérieurement, amenant ainsi les bancs de Rhétien au contact de la Brèche.

Cette brèche est donc bien développée dans les deux pincées dont il vient d'être question (NE de l'Escalinade et Est de la cime de la Charvie). Mais il en existe également un peu le long de la paléofaille FF de la pincée située au NE de la Turge de la Suffie. Cet indice, ainsi que (1) l'architecture similaire des trois pincées (du moins de leur partie profonde) et (2) l'alignement de ces trois pincées, permettent de penser que nous avons affaire dans les trois cas à des failles synsédimentaires noriennes qui ont joué vers la limite Hettangien-Sinémurien. En effet, nous avons vu que dans l'un des trois cas, décrit au § b1, le dispositif est cacheté par la base du Lias Prépiémontais.

c) Est de la crête comprise entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade : (fig 66 et 67)

Nous avons donc mis en évidence aux § a et b l'existence d'une surface de ravinement (que nous appellerons S) à la base du Lias Prépiémontais.

Le panorama de la fig. 66 permet de suivre cette surface à partir de l'affleurement décrit en b jusqu'au voisinage de l'Escalinade. Elle est jalonnée d'olistolites décamétriques en général constitués de "Faisceau à polypiers", banc calcaire repère particulièrement compétent de la base de l'Hettangien. A l'Est de la crête comprise entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade, la surface S atteint le Norien. Quelques observations détaillées ont été représentées sur la fig. 67 :

- *en A*, un petit paléoescarpement (de faille ?) ennoyé par la base du Lias Prépiémontais, et au pied duquel ce dernier contient de petits olistolites de matériel Rhétien-Hettangien.
- *en B*, brèche et olistolites reposent sur la surface S qui présente localement en encroûtement ferrugineux, et qui tronque les bancs de Norien perpendiculairement. Remarquer la flexure des bancs noriens au voisinage de S.
- *en C*, la surface S, dénudée, présente un encroûtement ferrugineux, et surtout de grandes canelures subhorizontales. Remarquer à nouveau l'angle important formé par la surface S et les bancs de Norien.
- *en D*, une disposition analogue à C mais sans canelures.

Deux faits essentiels sont à retenir de ces observations :

1. la **discordance angulaire importante** entre la stratification du Norien d'une part, et la surface de ravinement S d'autre part (jusqu'à 90°), fait déjà observé au Nord-Est de la Turge de la Suffie (§b) et qui atteste de l'intensité locale des déformations vers la limite Hettangien-Sinémurien.

2. deux indices qui permettraient d'interpréter la surface S comme un **décrochement** : la flexure observée en B, et les canelures observées en C.

6 - Récapitulation (fig. 59) :

Du Trias supérieur au début du Lias inférieur compris, on relève dans la série de l'Unité de Rochebrune les témoignages d'une activité tectonique de plus en plus intense :

a) Dès le Norien, fonctionnement de failles synsédimentaires normales. Les vides créés par l'ouverture de ces failles dans un contexte distensif, peut-être agrandis par karstification, sont comblés par une brèche dolomitique polygénique sédimentaire. L'ampleur de ces phénomènes est inconnue, mais est probablement importante car ce type de brèche est fréquent dans le Norien.

b) Le passage du Norien au Rhétien semble localement marqué par une **discordance angulaire** (30°).

c) Au Rhétien, quelques indices locaux d'instabilité : lacunes, indices dénotant l'apparition de pentes. Notons que ces indices sont visibles dans les affleurements les plus orientaux de l'Unité, qui seront précisément le siège d'un important remaniement à la fin de l'Hettangien.

d) A l'Hettangien, des indices de mouvements plus importants : **glissements**, failles synsédimentaires probables, discordance. Ces mouvements affectent

une portion particulière de la série (ensembles g et h). Une corrélation effectuée avec une série briançonnaise (§ G4) montrera qu'il s'agit d'évènements sensibles à l'échelle régionale.

e) *Vers la limite Hettangien-Sinemurien* se produit l'évènement le plus important. Certaines paléofailles noriennes (§ a) sont réactivées. Ces paléofailles qui se trouvent actuellement dans la partie orientale de l'Unité de Rochebrune, ont une orientation (actuelle) NNW - SSE. L'effondrement systématique des blocs situés à l'Est de ces failles s'accompagne de **bascullements importants autour d'un axe actuellement NW - SE**. On dispose localement d'indices de décrochements NW - SE (§ 5c) qui permettraient d'expliquer l'acquisition locale dès cette époque de pendages subverticaux, surprenante dans un contexte purement distensif.

Un ravinement intense fait suite à cet évènement et est particulièrement visible dans la moitié orientale de l'Unité. La série peut-être arasée jusqu'au Norien et une partie du matériel enlevé comble les dépressions. La plus grande quantité de ce matériel est constituée par du Rhétien-Hettangien, et l'aspect chaotique de la brèche atteste de la vigueur de la paléotopographie post-Hettangienne.

L'interruption de sédimentation qui accompagne cette phase de ravinement peut-être importante puisque les premières couches de Lias Prépiémontais non bréchique évoqueraient au moins localement le Sinémurien supérieur-Carixien (§ 5b).

F- RECONSTITUTION D'UNE COUPE EST-OUEST AU LIAS INFÉRIEUR :

Nous avons mis en évidence (§ E5) l'existence de structures paléotectoniques cachetées par le Lias Prépiémontais. Certaines de ces structures (blocs basculés) sont délimitées par des paléoaccidents actuellement NNW SSE, c'est-à-dire subparallèles à la crête de l'Unité de Rochebrune. On peut par conséquent tenter une reconstitution anté-tectonique alpine à partir d'une coupe Est-Ouest actuelle de l'Unité. Cette coupe sera prise dans le secteur du col de Chaudemaison.

1- Les extrémités visibles de la coupe du col de Chaudemaison :

a) *extrémité Ouest :*

A l'Ouest du col de Chaudemaison, la succession Trias supérieur - Lias-Dogger inférieur est complète et les couches sont concordantes. Par contre, à proximité du col, le sommet de l'Hettangien est déjà raviné par la base du Lias Prépiémontais (fig. 68c).

b) *extrémité Est :*

600 m à l'Est du col, le Lias Prépiémontais qui présente à sa base une brèche chaotique à gros blocs, cache une paléofaille et ravine les termes précédents jusqu'au Norien supérieur (fig. 68c, § E5,b).

2- La partie centrale cachée de la coupe du col de Chaudemaison :

Dans cette partie, il est impossible de savoir ce qui se passe exactement sous la surface d'érosion S de la base du Lias Prépiémontais, car celui-ci n'a pas été enlevé par l'érosion. Cependant, nous avons vu

au § E5,c que la surface S remontait en direction du Sud, jusqu'à atteindre la crête 250 m au NW de l'Escalinade. Par conséquent, une coupe prise plus au Sud verrait probablement affleurer les structures antérieures au Lias Prépiémontais : c'est la coupe de l'Escalinade.

3- La coupe de l'Escalinade ; la partie centrale mise à nu : (fig. 68a).

a) *extrémité Ouest :*

On y observe un témoin de Rhétien inférieur dont les couches sont discordantes mais semblent en contact stratigraphique avec le Norien. Ce serait l'équivalent de la base du Rhétien situé à l'Ouest du col de Chaudemaison (fig. 68c).

b) *extrémité Est :*

On y trouve un autre témoin de Rhétien sous forme d'une pincée synclinale en position analogue à celle située à l'extrémité Est de la coupe du col de Chaudemaison. La disposition analogue de ces deux pincées a déjà été signalée au § E5,b2.

c) *partie centrale*

c1 : les paléofailles : le décalage entre les deux contacts stratigraphiques Rhétien-Norien (a et b ci-dessus) est important (plus de 500 m perpendiculairement aux couches), et se fait par au moins trois failles subparallèles (NW-SE) FJ, FK et FL (FL est cachée par l'éboulis mais apparaît immédiatement au Sud de la coupe);

- FJ est une faille synsédimentaire norienne (présence de brèche à éléments noriens) ayant rejoué à une époque postérieure, très probablement fin Hettangien ou début Sinémurien (voir § E5,b).
- FL, lorsqu'elle apparaît plus au Sud, est bordée de part et d'autre de brèche sédimentaire à éléments Noriens, parfois très épaisse (10 m). (voir fig. 60d). Il s'agit donc également d'une faille synsédimentaire norienne ayant rejoué.
- un peu de brèche sédimentaire a également été reconnue le long de FK.

Ces trois failles, subparallèles et présentant les mêmes caractéristiques, sont donc probablement les paléofailles antérieures au dépôt du Lias Prépiémontais, qui ont délimité les "blocs basculés" en réactivant des failles synsédimentaires noriennes (voir § E6,e). Le problème est alors de savoir si ces paléofailles ont à nouveau fonctionné lors des tectoniques alpines, c'est-à-dire si les structures anté-Lias Prépiémontais ont été modifiées par la suite.

c2 : ces paléofailles ont-elles rejoué après le dépôt du Lias Prépiémontais ? deux arguments permettent de supposer que non :

1. On compare la coupe de l'Escalinade (fig. 68a) à une seconde coupe parallèle levée 150 m au Nord de la Turge de la Suffie (fig. 68b). On constate alors que la pente obtenue en joignant le contact stratigraphique Rhétien-Norien au voisinage de la

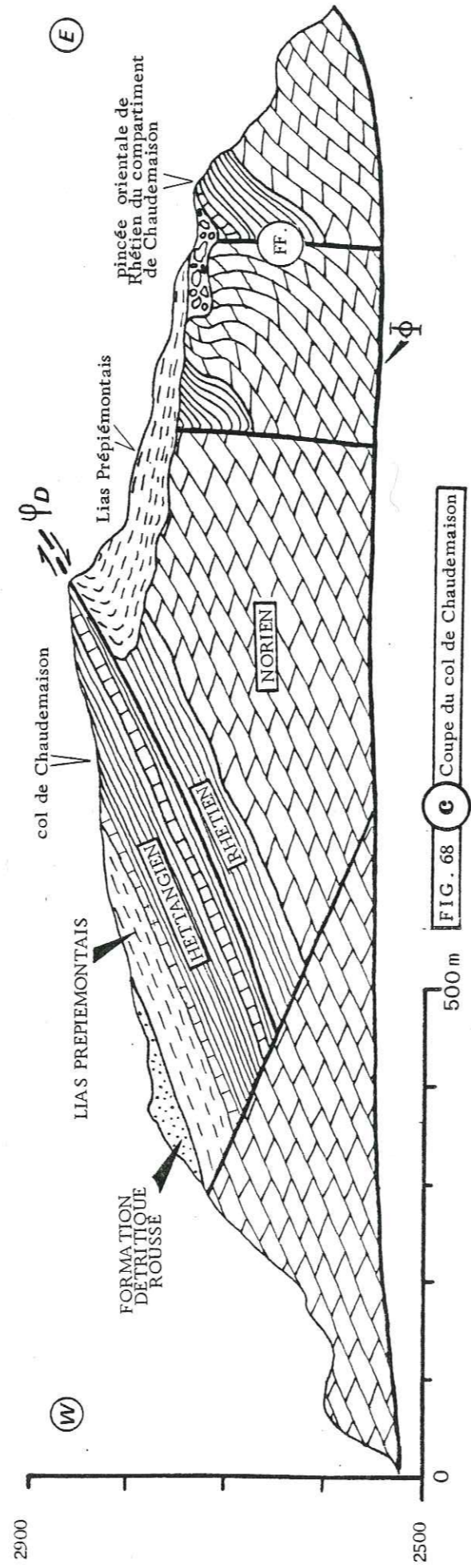
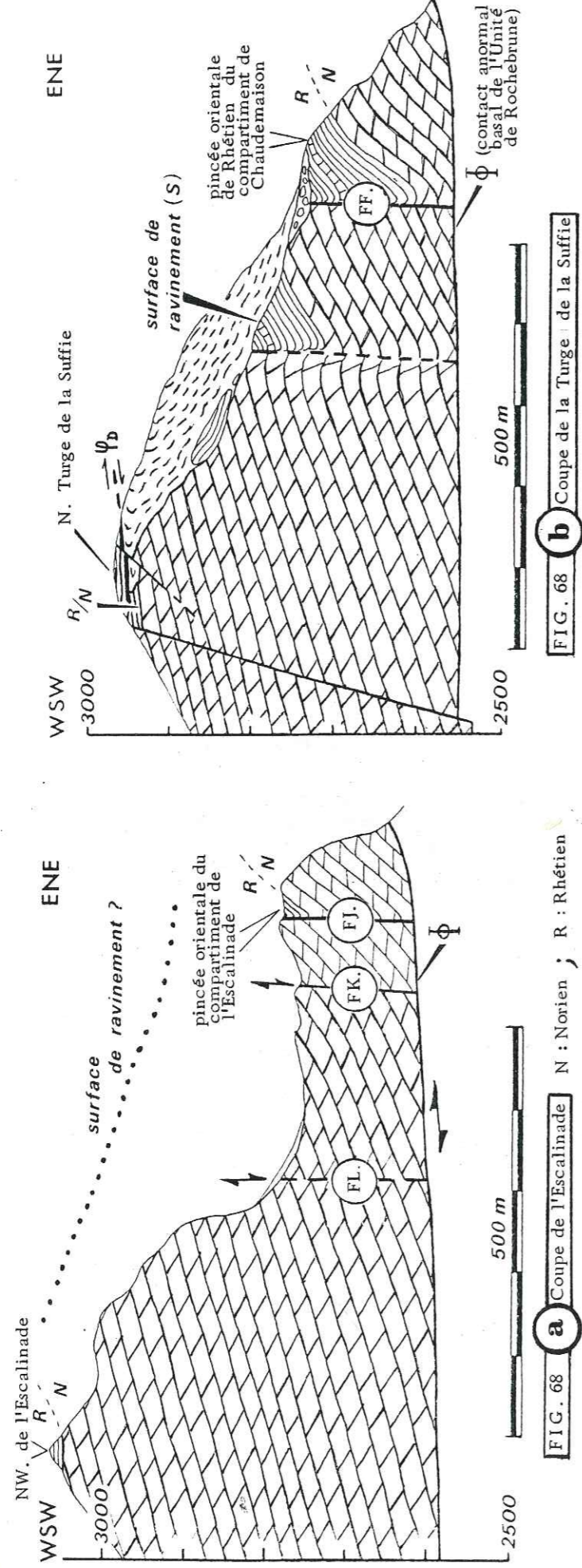
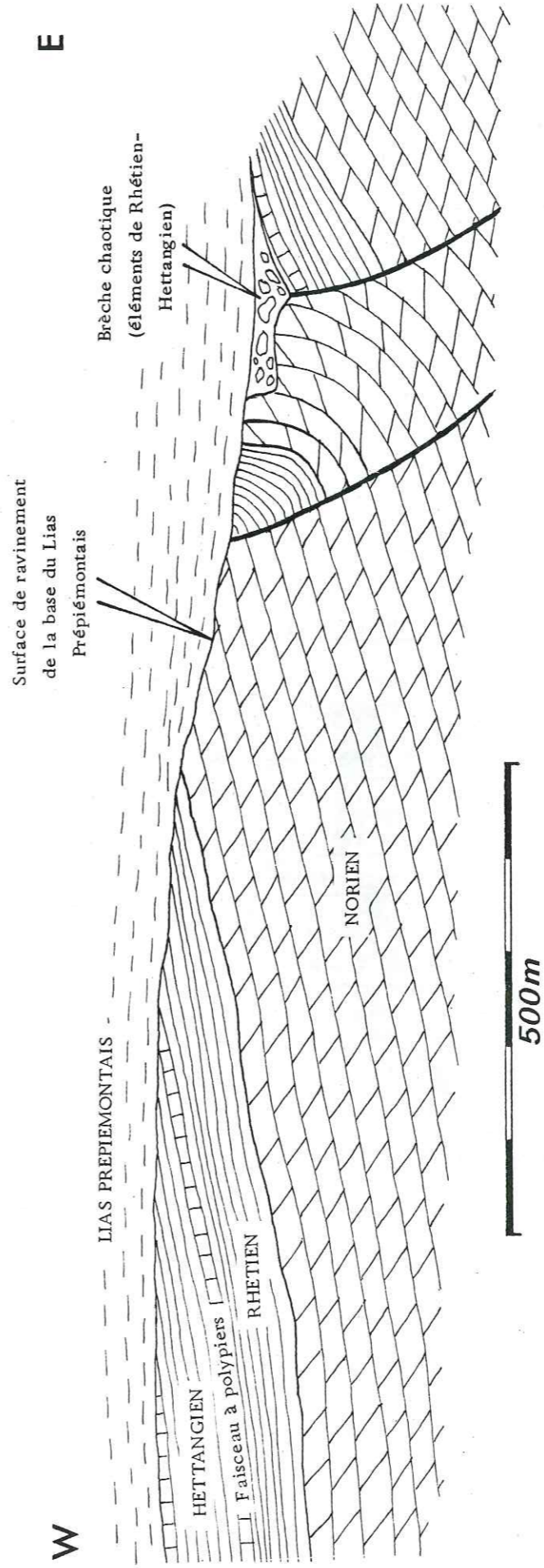


FIG. 68 **c** Coupe du col de Chaudemaisson



crête d'une part, et au point le plus bas de la pincée orientale d'autre part, est sensiblement la même dans les deux coupes. Or, aucune faille alpine à rejet important n'a été reconnue le long de la seconde coupe. Il en est donc vraisemblablement de même le long de la coupe de l'Escalinade. Le décalage entre les deux témoins de Rhétien était acquis avant les déformations alpines.

2. la paléofaille FJ présente des caractères très proches de la paléofaille FF de la pincée orientale du compartiment de Chaudemaison (fig. 65). Or, cette dernière est cachetée par la brèche de base du Lias Prépiémontais.

d) conclusion :

On peut donc penser que l'érosion a réellement mis à nu le long de la coupe de l'Escalinade un ensemble structuré avant le dépôt du Lias Prépiémontais et peu remanié par les déformations alpines. Le décalage le plus important semble imputable à la paléofaille Fl (largeur de la zone broyée, présence sur les replats à l'Est de Fl de schistes évoquant la partie supérieure du Norien).

4 - La coupe interprétative du col de Chaudemaison (fig.68c) :

La partie cachée de la coupe a été imaginée en s'inspirant de la coupe de l'Escalinade après les remarques qui ont été faites au § 3. Hormis FF, les paléofailles cachetées par le Lias Prépiémontais sont donc placées de façon arbitraire, l'essentiel étant de donner une idée de l'architecture.

5 - Reconstitution de la coupe à l'époque du dépôt du Lias Prépiémontais (fig. 69, page précédente) :

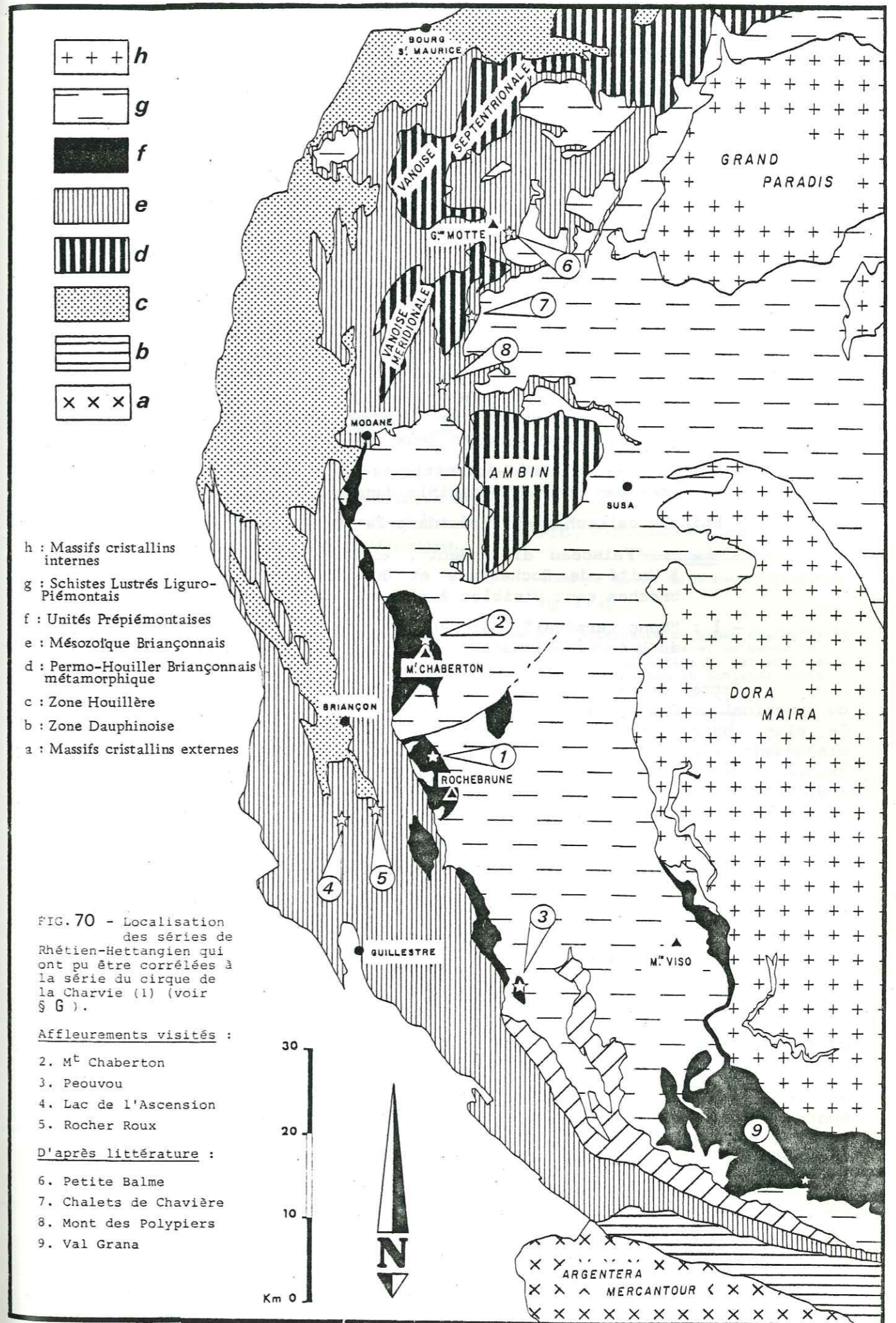
On a annulé les effets du rétrocaillage Ψ D et diminué le pendage des couches dans la partie orientale de la coupe (car le rétrocharriage de l'Unité de Rochebrunes s'est accompagné d'un redressement des couches près du bord oriental de celle-ci). De très forts pendages subsistent toutefois dans le Norien sous la brèche chaotique, car ils étaient acquis lors du dépôt de la brèche (voir § E5,b1).

G- LE RHÉTIEN-HETTANGIEN PENNIQUE ENTRE VANOISE ET VAL GRANA : COMPARAISONS :

La série du Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie est comparée dans ce paragraphe à d'autres séries prépiémontaises et briançonnaises. Certaines de ces comparaisons sont effectuées après visite de l'affleurement, d'autres d'après littérature (voir fig.70).

1 - Rhétien-Hettangien du Mont Chaberton (localisation fig.70) :

Une brève tournée dans le synclinal du Chaberton en compagnie de R. Polino m'a permis de reconnaître les niveaux repères suivants (de bas en haut dans la série) ; (on se reportera à la fig.54 pour situer ces niveaux repères dans la série) :



- b : Récurrence de dolomies grise à "faciès Norien" (peu épaisse).
- c_α : Premier faisceau métrique calcaréo-dolomitique rencontré 5 m au-dessus de la récurrence. Ce faisceau surmonte ici quelques pélites vertes rappelant celles que l'on trouve sensiblement au même niveau dans le Rhétien-Hettangien briançonnais du lac de l'Ascension (§4).
- d_α : Banc calcaire repère Rhétien.
- Vire à dominante calcschisteuse précédant le "Faisceau à polypiers" (f).
- Petits bancs calcaires noirs nodularisés à polypiers situés à la base du "Faisceau à polypiers", et précédés ici d'une lumachelle à coquilles de brachiopodes.
- f : "Faisceau à polypiers" présentant les mêmes caractéristiques que son homologue de l'Unité de Rochebrune (épaisseur, faciès, subdivision en deux gros bancs).
- Alternances calcaréo-dolomitiques surmontant f. Une corrélation banc par banc est possible dans ces alternances.
- Episode calcschisteux précédant le "Faisceau discordant" (i_α).
- i_α : "Faisceau discordant", exactement semblable à ceux de l'Unité de Rochebrune et du lac de l'Ascension. Quelques brèches sont visibles à sa base.
- l : "Banc terminal" épais suivi des alternances marno-calcaires du Lias Prépiémontais.

Cette énumération permet d'affirmer que le Rhétien-Hettangien du synclinal du Chaberton est très proche de celui de l'Unité de Rochebrune. De plus, outre les quelques brèches visibles à la base du Faisceau discordant, nous avons pu observer une faille synsédimentaire métrique sous celui-ci, c'est-à-dire dans des niveaux où ont été reconnus plusieurs indices de tectonique synsédimentaire dans l'Unité de Rochebrune (voir § E4).

2 - Rhétien-Hettangien du Peouvou (localisation fig. 70) :

J'ai pu visiter ces affleurements en compagnie de P. Tricart. On trouve dans ce secteur deux types de Rhétien-Hettangien très différents : l'un présente de nombreuses affinités avec la série prépiémontaise de l'Unité de Rochebrune ; l'autre en diffère totalement et n'a pas permis de retrouver les niveaux repères habituels, hormis quelques polypiers. Les affleurements où ils ont été observés sont localisés sur la fig. 71 a.

a) Arête Nord-Est du Peouvou :

Le panorama de la fig. 71 b permet de constater l'existence sur la crête de quelques uns des niveaux repères du Rhétien-Hettangien prépiémontais. Cependant, la série est sur la crête même et sur le versant NE très étirée et probablement écaillée, tandis que sur le versant Sud-Est elle apparaît plus complète, bien qu'en partie masquée par des éboulis.

Nous avons pu reconnaître l'existence des niveaux repères suivants (on se reportera à la fig. 54 pour les situer dans la série) :

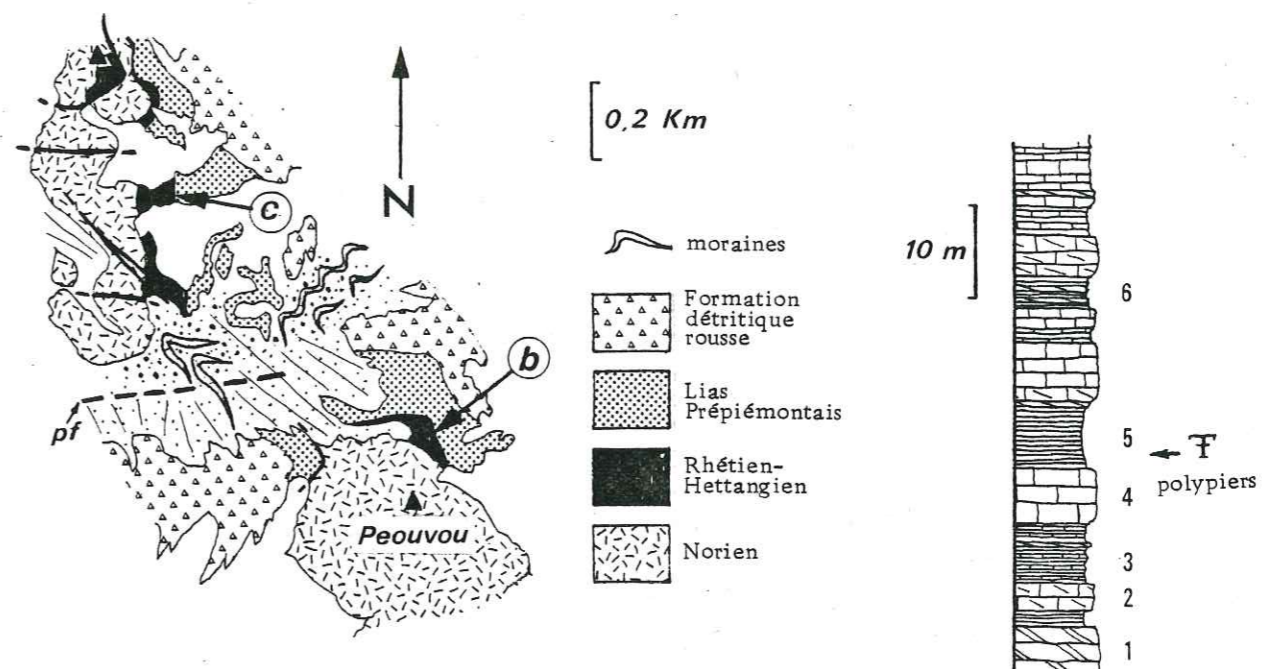


FIG. 71 a : Carte géologique simplifiée du secteur du Peouvou (Haut Cristillan ; d'après Tricart, 1973) ; voir localisation fig. 70 (pf. : paléoaccident présumé).

FIG. 71 c : Succession lithostratigraphique rhético-hettangienne anormale observée au NW du Peouvou (localisation fig. 71 a) :

1. dolomies Noriennes ; 2. alternance de bancs calcaires et dolomitiques ; 3. alternance de schistes et de bancs calcaires peu épais ; 4. calcaires massifs ; 5. calcschistes et schistes noirs ; 6. dolomies jaunes et schistes noirs.

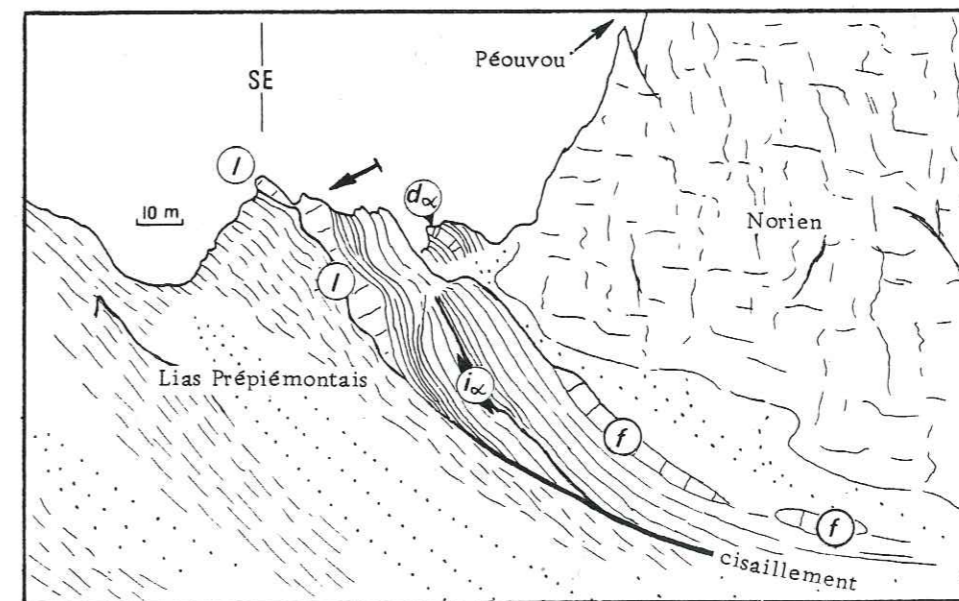


FIG. 71 b : Crête au NE du Peouvou : panorama du versant NW (localisation fig. 71 a) . On reconnaît dans le Rhétien-Hettangien à polarité inverse, très tectonisé, les principaux bancs ou faisceaux repères du Rhétien-Hettangien de la Charvie (fig. 54) : d_α ; f (faisceau à polypiers) ; i (faisceau discordant) ; l (banc terminal).

- d_{α} : Banc calcaire du Rhétien inférieur, précédé de bancs de dolomie jaune et suivi de l'épisode argilo et marno-calcaire qui précède le Faisceau à polypiers (f).
- **f** : Faisceau à polypiers, visible uniquement sur le versant SE et laminé sur la crête. Il présente ses caractéristiques habituelles, c'est-à-dire présence de bancs décimétriques ou lentilles de polypiers branchus à sa base, et subdivision en deux gros bancs. Ce faisceau est suivi d'alternances de bancs calcaires et dolomitiques correspondant aux séquences à sommet subémersif de l'ensemble g.
- i_{α} : Faisceau discordant : un banc dont l'aspect correspond à celui du premier banc de ce faisceau a été reconnu sur le versant SE.
- Alternances calcaréo-marneuses fossilifères précédant le Banc terminal (1) (présence des grands lamellibranches à côtes radiales également reconnus au lac de l'Ascension, par exemple, voir § 4).
- **1** : Banc terminal, comprenant ici une passée de dolomie beige à sa base, et terminé par un encroûtement ferrugineux où l'on voit de rares traces de fossiles (petit lamellibranche à côtes radiales).

L'épaisseur totale de ce Rhétien-Hettangien n'a pu être évaluée en raison des perturbations d'ordre tectonique. Elle semble toutefois plus faible que celle de la formation correspondante de l'Unité de Rochebrune.

Par rapport à cette dernière, la particularité la plus marquante de la formation du Rhétien-Hettangien de l'arête NE du Peouvou est donc l'absence des premiers bancs repères (b , c_{α} , c_{β}). La formation débute ici (versant SE) par des dolomies beiges plaquetées à graviers de dolomie grise. D'autre part, il existe une discordance angulaire importante entre le sommet du Norien, tronqué, et ces dolomies plaquetées. On peut voir là les indices d'une discordance sédimentaire du Rhétien sur le Norien, bien que la position structurale de l'affleurement ne permette pas d'être affirmatif (Remarque : une telle discordance existe au Rocher Roux, § G5).

Le reste de la formation montre une grande analogie avec le Rhétien-Hettangien Prépiémontais tel qu'il a été défini dans l'Unité de Rochebrune.

b) Crête située 500 m au Nord Ouest du Peouvou :

Ce deuxième affleurement, bien que situé à une très faible distance du premier, révèle une série très particulière dont la fig. 71c donne la succession lithostratigraphique. Malgré la mauvaise qualité de la coupe (nombreux plis dissymétriques, cisaillements, etc ...), il est évident que cette série a très peu de points communs avec celle décrite au § a.

On notera en particulier les différences suivantes :

- absence de l'ensemble des niveaux repères sous leur forme habituelle. Seuls, quelques bancs décimétriques de calcaire noir à polypiers ont été observés, mais ne sont associés à aucun faisceau calcaire.

- rareté relative des bancs et faisceaux de dolomie franche, surtout dans la moitié supérieure de la formation.
- grand nombre d'épais faisceaux calcaréo-dolomitiques, de plus en plus calcaires vers le haut de la formation. (L'étude structurale du secteur, effectuée par P. Tricart, (1973), a montré l'existence exclusive de plis dissymétriques mineurs. Ce grand nombre de faisceaux n'est donc pas dû à des redoublements de série par plissement).
- passage transitionnel au Lias Prépiémontais avec raréfaction progressive des bancs dolomités au sein des faisceaux calcaires et espacement et diminution d'épaisseur des vires calcschisteuses séparant ces faisceaux, qui prennent eux mêmes un cachet liasique vers le haut de la formation. Il est donc impossible de délimiter avec précision à cet endroit le Rhétien-Hettangien du Lias Prépiémontais.
- épaisseur totale semblant très réduite par rapport à la série prépiémontaise habituelle (de l'ordre de 40 m).

On peut donc soupçonner l'existence entre les deux séries qui viennent d'être décrites d'un accident synsédimentaire ayant fonctionné dès la limite Norien-Rhétien, peut-être repris par la faille alpine qui sépare actuellement les deux affleurements (pf sur fig. 71a). Cet accident aurait isolé un domaine paléogéographique local peut-être plus profond, qui aurait vu se déposer la série décrite dans ce paragraphe, à dominante calcaire et dont le sommet présente déjà des affinités avec le Lias Prépiémontais.

3 - Rhétien-hettangien du Val Grana :

(d'après Michard 1966 ; localisation fig. 70 ; comparaison avec la série de la Charvie fig. 72).

Les lithofaciès de ce Rhétien-Hettangien sont tout à fait comparables à ceux de l'Unité de Rochebrune. En Val Grana, cette formation a été divisée par Michard (1966) en Noro-Rhétien et Rhétien-Hettangien pour rendre compte du passage progressif des faciès du Norien aux faciès calcaréo-marneux du Lias inférieur. Ce caractère progressif se manifeste dans l'Unité de Rochebrune par la présence de la récurrence de dolomie à "faciès Norien", (ensemble b, fig. 54). Les couches de passage du Noro-Rhétien de Val Grana, à faune très semblable à celle de la base du "Lias inférieur" de Vanoise Orientale (Ellenberger, 1958), correspondent à des milieux de dépôts peu profonds voisins de ceux qu'on observe dans le sommet du Norien.

Remarquons que, si dans l'Unité de Rochebrune, ces conditions de sédimentation se retrouvent périodiquement à plusieurs niveaux du Rhétien-Hettangien, cela ne semble pas être le cas en Val Grana où la suite de la série est à dominante calcaréo-marneuse.

On y reconnaît néanmoins certains niveaux repères : Faisceau à polypiers (f) et Banc Terminal (1) précédé comme à la Charvie d'un épisode calcschisteux, et contenant des passées silicifiées. Les polypiers ont un faciès semblable à ceux de Vanoise Orientale et à ceux des unités prépiémontaises à l'Est de Briançon.

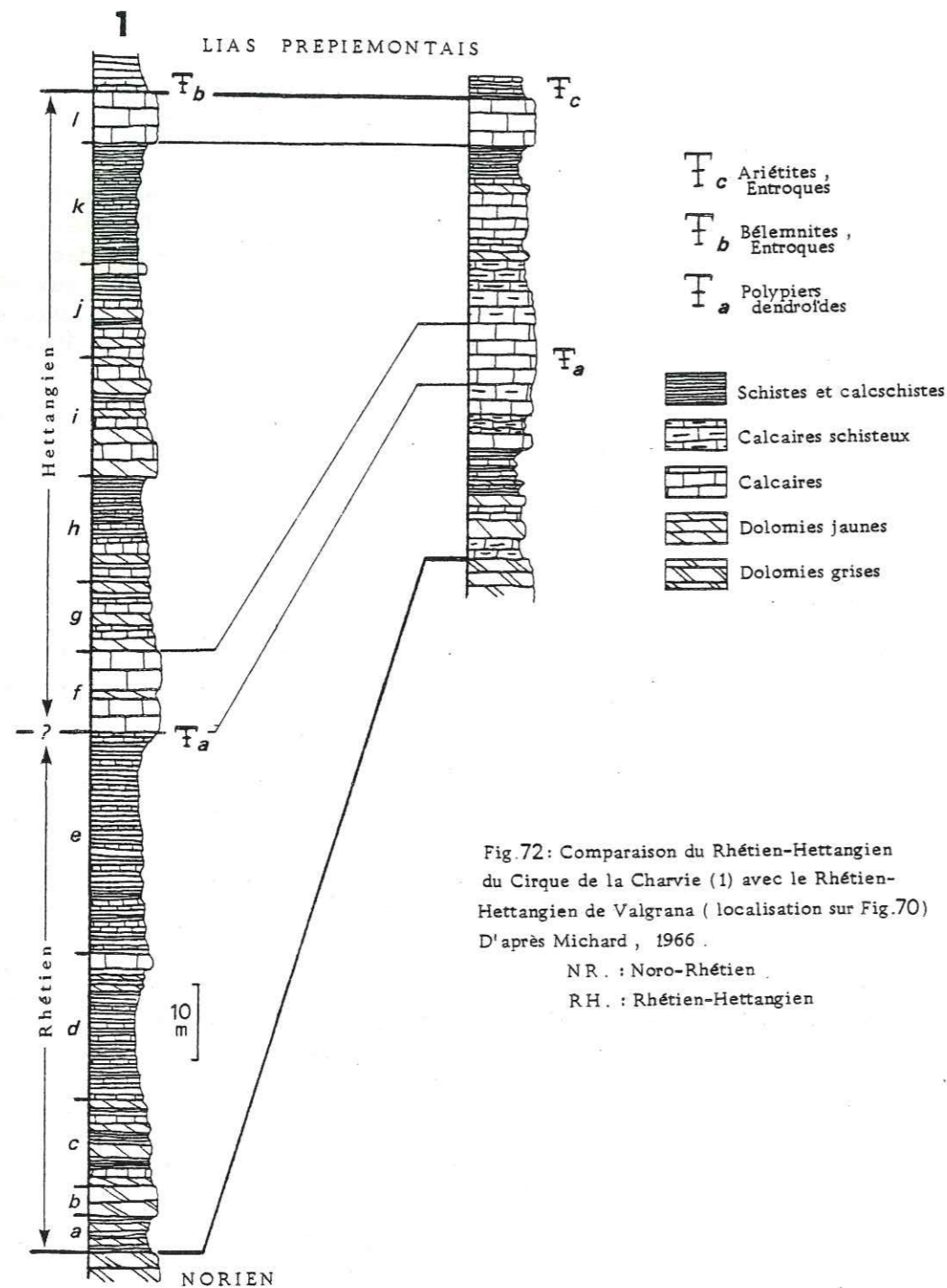


Fig. 72: Comparaison du Rhétien-Hettangien du Cirque de la Charvie (1) avec le Rhétien-Hettangien de Valgrana (localisation sur Fig. 70)
D'après Michard, 1966.

NR. : Noro-Rhétien
RH. : Rhétien-Hettangien

Au-dessus du Banc terminal, C. Sturani (1961) décrit une vire schisteuse à Ariétitidés du Sinémurien et entroques (niveau D Sturani, 1961). Michard (1966) considère donc le Banc terminal comme le sommet de l'Hettangien, c'est-à-dire synchrone de celui des unités prépiémontaises à l'Est de Briançon.

4 - Rhétien-Hettangien du lac de l'Ascension :

(localisation, fig. 70 ; succession lithostratigraphique détaillée, fig. 108 ; comparaison avec la série de la Charvie, fig. 73).

Ce Rhétien-Hettangien appartient au **domaine briançonnais** (nappe de Peyre-Haute). Nous allons voir que ses affinités avec la série prépiémontaise sont nombreuses.

a) Lithofaciès :

Les lithofaciès rencontrés sont sensiblement les mêmes que ceux du Rhétien-Hettangien Prépiémontais (description au § B3), mis à part les argilites violacées ou vertes de l'extrême base de la série qui sont remplacées en domaine prépiémontais par des schistes noirs ferrugineux. Ces argilites ne sont pas sans rappeler celles associées aux dolomies jaunes et aux coulées spilitiques du Trias supérieur du Pelvoux (Baron, 1981).

b) Comparaison entre les séries Briançonnaise et Prépiémontaise (fig. 73) :

(Les ensembles sont les subdivisions définies dans le Rhétien-Hettangien prépiémontais du cirque de la Charvie ; voir § B1).

- **Ensemble a** : d'une épaisseur comparable à son homologue prépiémontais, il s'en distingue par sa base, formée d'argilites violacées à galets décimétriques de dolomie jaune attestant le caractère transgressif de la base du Rhétien sur le Norien, qui se termine par un encroûtement brun-vert. Aucun calcaire (lumachellique ou non) n'est visible. Par contre, on voit de beaux polygones de dessiccation décimétriques au sommet de l'un des bancs de dolomie. Ces indices trahissent un milieu de dépôt à l'abri de toute influence marine, contrairement à l'ensemble a prépiémontais.

- **Ensemble b** : la récurrence de dolomies grises à "faciès Norien", systématiquement observée dans l'Unité prépiémontaise de Rochebrune, existe également ici mais elle est peu épaisse.

- **Ensembles c, d, e** : Ces trois ensembles sont tout à fait comparables d'un domaine à l'autre. L'ensemble c briançonnais est cependant plus riche en bancs de dolomies que son homologue Prépiémontais, et contient une passée d'argilites vertes inconnue en Prépiémontais. L'ensemble d n'a pu être délimité avec certitude. L'ensemble e a les mêmes caractéristiques qu'à la Charvie : il débute par des séquences d'accrétion argilo-calcaires, qui font place à des alternances de schiste noir, de calcschiste et de calcaire noir en faisceaux nodularisés avec prédominance des passées calc-schisteuses. Ce dernier ensemble détermine un replat très net dans la topographie.

- **Ensemble f** : son absence, ainsi que celle des polypiers branchus qui se trouvent à sa base, constitue l'une des principales particularités du Rhétien-Hettangien du lac de l'Ascension. Cet épais faisceau de calcaire massif reconnu comme un repère important en Prépiémontais (Faisceau à polypiers) n'a pas d'équivalent dans la succession du lac de l'Ascension.

- *Ensembles g, h* : une douzaine de mètres d'alternances de dolomies claires (dominantes à la base), de calcaires noirs, de calcshistes (au sommet) peuvent être rapportés à ces ensembles qui seraient alors réduits de moitié en domaine Briançonnais par rapport au Prépiémontais. Rappelons toutefois que des ensembles g et h réduits ont déjà été observés dans l'Unité de Rochebrune (secteur de Côte Belle, coupe L ; fig. 57) où ils sont dans ce cas surmontés par une discordance.

- *Ensembles i, j* : le faisceau calcaréo-dolomitique qui marque la base de l'ensemble i offre une ressemblance frappante avec le "Faisceau discordant" de l'Unité de Rochebrune (repère i_{α} , description § D). La suite de l'ensemble i est tout à fait comparable à son homologue prépiémontais, de même que l'ensemble j qui est toutefois plus calcaire. Il est même possible de corrélérer entre eux certains faisceaux dolomitiques d'échelle métrique.

- *Ensemble k* : également assez comparable à celui de la série du cirque de la Charvie, il surmonte un gros banc calcaire (équivalent du repère j_{α} ?) et se termine par des calcaires noirs à grands lamellibranches à côtes radiales épaisses (ces lamellibranches ont un âge liasique d'après Debelmas, communication orale).

- *Ensemble l* : il existe manifestement au lac de l'Ascension, mais il est impossible de déterminer sa limite supérieure. Le calcaire à septa siliceux ondulés qui constitue en domaine Prépiémontais les quelques mètres du "Banc terminal" se prolonge ici sur trente à quarante mètres d'épaisseur et est surmonté de calcaires clairs du Malm.

Les ressemblances entre cette série et la série de la Charvie sont donc nombreuses : la plupart des ensembles définis dans la seconde série se retrouvent ici avec les mêmes caractères. Il est parfois même possible de corrélérer des bancs métriques. L'exemple le plus frappant est le "Faisceau discordant" (banc repère i_{α}) exactement semblable banc par banc dans les deux séries.

Cependant, le Rhétien-Hettangien Briançonnais du lac de l'Ascension se distingue de ses homologues prépiémontais par les différences suivantes :

- Sa base remanie le Norien sous-jacent. Nous verrons au § 5 qu'une discordance angulaire marquée peut exister à ce niveau en domaine Briançonnais (Rocher Roux).

- Les dolomies massives en faisceaux métriques sont plus abondantes dans les vingt premiers mètres de la formation, révélant probablement un milieu de dépôt plus interne.

- Le "Faisceau à polypiers" (ensemble f) n'existe pas et aucun polypier n'a été observé. Dans l'ensemble de la formation, les calcaires massifs à patine grise claire qui constituent entre-autres le Faisceau à polypiers de la formation Prépiémontaise sont ici absents ou remplacés par les calcaires spathiques plus ou moins lumachelles à patine noire ou brune cendrée, parfois rougeâtre.

- La succession de bancs à tendance globalement transgressive située entre le "Faisceau à polypiers" et le "Faisceau discordant" se trouve ici réduite de moitié. La période correspondant au dépôt des ensembles f, g et h semble donc être celle où les deux domaines se différencient le plus. Remarquons que c'est à cette période que l'on observe en Prépiémontais de nombreuses manifestations de tectonique synsédimentaire.

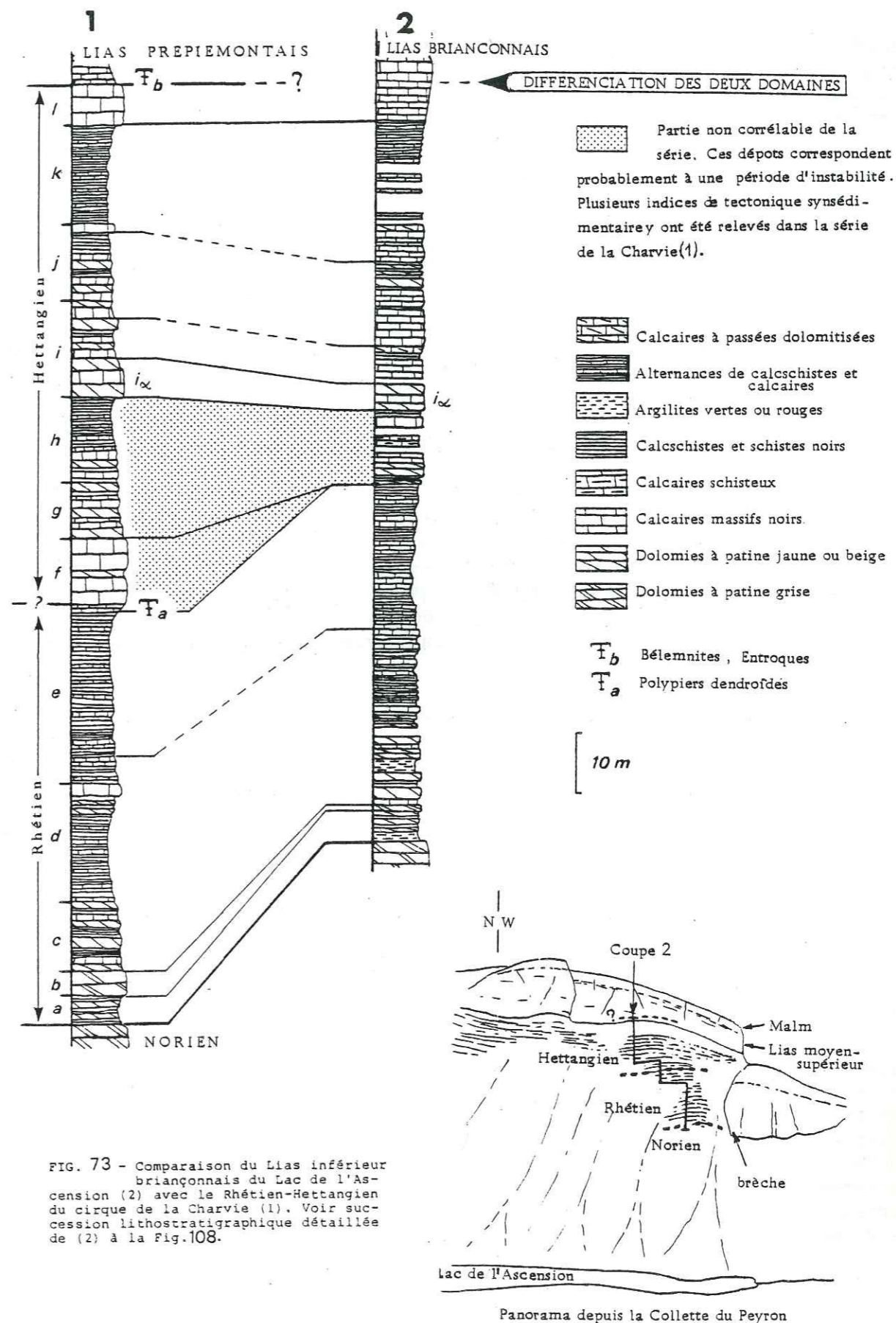


FIG. 73 - Comparaison du Lias inférieur Briançonnais du Lac de l'Ascension (2) avec le Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie (1). Voir succession lithostratigraphique détaillée de (2) à la Fig. 108.

Panorama depuis la Collette du Peyron

- Les ensembles j et k, bien que d'épaisseur équivalente et corrélables d'un domaine à l'autre grâce aux faisceaux dolomitiques, voient en Briançonnais le développement des calcaires noirs spathiques à patine cendrée en épais faisceaux, aux dépens des calcaires noirs nodularisés à septa dolomitiques ou schistoux du domaine Prépiémontais.

- L'évolution post hettangienne de la série est totalement différente de celle observée en domaine Prépiémontais : la limite supérieure de l'Hettangien n'a pu être déterminée. cependant, une brèche (notée sur la fig. 73) d'aspect comparable à celle que l'on observe fréquemment à la base du Lias Prépiémontais de l'Unité de Rochebrune a été reconnue vers la limite supérieure présumée de l'Hettangien du lac de l'Ascension.

5 - Rhétien-Hettangien du Rocher-Roux :

(Debelmas et Lemoine, 1957, complété par observations personnelles).

L'intérêt de cet affleurement en ce qui concerne le Rhétien-Hettangien est de montrer une forte discordance angulaire de la base du Rhétien (ou tout au moins de bancs situés dans les dix premiers mètres de cette formation) sur le Norien. Cette discordance est jalonnée par un conglomérat à galets et blocs métriques de dolomie. La discordance est de l'ordre de 20° et l'axe du basculement NE-SW. Les quelques mètres de calcaires noirs et schistes que l'on trouve ensuite, qui sont probablement l'équivalent de la partie supérieure d'une des mégaséquences du Rhétien-Hettangien de la Charvie, sont surmontés par une seconde discordance. Il n'est donc pas possible de dire si la série est réduite ou simplement tronquée près de sa base.

6 - "Lias inférieur" de Vanoise :

(d'après Ellenberger, 1958).

Remarque : le terme "Lias inférieur" est ici utilisé pour respecter la nomenclature d'Ellenberger, bien qu'il soit actuellement impropre puisque ce "Lias inférieur" comprend le Rhétien.

Ce "Lias inférieur" à affinités prépiémontaises s'observe en Vanoise dans les séries parautochtones de type Val d'Isère - Ambin, et surtout dans les séries de type Grande Motte. Il s'agit très vraisemblablement de l'équivalent de notre Rhétien-Hettangien.

a) Série de type Val d'Isère - Ambin :

Parfois totalement absent, le "Lias inférieur" très réduit peut apparaître dans cette série. Il est alors riche en brèches et discordances, et montre quelques mètres de dolomies noires à patine olivâtre et de schistes, représentant probablement le Rhétien et pouvant contenir quelques polypiers, puis un faciès rappelant le Lias Prépiémontais. Ce Lias Prépiémontais peut-être transgressif à sa base avec remaniement des dolomies sous-jacentes (Rocher Carline, Ellenberger 1958, p 233), ce qui rappelle la discordance locale mise en évidence à la base du Lias Prépiémontais de l'Unité de Rochebrune (§ E5).

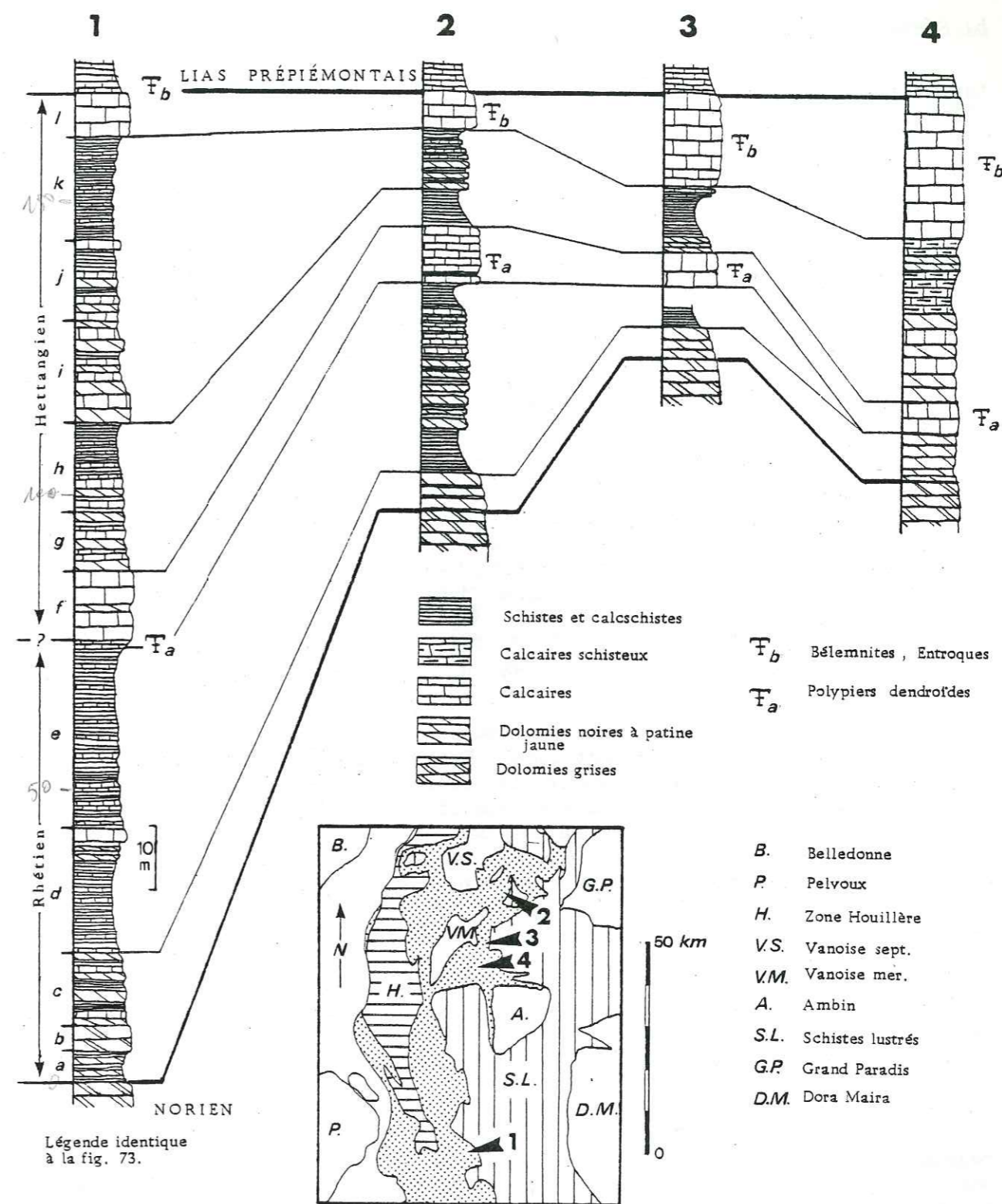


FIG. 74 - Comparaison du "Lias inférieur" de la série de la Grande Motte (Vanoise orientale) avec le Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie (1).

2. Petite Balme (base de la Grande Motte)
 3. Chalets de Chavière (Nord-Est de la coupe des Coëtets)
 4. Mont des Polypiers (Sud de la Dent Parrachée)
- (D'après Ellenberger, 1958)

b) *Série de la Grande Motte :*

La fig. 74 offre une comparaison de quelques successions appartenant à ce type de série avec la succession de la Charvie (Unité de Rochebrune). On y constate une parenté certaine, malgré le caractère réduit des séries. En particulier, le **Faisceau à polypiers** existe. Les polypiers sont les mêmes que ceux de l'Unité de Rochebrune et sont parfois associés à des coquilles de *Megalodontes*, comme à la Turge de Peyron. La succession 2 (Petite Balme) contient quatre épisodes calcschisteux que l'on peut corrélérer avec ceux de la succession de la Charvie (sommet des "mégaséquences", voir fig. 54). Il est probable que, malgré son caractère réduit, le "Lias inférieur" de Vanoise orientale présente l'enregistrement des mêmes mégaséquences à caractère transgressif que celui de Rochebrune.

Ce "Lias inférieur" de Vanoise orientale contient des passées ou lentilles de brèche à éléments dolomitiques triasiques ou liasiques inférieur, et calcaires. Il n'apparaît nulle part discordant sur les dolomies noriennes.

Le **Banc terminal** (banc repère 1 de la série de la Charvie) est présent dans toutes les coupes mais il contient ici des bélemnites et des entroques, alors qu'il est surmonté par des calcaires à belemnites et entroques dans l'Unité de Rochebrune. En Vanoise orientale, il est attribué (sans preuves paléontologiques) par Ellenberger au Sinémurien, tandis qu'il a très probablement un âge Hettangien dans l'Unité de Rochebrune et les unités prépiémontaises voisines (voir § B3, c). Ce banc repère **pourrait donc être hétérochrone**, et le dépôt du faciès hémipélagique du Lias Prépiémontais serait plus précoce dans les unités prépiémontaises à l'Est de Briançon qu'en Vanoise interne.

Pour terminer cette comparaison, remarquons enfin que dans certaines coupes (coupe du col Demi Lune ; Est de la Dent Parrachée) le faciès Lias Prépiémontais semble envahir le sommet de la succession du "Lias Inférieur", sous la barre de calcaire massif qui constitue le Banc terminal. Ceci rappelle les observations faites dans le secteur du Peouvou (§ 2, b) où l'une des deux successions relevées montre une moitié supérieure très calcaire avec un passage progressif au Lias Prépiémontais.

H- CONCLUSION :

Le Rhétien-Hettangien Prépiémontais apparaît comme une **formation de transition** entre les carbonates de plateforme subémersifs du Norien et les faciès hémipélagiques du Lias Prépiémontais (Sinémurien - Toarcien).

Du point de vue stratigraphique, la série se compose dans l'Unité de Rochebrune de séquences élémentaires métriques de comblement (**séquences régressives**) à caractère plus ou moins marin. L'enchaînement de quelques une de ces séquences (de l'ordre d'une dizaine) peut avoir un caractère transgressif ou régressif. C'est ce que l'on observe à l'échelle des "ensembles". Par contre, une "**mégaséquence**", composée de plusieurs ensembles, a toujours un caractère **transgressif** marqué. On en dénombre quatre dans la série, débutant schématiquement par des faciès subémersifs et se terminant par des faciès marins plus ou moins profonds, parfois récifaux.

Les corrélations effectuées montrent, par la remarquable continuité latérale des bancs, une paléotopographie très plane. Le domaine paléogéographique correspondant est très étendu et est actuellement représenté au

moins dans les unités prépiémontaises et certaines unités briançonnaises (nappe de Peyre-Haute).

Du point de vue tectonique synsédimentaire, on constate une gradation dans l'intensité des perturbations apportées à la série. Celles-ci se produisent principalement à trois niveaux de la série :

- la limite Norien-Rhétien qui est très généralement concordante dans l'Unité de Rochebrune, peut-être localement discordante (près de l'Escalinade). Les indices d'une telle discordance sont en outre relevés au Peouvou et dans la série briançonnaise du lac de l'Ascension sous forme de brèches, tandis qu'une forte discordance est effectivement observée au Rocher Roux, en Briançonnais. (voir carte de localisation fig. 70).
- la mégaséquence 3 (fig. 54) est affectée par des glissements et failles synsédimentaires, et peut-être réduite tant en Prépiémontais qu'en Briançonnais. La base de la mégaséquence 4, constituée par un banc repère extrêmement étendu ("Faisceau discordant") est localement discordante sur le sommet de 3. Ces événements se situeraient dans la partie inférieure de l'Hettangien.
- la limite supérieure de la série (sommet du "Banc terminal", limite présumée Hettangien-Sinémurien) est toujours marquée par une discontinuité, avec encroûtement ou bréchification superficielle. Localement, ce remaniement est beaucoup plus important: des failles synsédimentaires à rejet hectométrique délimitent des blocs où se produisent des basculements. Une érosion sous-marine intense attaque les reliefs ainsi créés et peut décaper la série jusqu'au Norien. Une brèche chaotique à gros blocs comble les dépressions et cache les failles synsédimentaires avant l'apparition du Lias Prépiémontais.

Toutes ces observations, tant stratigraphiques que paléotectoniques, peuvent être rapportées au début du rifting téthysien.

La tendance transgressive de cette époque est reconnue à l'échelle mondiale (début du grand cycle transgressif jurassique). Par contre, son caractère répétitif avec retour périodique à des conditions proches de l'émersion peut-être rapporté dans la série prépiémontaise à des mouvements tectoniques. Ceci se voit particulièrement bien à la limite entre les mégaséquences 3 et 4, où le brusque retour au domaine subémersif s'accompagne localement d'une discordance.

Les basculements de blocs vers la limite Hettangien-Sinémurien correspondent à une étape importante du rifting qui aboutit (1) à l'individualisation du domaine paléogéographique prépiémontais par rapport au Briançonnais, et (2) à l'installation dans le domaine prépiémontais d'un faciès hémipélagique réduit par rapport au domaine externe et contenant des ammonites. C'est le "Lias Prépiémontais".

CONCLUSION DE LA

DEUXIÈME PARTIE

L'étude mégastructurale de l'Unité prépiémontaise de Rochebrune a mis en évidence plusieurs étapes de structuration :

- Vers la limite Hettangien-Sinemurien, les distensions liées au début du rifting téthysien provoquent le fonctionnement de failles à compartiment Est effondré, d'orientation actuelle NW-SE, et le basculement vers le SW des compartiments compris entre ces failles. La base du Lias Prépiémontais, ravinant et cachetant ces structures, peut se trouver discordante sur le Norien, le Rhétien ou l'Hettangien, surtout dans la partie orientale de l'Unité.

- Trois principaux évènements alpins se succèdent dans l'ordre suivant : (1) des rétroécaillages dans les termes post-noriens, (2) le fonctionnement de failles normales à pendage moyen vers le SE, et (3) le rétrocharriage de l'Unité. On remarquera l'intercalation d'une tectonique cassante distensive (2) entre deux tectoniques synschisteuses plicatives (1 et 3), qui implique une remontée éphémère du niveau structural (érosion rapide de l'édifice post. (1) ?) suivie d'un approfondissement (nouvel empiement de nappes ?).

L'étude stratigraphique, portant essentiellement sur la formation Rhético-Hettangienne, précise les modalités de l'évolution des carbonates de plateforme du Norien aux faciès hémipélagiques du Lias Prépiémontais :

- quatre mégaséquences à caractère transgressif se succèdent dans le Rhétien-Hettangien, avec retour au début de chacune d'entre elles à des faciès subémersifs. La tendance transgressive générale est à rapporter à des variations eustatiques (début de la grande transgression Jurassique), ce qui ne semble pas être le cas de la brusque interruption de chacune des mégaséquences :

Le rôle de la tectonique a en effet pu être mis en évidence au sommet des mégaséquences 3 (variations latérales, discordance de la base de 4) et 4 (évènement paléotectonique d'ampleur régionale ; voir ci-dessous).

- La formation Rhético-Hettangienne porte les marques d'une tectonique synsédimentaire de plus en plus active. Ces évènements se produisent dès le Norien (failles synsédimentaires) et leur paroxysme se situe vers la limite Hettangien-Sinemurien : failles à rejets hectométriques, basculements de blocs et ravinement intense que l'on peut voir dans la partie orientale de l'Unité de Rochebrune. Ce dernier évènement a une ampleur régionale (il est le plus souvent marqué par une discontinuité précédant la brusque apparition du faciès hémipélagique "Lias Prépiémontais") et aboutit à la différenciation des domaines briançonnais et prépiémontais.

Au total, l'évolution du Norien, souvent subémersif, au Sinémurien hémipélagique apparaît relativement progressive au début (transgression généralisée), puis très rapide à la fin de l'Hettangien (brutal effondrement du domaine prépiémontais).

TROISIÈME PARTIE

UNE SÉRIE ORIGINALE À DÉTRITISME CARBONATÉ, SILICEUX

ET ULTRABASIQUE : LA SÉRIE DE PRAFAUCHIER

SOMMAIRE

	Pages
Introduction	171
CHAPITRE VII - LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE TYPE PRAFAUCHIER ; DESCRIPTIONS, COMPARAISONS, HYPOTHESES STRATIGRAPHIQUES	
A - Successions reposant sur l'Unité de Rochebrune	173
B - Successions en position d'écailles basales de l'Unité de Rochebrune .	175
C - Discussion ; hypothèses retenues	187
CHAPITRE VIII - INTERPRETATIONS STRATIGRAPHIQUES DE LA SUCCESSION DE PRAFAUCHIER ; LA SÉRIE DE PRAFAUCHIER	
A - Série Malm - Crétacé	195
B - Série Dogger supérieur-Malm : la série de Prafauchier	196
C - Conclusion	197
Conclusion de la troisième partie	198

INTRODUCTION :

Certaines successions lithostratigraphiques observées dans le secteur étudié n'ont pu être rapportées ni à la série de type "Roche des Clots-Grande Hoche" telle qu'on la connaît dans les deux localités types (voir ch. V), ni à la série supraophiolitique de type "lac des Cordes" telle qu'elle vient d'être définie dans le présent travail (voir ch. III). Ces successions lithostratigraphiques peuvent s'insérer sous l'Unité de Rochebrune (écailles basales) ou, au contraire, reposer sur celle-ci (voir schéma fig. 75). Quoique affleurant dans des positions tectoniques différentes, elles présentent d'importants caractères communs.

Un certain nombre de successions de ce type seront décrites et comparées au ch. VII, à l'issue duquel deux hypothèses de succession commune seront retenues.

On proposera ensuite au chapitre VIII une interprétation stratigraphique pour chacune de ces hypothèses. Plusieurs arguments nous conduisent à proposer pour l'une de ces hypothèses, qui était déjà la plus vraisemblable au regard des données de terrain, une interprétation géodynamique cohérente avec certaines observations en domaine océanique actuel. La succession correspondante s'appelle alors "série de Prafauchier" et pourrait constituer le prolongement stratigraphique de la "Formation détritique rousse", terme le plus élevé de la succession type Roche des Clots que l'on puisse observer dans l'Unité de Rochebrune.

CHAPITRE VII

LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE TYPE PRAFAUCHIER : DESCRIPTIONS, COMPARAISONS, HYPOTHÈSES STRATIGRAPHIQUES

A- SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES REPOSANT SUR L'UNITE DE ROCHEBRUNE

1 - Col de Prafauchier

(localisation, fig. 76)

a) *Description :*

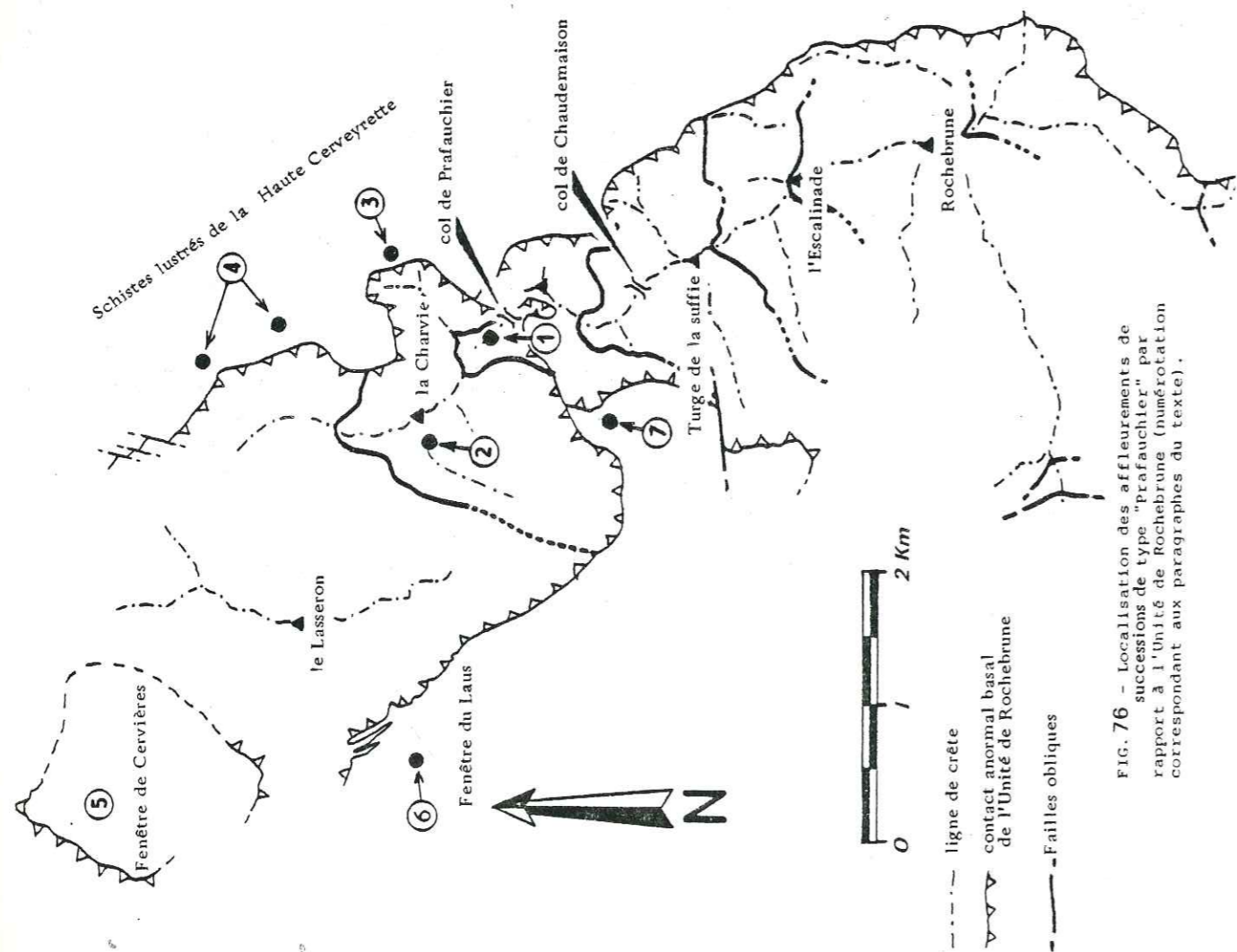
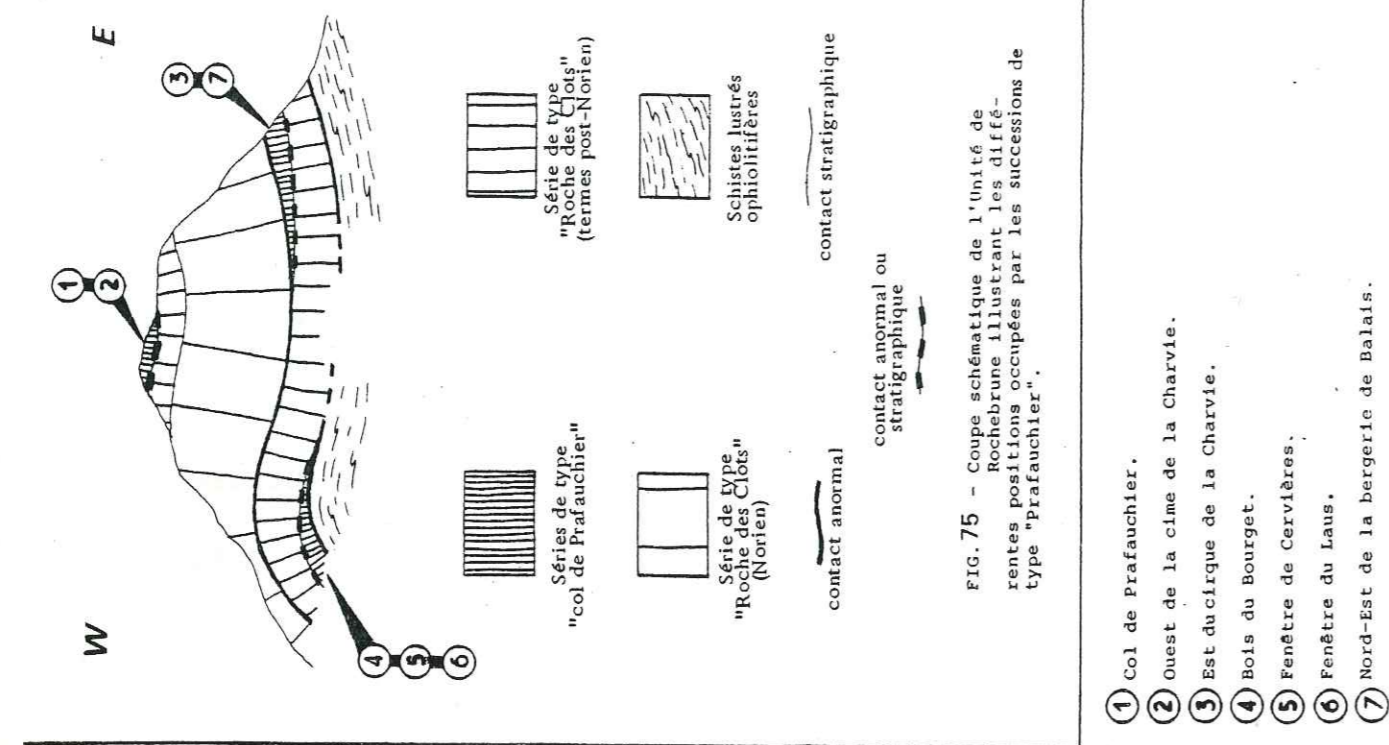
Le long de la pente dominant au NW le col de Prafauchier, affleure une pile d'écaillés dont la structure est décrite au ch. IV, § B3 . Ces écaillés sont toutes formées de termes appartenant à la série de type Roche des Clots, excepté l'une d'elles (dénommée V sur la fig. 28). La succession observée dans cette dernière écaille rentre dans le cadre du présent chapitre et sera choisie comme succession type (d'où l'appellation de "succession de type Prafauchier" qui sera appliquée aux autres successions comparables) car elle contient la plupart des termes caractéristiques de ce type de série (fig. 77) :

- schistes noirs et calcschistes à passées microbrèchiques.
- brèche à éléments anguleux de dolomie, quartz et micaschiste, et matrice carbonatée à patine rousse (patine "capucin").
- calcaire marmoréen clair à lits de chloritoschiste siliceux vert.

Ces termes forment, dans l'ordre qui vient d'être énoncé, une succession stratigraphique à priori continue, aucun contact anormal n'ayant été mis en évidence.

b) *Analogie de faciès :*

Les schistes siliceux chloriteux ou hématoïdes et les calcaires marmoréens qui leur sont associés évoquent certains faciès du *malm des zones internes*, et rappellent en particulier les jaspes rouges et verts (méta-radiolarites) et marbres du rocher de la Perdrix (Gondran, Nord de Cervières) attribués au Malm (Lemoine, 1972).



c) Polarité stratigraphique :

Dans la mesure où la succession lithostratigraphique observée au col de Prafauchier est continue (cette hypothèse n'étant pas démontrable au col de Prafauchier, on se reportera à ce sujet à la discussion du § D2), deux indices permettent de lui supposer une polarité normale :

- de rares granuloclasses observés dans des bancs microbréchiques au sein des schistes noirs et calcschistes.
- la plus grande abondance de schistes siliceux verts à la base du calcaire marmoréen. En effet, d'après l'analogie de faciès mentionnée au § b, ces schistes devraient constituer la base stratigraphique du calcaire marmoréen.

d) Nature du détritisme :

Un détritisme de nature variée caractérise cette succession : ce sont d'abord, intercalés dans les schistes noirs et calcschistes, quelques niveaux pluricentimétriques gréseux fins, parfois granuloclassés. Puis vient la brèche à "patine capucin", qui contient des éléments de taille et de nature variées, essentiellement dolomitiques, mais aussi quartzeux ou micaschisteux. Cette brèche contient en outre l'indice d'un détritisme ultrabasique sous forme de :

- grains millimétriques de chlorite qui peuvent représenter d'anciens grains détritiques de serpentinite (cette simple présomption étant appuyée par le fait que l'on rencontre, sensiblement au même niveau, dans d'autres successions stratigraphiques de type Prafauchier, un véritable détritisme serpentiniteux (§ 3).
- petits niveaux de schistes chloriteux et/ou talqueux, et lits de carbonates ankéritiques à patine rousse caractéristique. Ces termes sont connus en Queyras oriental, toujours à proximité de roches vertes remaniées sous forme d'olistolites (Tricart et al, 1983).

2 - Ouest de la cime de la Charvie :

(localisation, fig. 76)

Un petit affleurement situé 250 m à l'Ouest-Sud-Ouest de la cime de la Charvie permet d'observer la succession de la fig. 78 . Cette succession est comparable au sommet de la succession type (fig. 77 ; col de Prafauchier).

B- SUCCESIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES EN POSITION D'ÉCAILLES BASALES DE L'UNITÉ DE ROCHEBRUNE

Les écaillles insérées entre l'Unité de Rochebrune et les Schistes lustrés à roches vertes sous jacents (série du lac des Cordes) contiennent des termes appartenant à la série de type Roche des Clots, et des termes qui doivent être rapportés à une succession de type Prafauchier. Dans les paragraphes qui suivent, seuls ces derniers seront décrits. la numérotation de ces paragraphes est identique à celle des affleurements correspondants sur la fig. 76 .

- c : marbres gris massifs, en bancs décimétriques alternant avec des passées centimétriques siliceuses beiges.
- b : schistes siliceux fissiles noirs, verts ou lie de vin, à bancs centimétriques de calcaire gris ou de quartzite brun.
- a : bancs présentant des alternances de calcaire gris, de niveaux minéralisés (Blende) à patine brun-rouge, et de lits centimétriques de chloritoschistes verts siliceux.

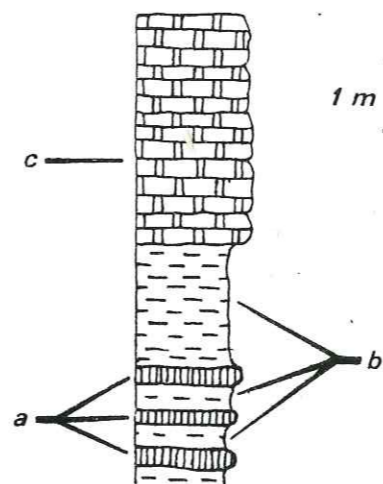


FIG. 78 - Succession lithostratigraphique observée dans l'affleurement de série de type Prafauchier situé à l'Ouest de la cime de la Charvie (localisation : Fig. 76).

- f : marbres beiges en bancs pluridécimétriques à flammes siliceuses alternant avec des passées centimétriques de chloritoschiste siliceux vert ou lie de vin.
- e : alternances de bancs décimétriques de marbre beige et de passées pluridécimétriques de chloritoschistes verts siliceux.
- d : formation à lentilles ou blocs métriques de brèche carbonatée à patine "capucin", à éléments centimétriques à millimétriques de dolomie, de quartz et de micaschiste argenté, et à grains millimétriques chloritisés représentant probablement d'anciens grains de serpentinite.
- c : niveau interstratifié de composition prasinitique (origine détritique probable).
- b : calcschistes en plaquettes grises ou brunes légèrement micacées à intercalations de bancs calcaires décimétriques brun-roux à veines siliceuses et de bancs décimétriques de grès fin parfois granuloclassés.
- a : schiste fin argenté à rares fragments centimétriques de quartz.

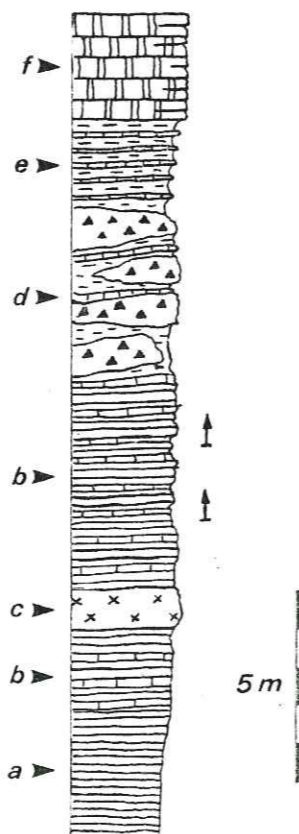


FIG. 77 - Succession lithostratigraphique du Col de Prafauchier (localisation : Fig. 76).

3 - Est du cirque de la Charvie :
(localisation, fig. 76)

a) Présentation :

Cette écaïlle contient plusieurs plis isoclinaux hectométriques. L'ensemble des affleurements et quelques coupes sériées sont respectivement représentés dans les fig. 79 et 80.

b) Particularités par rapport à la succession type (§ 1) :

On retrouve les trois termes principaux, cités au § 1 : schistes noirs et calcschistes, brèche à patine capucin, calcaires marmoréens, (voir succession synthétique fig. 81). A ces termes s'ajoutent, à un niveau bien précis (à la base des marbres), (1) une brèche à blocs siliceux décimétriques foliés, dans une matrice également siliceuse ; très compacte et de teinte verte claire, cette brèche se révèle en lame mince essentiellement formée de quartz et chlorite, avec quelques plages d'albite ; les blocs sont subanguleux, orientés de façon quelconque. (2) une brèche de serpentinite, formée de fragments de serpentinite arrondis et de taille variable (centimétrique à pluridécimétrique), et (3) des ophicalcites formées de fragments de serpentinite dans une matrice carbonatée ; ces fragments, de taille également variable, peuvent s'organiser en lits centimétriques.

Ces trois types de brèches associés forment un niveau continu, mais chaque type de brèche pris individuellement n'est pas continu à l'échelle de l'affleurement. la fig. 82 représente ce niveau "déplié". On remarque que :

- verticalement, ces trois types de brèches se succèdent dans l'ordre où elles viennent d'être décrites : (1), (2) puis (3).
- latéralement, (1), localement très épaisse, est très peu étendue ; (2) a un caractère lenticulaire ; (3) paraît la plus continue.

La seconde particularité que l'on relève par rapport à la succession type (§ 1) est la présence de termes inconnus dans cette dernière (calcaires et calcschistes de la moitié supérieure de la succession, fig. 81) et qui pourraient être en continuité stratigraphique avec les calcaires marmoréens.

c) Continuité et polarité de la succession :

Aucun contact anormal n'a été relevé dans cette succession. Les ophicalcites mentionnées au § b, ne sauraient être interprétées comme l'indice d'un contact anormal. En effet :

- l'aspect est celui d'une brèche sédimentaire, avec en particulier de petits lits centimétriques plus riches en graviers de serpentinite, qui évoquent des litages sédimentaires.
- le contact avec l'encaissant (serpentinites ou calcaire marmoréen) est extrêmement progressif, en particulier du côté du calcaire où l'on passe graduellement de l'ophicalcite typique à un calcaire à fragments de serpentinite de plus en plus disséminés, puis au calcaire marmoréen typique.
- l'analogie peut-être faite avec de nombreuses ophicalcites du Queyras, antérieurement supposées injectées dans des contacts anormaux, et qui sont actuellement réinterprétées comme un témoignage du remaniement de serpentinites (Tricart et al, 1983).

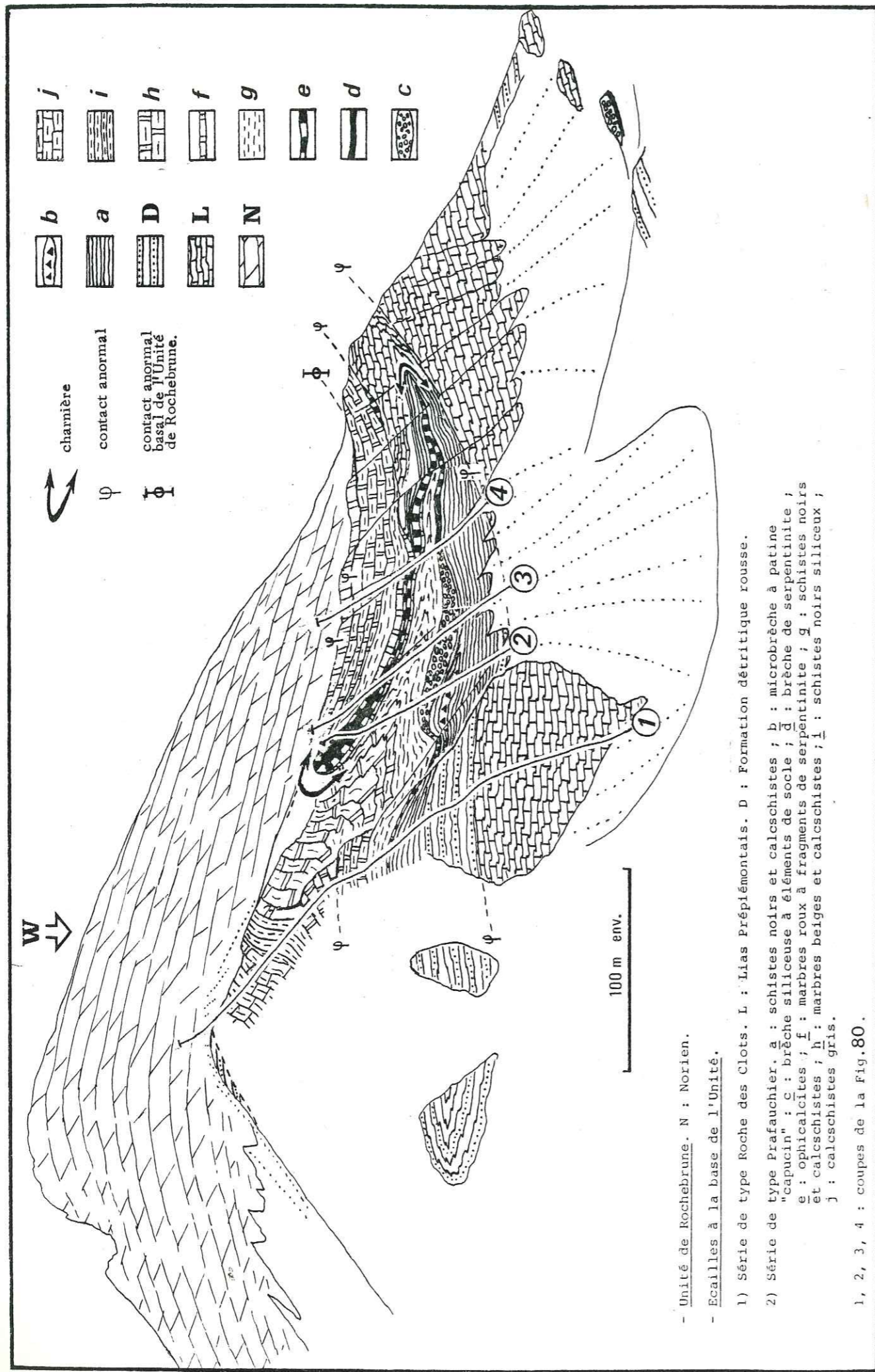


FIG. 79 - Panorama des écailles affleurant à l'Est du cirque de la Charvie, et contenant une série de type Prafauchier (localisation : Fig. 76).

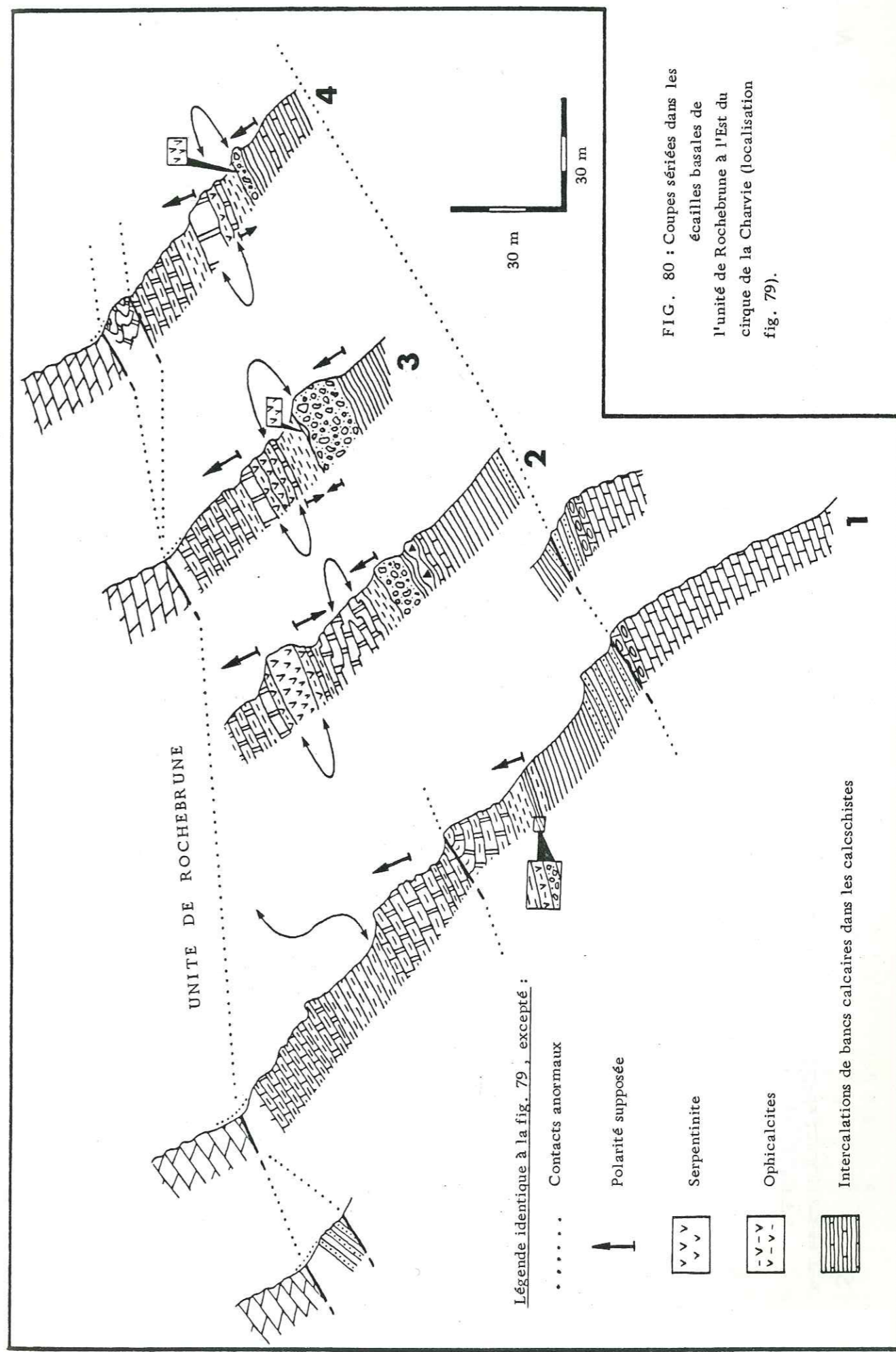


FIG. 80 : Coupes sériées dans les écailles basales de l'unité de Rochebrune à l'Est du cirque de la Charvie (localisation fig. 79).

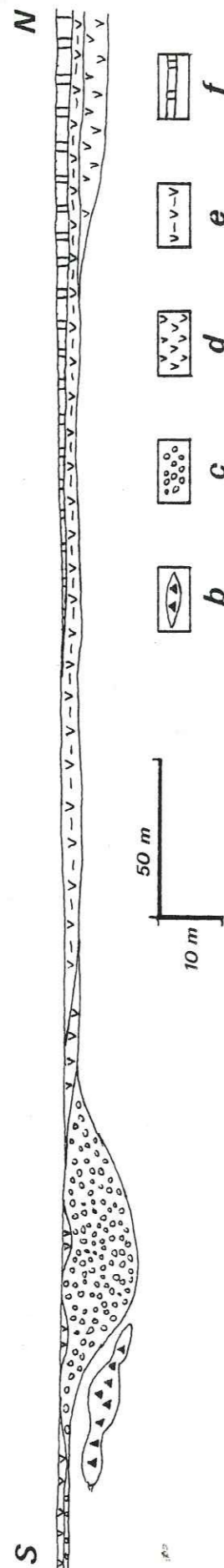
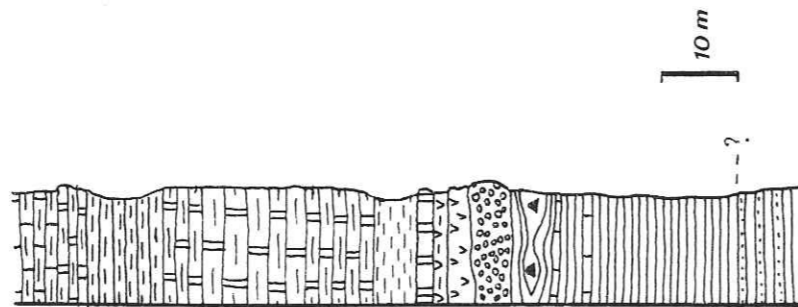


FIG. 82 - Tentative de reconstitution anté-tectonique alpine du niveau de brèches associées dans l'écaïlle située à l'Est du cirque de la Charvie (série de type Prafauchier) :

b : brèche dolomitique à patine "capucin" ;
 c : brèche siliceuse à éléments de socle ;
 d : serpentinite bréchique ;
 e : ophicalcites ;
 f : marbres roux à fragments de serpentinite.

FIG. 81 - Succession lithostratigraphique reconstituée dans l'écaïlle située à l'Est du cirque de la Charvie (série de type Prafauchier). Légende identique à celle de la Fig. 80 (localisation : Fig. 76).



Ainsi qu'au col de Prafauchier (§ 1), la succession sera donc supposée continue.

Le seul critère de polarité dont on dispose est la dilution progressive des fragments de serpentinite dans le calcaire marmoréen. Remarquons que cette polarité est cohérente avec la polarité présumée de la succession du col de Prafauchier (§ 1).

d) Nature du détritisme :

Les ophicalcites représentant simplement un faciès de transition entre la serpentinite bréchique et le calcaire marmoréen, deux nouveaux types de brèche s'ajoutent à ceux décrits au § 1, qui sont également présents ici :

- une brèche de serpentinite qui confirme les indices de détritisme ultrabasique mentionnés au § 1 d, et concernent le même niveau de la série.
- une brèche siliceuse dont le matériel provient probablement d'un socle cristallin.

4 - Bois du Bourget :

(localisation, fig. 76)

Deux affleurements sont à signaler dans ce secteur :

a) En face des Hugues, vers la cote 2070, affleurent quelques mètres de schistes noirs fissiles surmontés par un banc métrique de brèche à graviers de dolomie, non granuloclassée, à patine "capucin". Quelques fragments de serpentinite se voient en éboulis. Ces faciès, analogues à certains observés au col de Prafauchier (§ 1) ou à l'Est du cirque de la Charvie (§ 3), seront interprétés comme appartenant à une succession de type Prafauchier.

b) En face du Bourget, de 2150 au point coté 2326, on rencontre une série renversée dont la coupe est donnée fig. 83 . Sur celle-ci, le seul terme à rapporter avec certitude à la série de type Prafauchier est le calcaire marmoréen gris à passées phylliteuses vertes ou rouges (e). Elle est cependant intéressante à deux points de vue :

1. l'abondance des niveaux de microbrèches granuloclassées dans la formation détritique rousse permet de contrôler que le calcaire marmoréen e se trouve au coeur d'un pli synclinal, et occupe donc la position de la suite stratigraphique de la formation détritique rousse.
2. les schistes gris et calcschistes à microbrèches quartzomiacées (d) sont manifestement ici en continuité stratigraphique avec le faciès typique de la formation détritique rousse, à savoir les calcaires roux à passées de calcschistes et de schistes noirs et à bancs de microbrèches dolomitiques granuloclassées (b). Or, ces schistes gris et calcschistes rappellent le faciès b de la fig. 77 (col de Prafauchier), et le faciès a de la fig. 79 (Est du Cirque de la Charvie), qui sont le faciès basal de la succession de type Prafauchier.

La succession de type Prafauchier pourrait-elle constituer la suite stratigraphique de la formation détritique rousse ? Cette hypothèse sera proposée au chapitre VIII, § B .

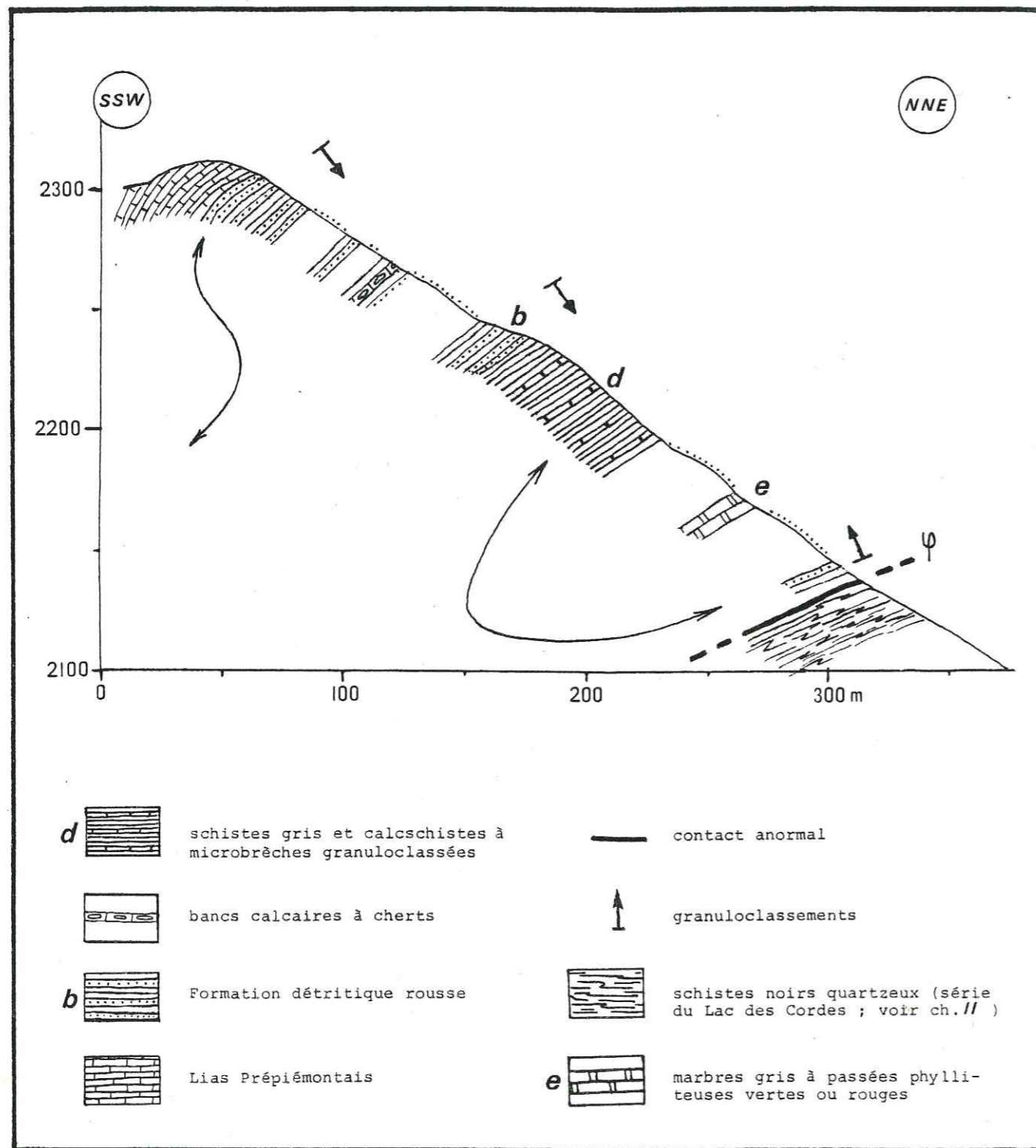


FIG. 83 - Coupe de l'écaille du bois du Bourget (S.S.W. de Cabot ; localisation : Fig. 76).

5 - Fenêtres de Cervières :
(localisation, fig. 76)

a) Présentation :

Nous distinguerons trois unités tectoniques à l'intérieur de cette fenêtre (voir fig. 84) :

- l'unité supérieure, comprenant des termes de la série de type Roche des Clots.
- l'unité orientale, formée d'un bloc de dolomies noriennes probablement effondré de l'Unité prépiémontaise sus-jacente (secteur de Beauregard).
- l'unité inférieure, à structure complexe. C'est elle qui contient les termes pouvant être rapportés à une succession de type Prafauchier.
(voir également coupes de la fig. 85).

b) Description :

L'unité inférieure est essentiellement formée de calcschistes siliceux, massifs et hétérogènes, à patine brun-vert, et de schistes fissiles gris argentés ou verdâtres. Ces deux lithofaciès contiennent de nombreux accidents détritiques, variés tant par leur nature que par leur taille :

b1) - Intercalés dans les schistes fissiles (coupe Y), quelques lits centimétriques de microbrèches à éléments dolomitiques millimétriques.

b2) - En rapport avec les schistes fissiles et les calcschistes siliceux, on trouve :

1. des microbrèches ou brèches non granuloclassées, à patine "capucin" (brun-roux), à matrice carbonatée et éléments essentiellement dolomitiques, mais aussi quartzeux et micaschisteux. On y trouve parfois des paillettes de mica chromifère. (Ces brèches sont notées a sur la fig. 84).

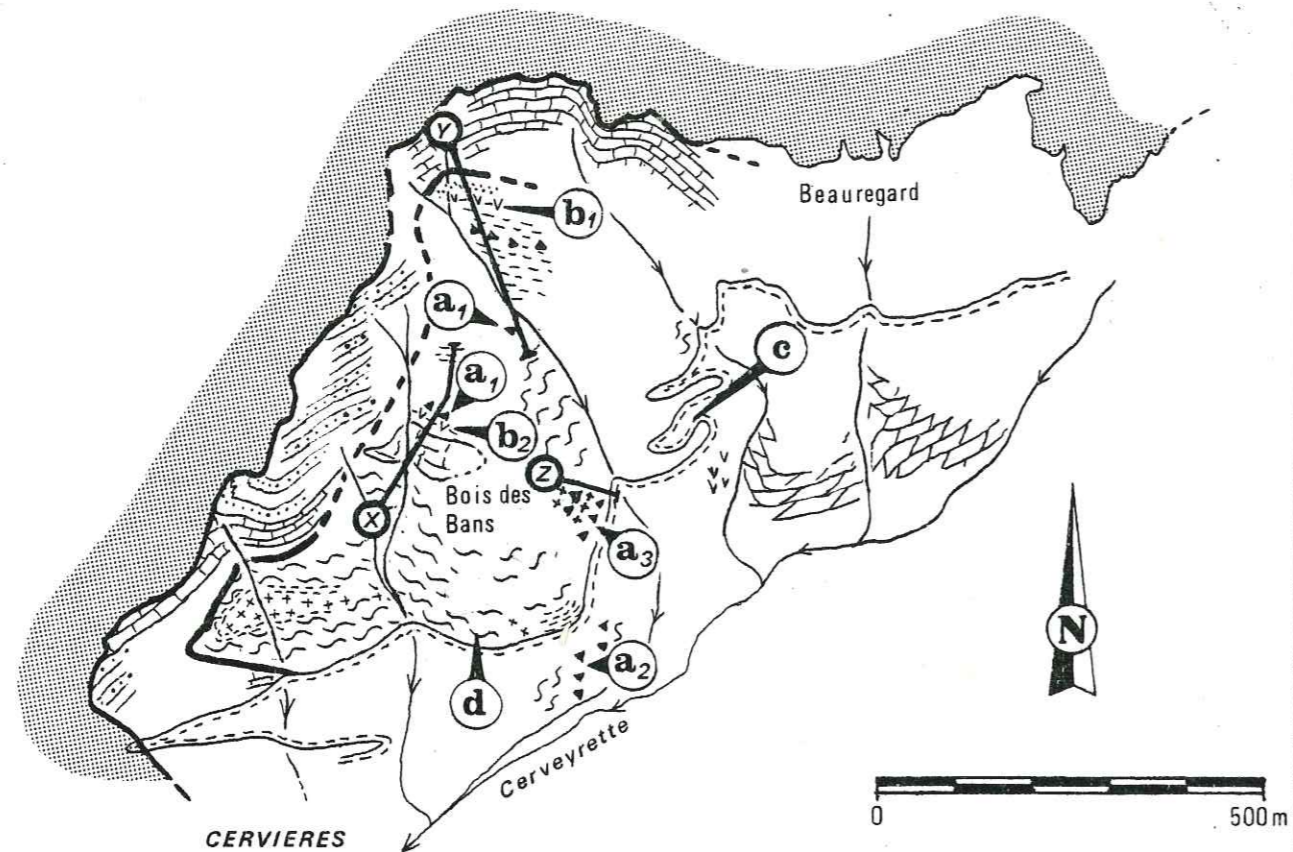
2. des micaschistes argentés (reconstitués) à galets décimétriques de dolomie et de quartz (coupe Z), peu épais, qui constituent un terme de transition de 1. à 3..

3. des bancs métriques massifs d'aspect prasinitoïde riches en glaucophanite.

4. des ophicalcites : ophicalcite hématitique pourpre (b1 sur fig. 84) et brèche à graviers de serpentinite et ciment carbonaté (b2 sur fig. 84).

5. des bancs métriques de quartzite blanc ou vert pâle. Un bloc éboulé du même type s'est montré riche en jadéite (Saliot, 1978) (c sur fig. 84).

Plusieurs parmi ces cinq types de détritisme se trouvent en général associés. On observe par exemple les successions suivantes : 1,2 puis 3 (coupe Z), ou bien, 1,4 puis 5 (coupe Y).



Unité inférieure

- calcschistes siliceux à patine brun-vert
- olistolite de calcaire triasique
- quartzites blancs ou verts massifs
- prasinites
- ophicalcites
- serpentinite
- brèche à patine "capucin"
- schistes noirs ou verts fissiles à microbrèches dolomitiques

Unité supérieure

- Formation détritique rousse
- Lias Prépiémontais

Unité orientale

- Norien (dolomies)

Unité prépiémontaise

- Norien (dolomies, cargneules)

contact anormal

X, Y, Z : coupes de la Fig.

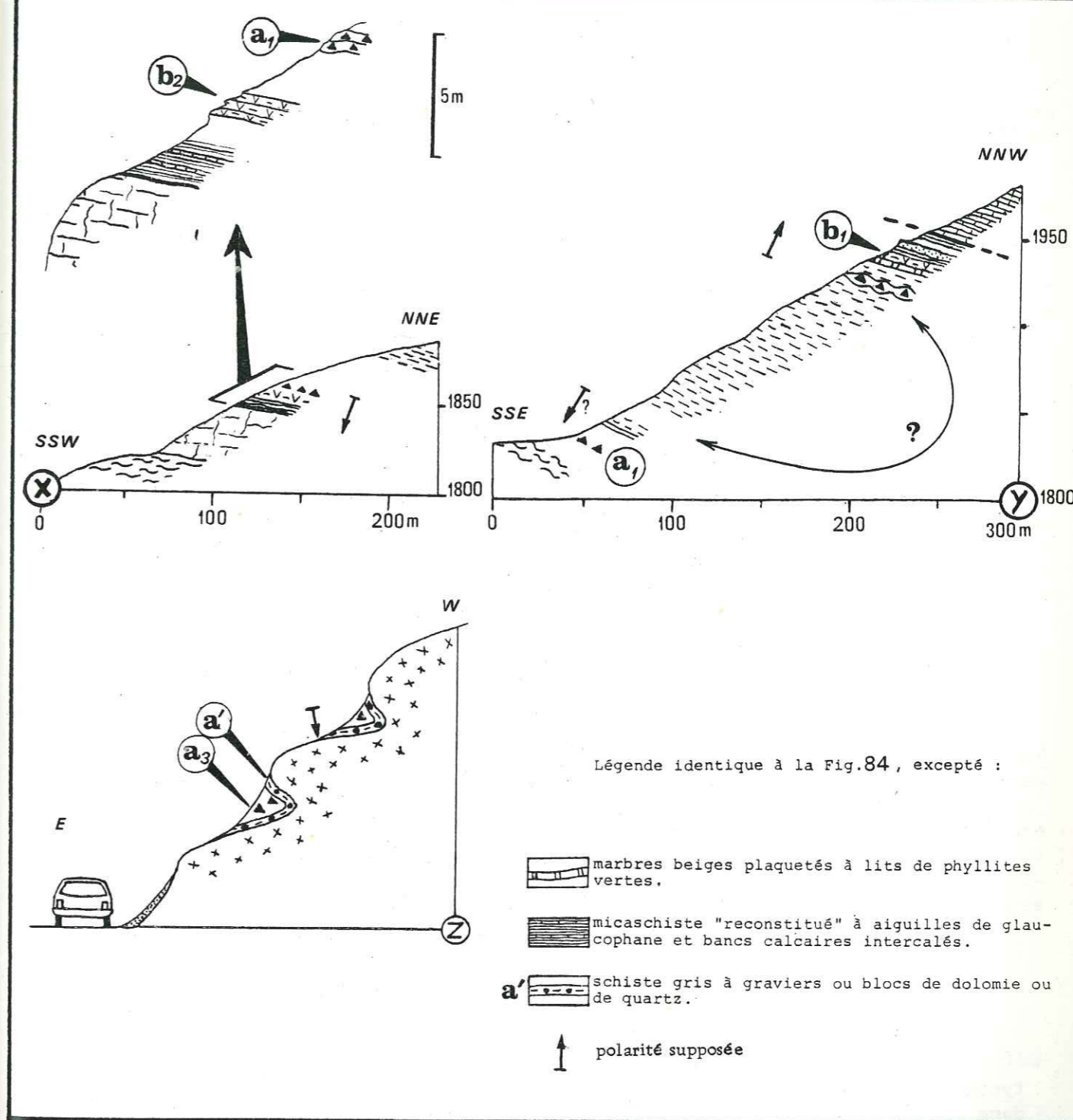
a : présence dans la brèche à patine "capucin" de :
 a₁ : fragments de micaschiste argenté.
 a₂ : bloc métrique de quartzite.
 a₃ : paillettes de mica chromifère.

b₁ : ophicalcite hématitique ; b₂ : brèche de serpentinite à ciment carbonaté.

c : bloc éboulé de quartzite riche en jadéite (voir Saliot, 1978)

d : présence dans les calcschistes siliceux de galets calcaires décimétriques.

FIG. 84 - Carte géologique simplifiée de la Fenêtre de Cervières, et localisation des coupes de la Fig. 85. (Les termes appartenant à la série de type Prafauchier sont contenus dans l'unité inférieure.)



Légende identique à la Fig. 84, excepté :

- marbres beiges plaquetés à lits de phyllites vertes.
- micaschiste "reconstitué" à aiguilles de glaucophane et bancs calcaires intercalés.
- schiste gris à graviers ou blocs de dolomie ou de quartz.
- polarité supposée

FIG. 85 - Coupes localisées sur la Fig. 84 (Fenêtre de Cervières).

b3) - Intercalés dans les calcshistes siliceux, on rencontre des galets de calcaire gris (d sur fig. 84) et un olistolite **décamétrique** de calcaire gris triasique, attribué à l'Anisien. Une coupe de détail relevée quelques mètres au-dessus de cet olistolite (fig. 85 , coupe X) révèle l'existence de quelques bancs détritiques analogues à certains faciès décrits au § b2, soit successivement en se rapprochant de l'olistolite (c'est-à-dire de haut en bas) :

- brèche dolomitique à patine "capucin" (1).
- brèche à graviers de serpentinite et ciment carbonaté (4).
- micaschistes "reconstitués" à petits bancs calcaires intercalés.

c) *Interprétation :*

La complexité de l'unité inférieure n'a pas permis d'y dégager une succession stratigraphique. On se bornera donc à **comparer** les lithofaciès observés dans cette unité inférieure avec ceux que l'on trouve dans les autres affleurements de séries de type Prafauchier :

1. les schistes gris argentés à petits bancs de microbèches dolomitiques sont probablement l'équivalent des schistes gris ou noirs et calcschistes à petits bancs microbrêchiques déjà rencontrés au Col de Prafauchier (a et b, fig. 77), et à l'Est du cirque de la Charvie (a, fig. 79, 80).

2. les calchistes siliceux à patine brun-vert n'ont été retrouvés que dans la Fenêtre du Laus (§ 6).

3. les différentes brèches décrites au § b2 montrent de nombreuses analogies avec celles que l'on trouve dans les affleurements précédemment décrits (§ 1 à 4). On retrouve en particulier la brèche à patine "capucin" du col de Prafauchier (d, fig. 77) et de l'Est du Cirque de la Charvie (b, fig. 79). Comme dans ces deux affleurements, elle est mixte (éléments de dolomie, quartz et micaschistes) et voisine probablement avec un détritisme ophiolitique (présence de paillettes de mica chromifère, association (coupe Z) avec un niveau prasinitoïde). On retrouve également les ophicalcites déjà rencontrées à l'Est du Cirque de la Charvie (e, fig. 79). Enfin, les quartzites de la fenêtre de Cervières (coupe Y, fig. 85) peuvent être l'équivalent de la brèche siliceuse de l'Est du Cirque de la Charvie (c, fig. 79)

Remarquons que, comme à l'Est du Cirque de la Charvie, plusieurs types de brèches sont en général associés (ceci est particulièrement visible dans la coupe Y où brèche à patine capucin, ophicalcite et quartzite sont proches les uns des autres).

Les comparaisons qui viennent d'être faites nous autorisent à supposer l'existence dans l'unité inférieure de la Fenêtre de Cervières d'une **succession stratigraphique en partie analogue à celle observée par exemple à l'Est du Cirque de la Charvie (fig. 81)**, au moins à la moitié inférieure de celle-ci. Cette succession comprendrait (de bas en haut) :

- schistes gris argentés à petits bancs de microbrèche dolomitique.
- brèche à patine capucin et éléments dolomitiques, quartzeux, micaschisteux, associée ou non avec des "prasinites" d'origine détritique (sables ou olistolites). Cette brèche paraît intercalée dans la partie supérieure des schistes.
- ophicalcites, associées à de petits lits de marbre beige et à des bancs de quartzite (coupe Y).

Cette succession, déduite d'une comparaison avec d'autres successions, ne pourra être utilisée pour argumenter la discussion du § D.

Les calcshistes siliceux à galets et olistolites triasiques n'ont pas été mentionnés dans cette succession car ils ne peuvent être comparés à aucune formation parmi celle que nous avons vu jusqu'à présent. La coupe X (fig. 85 , voir détail) constitue une présomption en faveur de l'hypothèse selon laquelle cette formation serait la suite stratigraphique de la succession schistes gris-brèche à patine capucin-ophicalcites. Dans cette coupe, l'olistolite et les calchistes siliceux reposent en effet sur le sommet de cette succession, l'ensemble étant renversé.

6 - Fenêtre du Laus :

(localisation, fig. 76)

A l'Est du Laus on trouve dans le ravin Pissa jusqu'à la cote 1900 m des calchistes siliceux à patine grise foncée, contenant des yeux pluricentimétriques de quartz. Ce sont probablement l'équivalent des calcschistes siliceux de la fenêtre de Cervières, bien qu'ils ne contiennent ici ni galets, ni olistolites.

7 - Nord-Est de la bergerie de Balais :

(localisation, fig. 76)

Cet affleurement permet d'observer la juxtaposition tectonique de deux écaïlles (voir fig. 86). L'écaïlle inférieure contient des termes appartenant à la série de type Roche des Clots. Par contre, les lithofaciès rencontrés dans l'écaïlle supérieure rentrent tout à fait dans le cadre de ce chapitre. Une succession lithostratigraphique a pu être déduite de cet affleurement (voir fig. 86-3). En l'absence d'indice de polarité stratigraphique, cette succession a été orientée par comparaison avec d'autres successions du même type (fig. 78 et 81 , par exemple).

C - DISCUSSION; HYPOTHESES RETENUES :

1 - Identité des successions lithostratigraphiques de type Prafauchier :

Les successions lithostratigraphiques déduites des différents affleurements décrits aux § B et C ont montré de nombreux points communs (voir fig. 87), notamment :

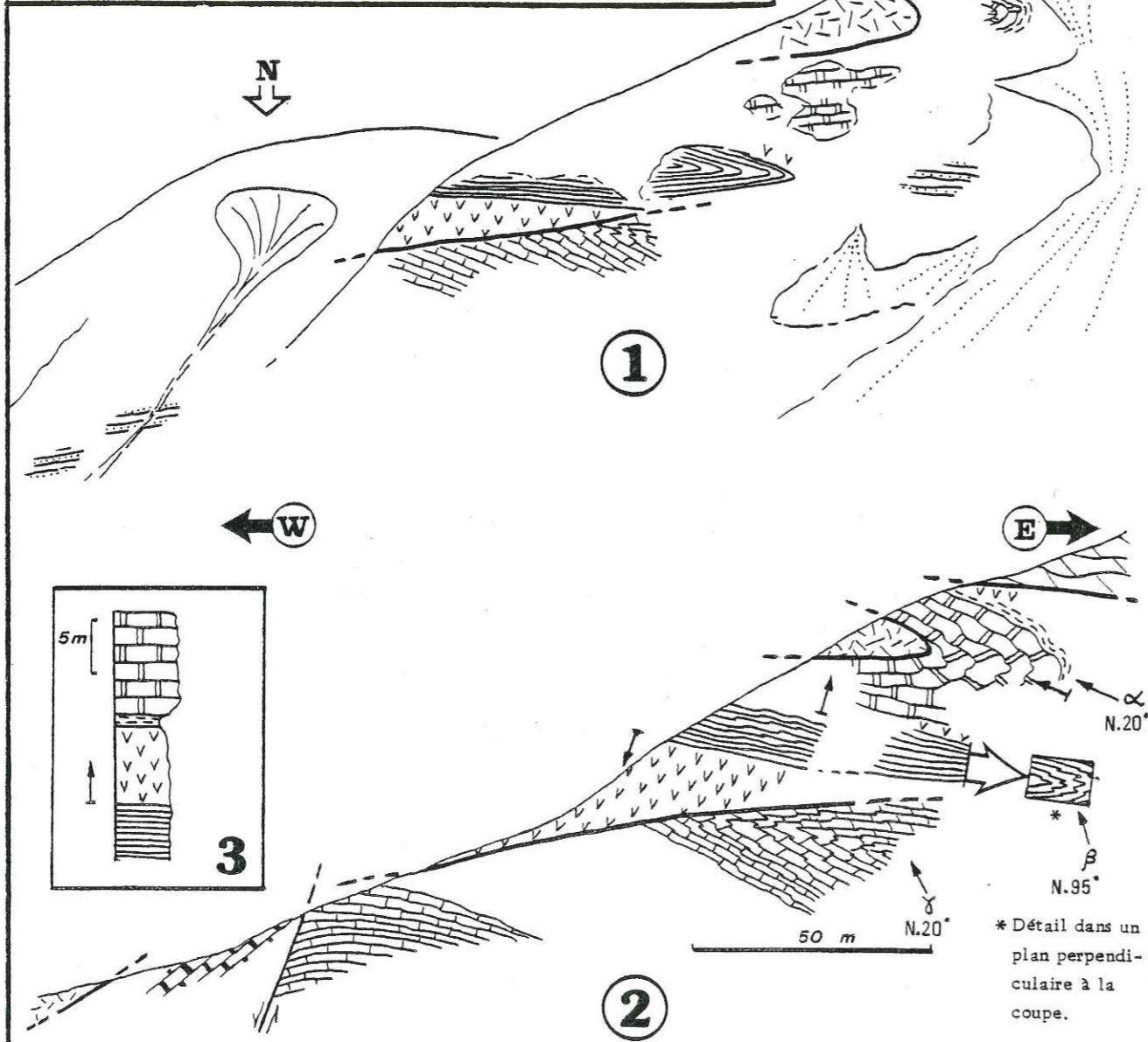
- deux lithofaciès principaux : 1) schistes et calcschistes, 2) calcaires marmoréens à lits de schiste siliceux.
- phase détritique abondante et variée (brèche dolomitique, siliceuse, ultrabasique ou mixte) (exception faite pour la succession 2).

Nous les considérons par conséquent comme les témoins d'une **succession lithostratigraphique commune.**

Remarque : la succession 3 de la fig. 87 n'est que partielle. La succession complète (voir fig. 81) comprendrait des termes surmontant les calcaires marmoréens, mais leur continuité stratigraphique avec ces derniers n'est pas certaine et ils n'existent pas dans les autres successions.

FIG. 86 - Ecailles affleurant au Nord-Est de la bergerie de Balais (les termes appartenant à une série de type Prafauchier sont contenus dans l'écaille supérieure).

1 : aspect ; 2 : coupe ; 3 : succession lithostratigraphique reconstituée de l'écaille supérieure (localisation fig. 76).



Ecaille supérieure

- marbres blancs ou roses
- schistes siliceux verts ou lie de vin
- serpentinite
- schistes noirs et calcschistes

Ecaille inférieure

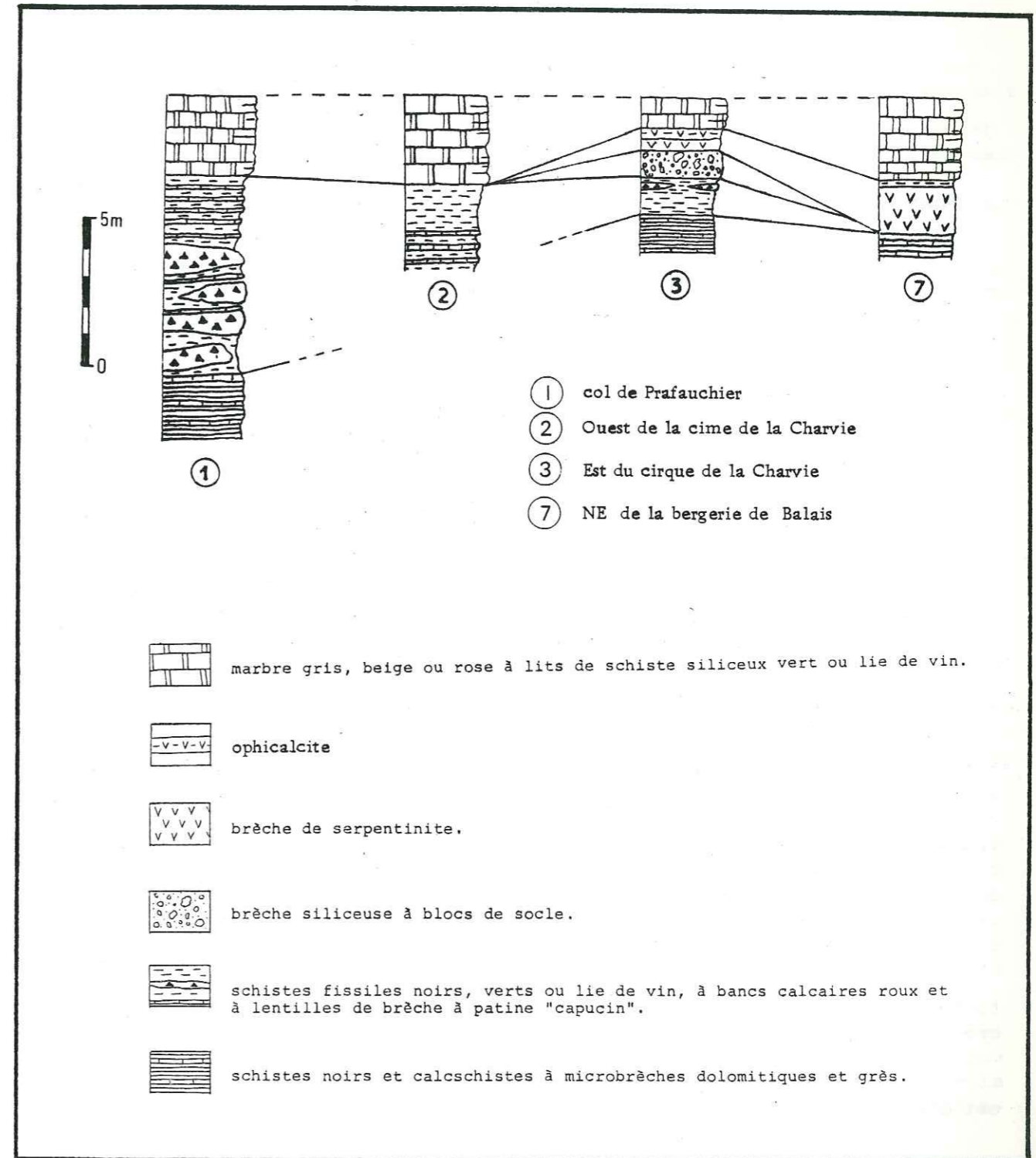
- Formation détritique rousse
- Lias Prépiémontais
- Rhétien-Hettangien

↑ : polarité supposée

Unité de Rochebrune

- dolomies
- cargneules

α, β, γ : Charnières (β est probablement antérieure à α et γ).



- ① col de Prafauchier
- ② Ouest de la cime de la Charvie
- ③ Est du cirque de la Charvie
- ⑦ NE de la bergerie de Balais

- marbre gris, beige ou rose à lits de schiste siliceux vert ou lie de vin.
- opicalcite
- brèche de serpentinite.
- brèche siliceuse à blocs de socle.
- schistes fissiles noirs, verts ou lie de vin, à bancs calcaires roux et à lentilles de brèche à patine "capucin".
- schistes noirs et calcschistes à microbrèches dolomitiques et grès.

FIG. 87 - Corrélation des successions lithostratigraphiques de type "Prafauchier" respectivement tirées des Fig. 77, 78, 81 et 86.

2 - Continuité :

Les positions actuelles occupées par les lambeaux de succession de type Prafauchier ne permettent pas d'exclure la présence de contacts anormaux, récents ou anciens :

a) *contacts anormaux récents* :

La succession stratigraphique tirée d'un seul affleurement ne permettrait pas de s'assurer de leur absence. Par contre, la même succession retrouvée plusieurs fois, dans des contextes tectoniques différents (écaille à la base de l'unité de Rochebrune, ou reposant sur celle-ci) rend très improbable la présence de contacts anormaux récents.

b) *contacts anormaux anciens* :

Cette éventualité est mentionnée car :

- d'une part, le raisonnement du § a ci-dessus ne peut s'appliquer si l'on a affaire à un contact anormal ancien ayant juxtaposé deux successions **antérieurement** au rétrocharriage de l'Unité de Rochebrune et à la mise en place des écailles.
- d'autre part, on constate la présence fréquente dans les successions de type Prafauchier d'ophicalcites, souvent interprétées comme l'indice de contacts anormaux.

Cependant, deux arguments nous permettent d'écarter cette éventualité :

1. Au col de Prafauchier (§1), les brèches à patine "capucín" contiennent déjà des intercalations de calcaire marmoréen roux semblable au calcaire marmoréen qui termine la succession. Il en est de même pour les lits de chloritoschistes siliceux verts qui s'intercalent tant dans les brèches à patine capucín que dans le calcaire marmoréen. Par conséquent, brèche à patine capucín et calcaire marmoréen appartiennent bien à la même succession stratigraphique, ainsi que les termes compris entre ces deux lithofaciès (termes parmi lesquels on trouve, à l'Est du Cirque de la Charvie l'ophicalcite).

2. A l'Est du Cirque de la Charvie, les ophicalcites présentent toutes les caractéristiques d'une roche sédimentaire (voir § 3) et non d'une brèche tectonique.

Nous pouvons donc considérer que la succession de type Prafauchier est **stratigraphiquement continue**.

3 - Polarité :

Au col Prafauchier, de rares granuloclasses ont permis de déterminer la polarité de la succession (voir fig. 77). Cependant, les plis isoclinaux sont trop fréquents pour que l'on soit certain de cette polarité.

A l'Est du Cirque de la Charvie, la transition de la brèche de serpentinite vers le calcaire marmoréen se fait par l'intermédiaire d'une brèche à matrice carbonatée et éléments serpentineux de plus en plus rares (§ 3c). Ceci suggère un remaniement de la serpentinite par le calcaire, et par conséquent une polarité de la brèche de serpentinite vers le calcaire.

Ces deux indices sont en faveur d'une même polarité (β ci-dessous), mais ce sont les seuls dont nous disposons. On retiendra par conséquent dans ce qui suit **les deux hypothèses suivantes** (voir fig. 88).

α : la polarité est orientée des calcaires marmoréens vers les schistes noirs.

β : la polarité est orientée des schistes noirs vers les calcaires marmoréens.

Et l'on considèrera qu'il existe de fortes présomptions en faveur de l'hypothèse β .

4 - Relations avec la formation détritique rousse (FDR) :

L'attention est attirée dans ce paragraphe sur quelques faits d'observation qui suggèrent une relation stratigraphique entre les successions de type Prafauchier et la Formation détritique rousse :

1. Au col de Prafauchier, affleurent à la base de l'écaille V (dans laquelle a été relevée la succession type supposée ici à l'endroit ; voir fig. 28) quelques bancs évoquant fortement le sommet de la FDR (alternance de calcschistes, schistes noirs et bancs centimétriques de microbrèche dolomitique légèrement micacée, à patine rousse). Aucun contact anormal n'a été observé entre ces bancs et la base de la succession type.

2. A l'Est du Cirque de la Charvie, la base de la succession de type Prafauchier, supposée ici à l'endroit, repose dans la coupe 1 (fig. 80) sur quelques mètres de la FDR (calcschistes à bancs de microbrèche dolomitique granuloclassée), sans qu'aucun contact anormal n'ait été mis en évidence entre les deux.

3. Dans le secteur du Bois du Bourget, certains lithofaciès que nous rapportons à la succession de type Prafauchier (calcaires marmoréens gris à passées phylliteuses vertes) occupent la position de la suite stratigraphique de la FDR (voir fig. 83). De plus, les lithofaciès du sommet de la FDR, ici renversée, évoquent fortement ceux que l'on rencontre à la base de certaines successions de type Prafauchier (voir § C4,b).

4. Qu'elles se situent sur l'Unité de Rochebrune, ou soient coincées en écailles sous cette dernière, les successions de type Prafauchier sont toujours juxtaposées à des termes élevés de la série de type Roche de Clots (Lias Prépiémontais et surtout Formation détritique rousse), par des contacts anormaux récents.

L'idée qui naît de ces quatre observations est que la succession de type Prafauchier pourrait être la suite stratigraphique de la Formation détritique rousse (dans le cas de l'hypothèse β du § 3).

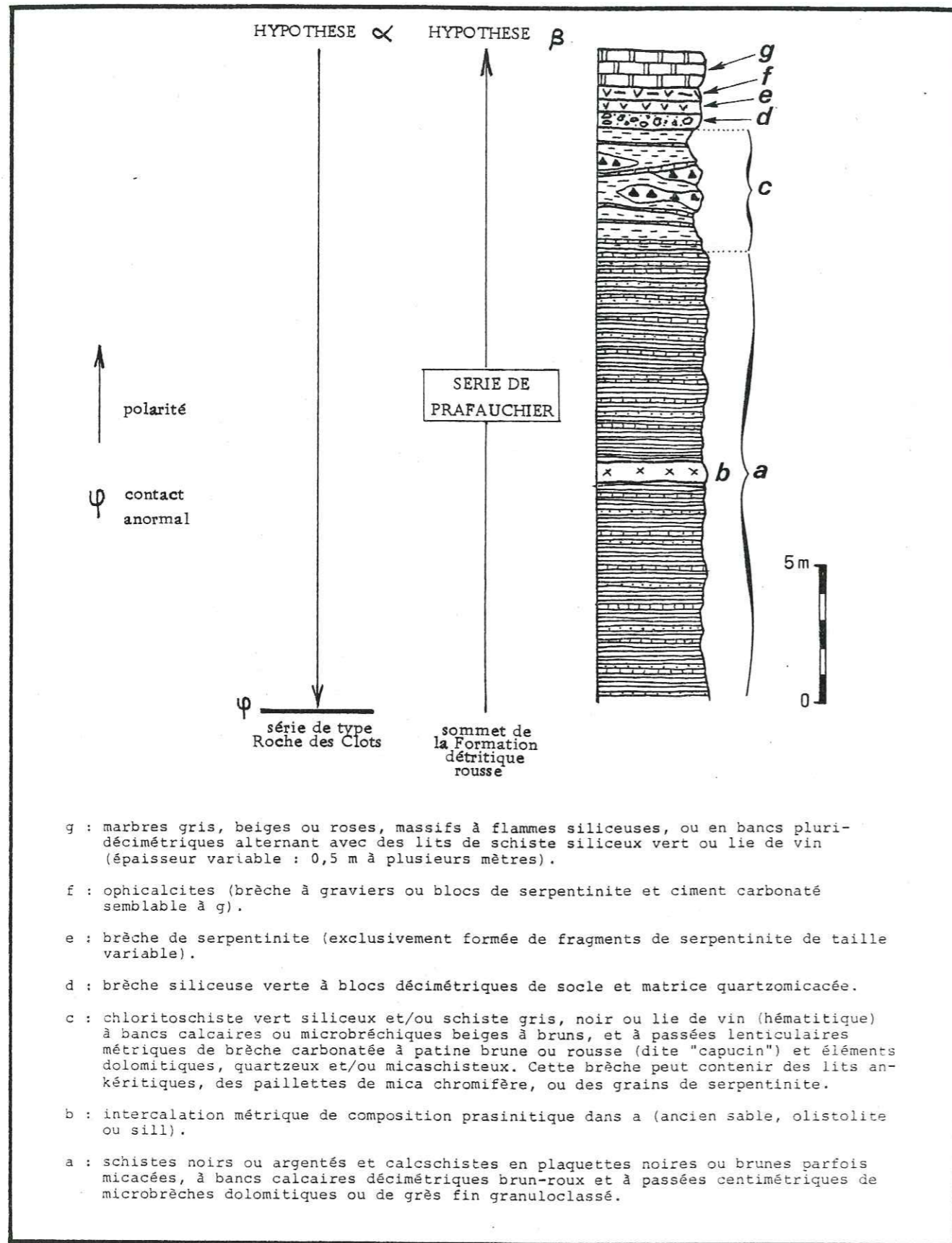


FIG. 88 - Succession lithostratigraphique de type Prafauchier : récapitulation et hypothèses envisagées.

5 - Hypothèses retenues :

(voir fig. 88)

Nous avons vu qu'il existait un type bien particulier de succession lithostratigraphique contenant un détritisme varié : la succession de type Prafauchier. Une incertitude subsiste quand à la polarité stratigraphique de cette succession. On est ainsi amené à retenir les deux hypothèses de la fig. 88 :

α : succession débutant par des calcaires marmoréens (malm ?) et se poursuivant par des schistes et calcschistes pollués par un détritisme ultrabasique (serpentinite), siliceux puis carbonaté.

β : succession couronnée par les calcaires marmoréens, et dans laquelle se manifeste un détritisme carbonaté, siliceux, puis ultrabasique. Cette seconde hypothèse est la plus vraisemblable d'après les observations de terrain.

CHAPITRE VIII

INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SUCCESSION DE PRAFAUCHIER LA SÉRIE DE PRAFAUCHIER

On envisagera successivement les deux hypothèses retenues à l'issue du chapitre VII (fig. 88) :

A- SÉRIE MALM-CRÉTACE :

(d'après l'hypothèse α du ch. VII).

Selon cette hypothèse, la succession de Prafauchier comprendrait à sa base des calcaires marmoréens du Malm supposé (voir ch. VII § A1,b) puis des schistes versicolores, puis des schistes et calcschistes. Un matériel détritique abondant pollue cette succession, dont l'âge présumé est **Malm-Crétacé** (matériel serpentiniteux, puis siliceux, puis dolomitique).

Il pourrait s'agir d'une série de type Chabrière. Cependant, un certain nombre d'arguments s'y opposent :

(1) aucune trace de substratum océanique n'a été observée. Au contraire, à la base des calcaires marmoréens selon cette hypothèse, on pourrait trouver des calcschistes et calcaires (Est du Cirque de la Charvie). (2) Les schistes siliceux verts ou lie de vin (équivalent probable des jaspes hématitiques du rocher de la Perdrix, voir remarque au début du § E), qui devraient se situer à la base des calcaires marmoréens, sont beaucoup plus abondants à leur sommet selon cette hypothèse (col de Prafauchier, fig. 77 ; NE de la bergerie de Balais, fig. 86.3). (3) les lithofaciès typiques de la série de Chabrière n'ont pas été reconnus (formation de la Replatte, formation de Roche Noire).

Il pourrait également s'agir d'une portion de série de type Roche des Clots. On peut alors répéter l'argument (2) ci-dessus. De plus, comment expliquer :

1. Que nulle part, la série type Roche des Clots ne soit complète, malgré la présence de tous les termes (Trias, Lias, Dogger, Malm et Crétacé).
2. Que par contre, en deux endroits au moins (col de Prafauchier et Est du cirque de la Charvie), le sommet de la série (Malm et Crétacé) a été renversé puis superposé à la base de la série (Trias, Lias, Dogger) restée à l'endroit.

B- SERIE DOGGER SUP-MALM : LA SERIE DE PRAFAUCHIER :

(d'après l'hypothèse β du ch. VII)

Selon cette hypothèse, des calcaires marmoréens, que l'on peut attribuer au Malm, couronnent une succession que nous appellerons "**série de Prafauchier**", dans laquelle on observe le remaniement de serpentinites. D'où peut provenir ce matériel ?

- l'époque (Jurassique moyen ; probablement anté-spreading)
- le contexte géodynamique (marge continentale)

plaident en faveur du **manteau supérieur sous-continentale**. Comment ce matériel a-t-il pu être amené à l'affleurement ? Plusieurs mécanismes peuvent être invoqués, et notamment :

- le jeu des failles normales dans la marge en fin d'évolution, mais seulement dans le cas où ces failles atteignent le Moho (ce qui est le cas dans le modèle de Boillot, 1979).
- un mécanisme diapirique favorisant la remontée du matériel serpentiniteux dans une zone très amincie de la marge.

Nous ne disposons d'aucun argument qui nous permettrait d'engager une discussion sur ces mécanismes. Nous nous contenterons par conséquent de mentionner dans ce qui suit un exemple actuel qui permettrait d'expliquer la présence de matériel détritique provenant du manteau supérieur dans une série de marge continentale:

Au bord occidental du plateau de Gallice (marge ibérique), la "**colline 5100**" est une remontée de matériel serpentiniteux du manteau supérieur dans la marge continentale étirée et forme un relief de plusieurs centaines de mètres par rapport aux sédiments syn-rift, qu'elle a pu par conséquent alimenter en détritiques (voir Boillot et al, 1980).

Cette remontée de matériel du manteau supérieur est favorisée par l'étirement extrême de la marge en fin d'évolution (son épaisseur atteint alors en moyenne le tiers de sa valeur initiale, et localement moins encore), le jeu des failles normales et des blocs basculés, et peut se faire suivant un mécanisme diapirique.

Si l'on envisage une telle interprétation pour la série de Prafauchier, remarquons qu'outre l'explication de la présence de serpentinite remaniées dans cette série, on aboutit à une logique d'ensemble dans le **dépôt du matériel allochtone**. On a en effet trouvé dans cette série, de bas en haut, des accidents détritiques provenant de zones de plus en plus profondes de la marge :

1. des carbonates de couverture (dolomies triasiques)
2. des éléments siliceux de couverture et du socle (grains de quartz, brèche siliceuse)
3. du manteau supérieur remanié (serpentinites).

Cette logique s'accorde avec l'étirement de plus en plus poussé de la marge à la fin du rifting.

En considérant :

- l'âge présumé de la série de Prafauchier (Jurassique moyen-supérieur),
- son contexte géodynamique (marge continentale en fin d'évolution)
- les observations mentionnées au ch. VII (§ D4),

Nous proposons d'interpréter la série de Prafauchier comme le **prolongement stratigraphique de la formation détritique rousse** de l'Unité de Rochebrune. La série complète visible dans cette unité comprendrait donc :

1. une partie Trias supérieur - Lias - Dogger identique à la série prépiémontaise type.
2. une partie Dogger supérieur - malm originale témoignant d'une évolution particulière en ce point de la marge.

C- CONCLUSION :

Deux hypothèses viennent d'être examinées respectivement dans les § A et B. On s'aperçoit que :

- l'hypothèse d'une série Malm-Crétacé (hypothèse α du ch. VII), déjà considérée comme la moins vraisemblable d'après les observations de terrain, se heurte à des difficultés d'interprétation (comparaisons régionales, relations avec les autres séries locales).
- l'hypothèse d'une série Dogger sup - Malm (hypothèse β du ch. VII), par contre, s'accorde avec un plus grand nombre de faits d'observation (§ D3) et s'intègre dans un schéma général logique de l'évolution de la marge continentale téthysienne.

Cette seconde hypothèse nous paraît donc la plus probable. la série de Prafauchier serait donc le prolongement stratigraphique de la Formation détritique rousse dans l'Unité de Rochebrune, et constituerait **une variante intéressante du sommet de la série de la Roche des Clots**. L'apparition juste avant ou au début du Malm de détritisme serpentiniteux pourrait s'expliquer par l'étirement extrême de la marge en fin d'évolution et la remontée de matériel ultrabasique du manteau supérieur par un mécanisme diapirique (cette interprétation est appuyée sur un exemple actuel pris dans la marge ibérique, voir § B).

CONCLUSION DE LA

TROISIÈME PARTIE

Un certain nombre de successions lithostratigraphiques relevées dans les écaillles basales de l'Unité de Rochebrune, ou au-dessus des termes post-noriens de celle-ci, ont été considérées comme les témoins d'une même série. Cependant, l'incertitude qui subsiste quand à la polarité de cette série conduit à proposer deux hypothèses : α : série Malm-Crétacé juxtaposée à la série de type Roche des Clots, β : série Dogger supérieur-Malm pouvant constituer la suite stratigraphique de la Formation détritique rousse (terme le plus élevé de la série de type Roche des Clots caractérisé dans l'Unité de Rochebrune). Cette série est alors dénommée "série de Prafauchier". L'hypothèse β est la plus vraisemblable au vu des observations de terrain.

Un matériel détritique varié est présent dans ces successions : (1) brèche dolomitique mixte (quelques éléments quartzeux et micaschisteux, indices de détritisme ultrabasique) à patine "capucin" ; (2) brèche siliceuse (éléments de socle sialique présumés) ; (3) brèche de serpentinite avec ou sans matrice carbonatée.

Dans le cas de l'hypothèse α , qui ne soutient par ailleurs que difficilement la comparaison à d'autres séries régionales, ces brèches se succéderaient dans l'ordre (3), (2) puis (1).

Dans le cas de l'hypothèse β , (série de Prafauchier), elles se succéderaient dans l'ordre énoncé (1,2 puis 3), et seraient antérieures aux marbres du Malm présumé. Cette seconde hypothèse paraît plus logique dans la mesure où les brèches (1), puis (2) prennent alors le relais des brèches essentiellement dolomitiques de la Formation détritique rousse. L'ensemble témoigne d'une érosion de plus en plus profonde de la province d'alimentation qui s'intègre bien dans le contexte de marge en fin d'évolution à la fin du Dogger. Quand aux brèches (3), un exemple actuel pris au bord de la marge ibérique (ch. VIII, §B) montre qu'une série de marge continentale peut effectivement être alimentée en détritiques serpentiniteux (ici à partir d'un diapir de serpentinite).

L'hypothèse β apparaît en définitive comme la plus probable. La série de Prafauchier serait une variante locale du sommet de la série de la Roche des Clots, peut-être plus proche du domaine océanique que cette dernière.

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS

SOMMAIRE

CHAPITRE IX - RECONSTITUTION TECTOGENETIQUE

- | | |
|--|-----|
| A - Comparaison de l'évolution tectogénétique alpine dans les différentes unités | 201 |
| B - Reconstitution tectogénétique de l'Unité de Rochebrune : l'importance des déformations liasiques | 204 |

CHAPITRE X - RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

- | | |
|---|-----|
| A - Introduction | 211 |
| B - L'Océan liguro-piémontais | 212 |
| C - Les premières étapes de l'évolution de l'Océan liguro-piémontais d'après les séries locales | |
| D - Conclusion | 219 |

CHAPITRE IX

RECONSTITUTION TECTOGENÉTIQUE

A- COMPARAISON DE L'EVOLUTION TECTONIQUE ALPINE DANS LES DIFFERENTES UNITES :

Après un rappel des évènements tectoniques dénombrés dans l'Unité de Rochebrune d'une part, et dans le soubassement de Schistes lustrés ophiolitifères d'autre part, on tentera dans ce paragraphe d'établir une correspondance entre ces évènements, puis on comparera le schéma d'évolution obtenu avec les schémas classiques en zone Piémontaise s.l..

1 - Chronologie des déformations dans les Schistes lustrés ophiolitifères (rappel) : (voir Première partie)

L'analyse microtectonique faite à l'WSW du col de Péas (ch. II, §C) montre l'existence de **quatre générations de petites structures** pouvant correspondre à quatre phases tectoniques d'ampleur régionale :

- La foliation initiale (S_1) associée à un aplatissement-étirement intense et de rares petits plis isoclinaux (P_1) à charnière aigüe. Les grandes structures correspondantes restent à identifier.

- Des plis isoclinaux (P_2) nombreux et hiérarchisés, à charnière plus arrondie. Ils sont associés à une schistosité secondaire (S_2) serrée dans les niveaux phylliteux et plus espacée dans les niveaux compétents. Des plis hectométriques de flanc inverse doivent lui être rapportés, qui pourraient être associés à l'antiforme du lac des Cordes (antiforme kilométrique à coeur de prasinite, couchée vers l'Est) (ch. III, § B2).

- De petits plis d'allure souple (P_3) ouverts ou fermés, associés à une schistosité de crénulation plus ou moins espacée suivant les secteurs et la lithologie. Cette phase n'est mentionnée qu'avec réserve, compte-tenu de la rareté des indices qui lui ont été rapportés.

- quelques plis en genou (P_4) associés à une schistosité fruste (S_4) très inégalement développée.

Les structures les plus anciennes (1) se sont mises en place avec une vergence externe (Ouest). Les structures des trois générations suivantes sont au contraire caractérisées par une vergence interne (rétrodéversement vers l'Est).

2 - Chronologie des déformations dans l'Unité prépiémontaise de Rochebrune (rappel) : (voir Deuxième partie)

Partout, les formations suffisamment argileuses présentent une schistosité cristallophyllienne S_1 (notation propre à l'Unité de Rochebrune), plus ou moins oblique sur la stratification. Ce dispositif à vergence externe caractérisée, est déformé, suivant les secteurs, par une ou plusieurs générations de petits plis souples à vergence interne (rétrodéversements).

Cette première schistosité S_1 est probablement liée au charriage initial de l'Unité de Rochebrune vers l'extérieur de la chaîne alpine (Tricart, 1980). Toutes les méga-structures décrites dans la deuxième partie de ce travail (contacts anormaux en particulier) apparaissent postérieures ; ce sont, dans un ordre chronologique :

- Les écaillages à vergence interne* ("rétroécaillages anciens") associés à des renversements locaux (rétrodéversements) dans les termes supérieurs de la série.
- Des failles normales* ("Failles obliques") caractérisant une tectonique cassante distensive dont on peut d'ores et déjà souligner qu'elle s'intercale entre deux épisodes de déformation souple, plicative et synschisteuse (voir § 5).
- Le contact cisailant basal* de l'Unité de Rochebrune, rétrocharriée sur les Schistes lustrés ophiolitifères.
- Localement*, (bordure occidentale de l'Unité de Rochebrune), ce contact cisailant basal et la schistosité associée dans l'autochtone relatif ont été *ultérieurement basculés* dans un nouveau mouvement de rétrodéversement ("bascullements tardifs").

3 - Essai de corrélation :

La présente étude, surtout cartographique et mégastructurale, apporte des éléments complémentaires par rapport à l'analyse essentiellement microtectonique déjà proposée par Tricart (1980). En particulier, il apparaît à l'échelle régionale une concordance remarquable entre le contact cisailant basal de l'Unité de Rochebrune et les structures synschisteuses dans l'autochtone relatif (en particulier l'antiforme du lac des Cordes) pouvant être rapportées à la phase 2 de la chronologie locale.

Il est donc tentant d'associer le rétrodéversement en bloc de l'Unité de Rochebrune et le plissement synschisteux généralisé couché vers l'Est des Schistes lustrés ophiolitifères sous-jacents. Ceci conduit à proposer le tableau de la fig. 89.

Unité de Rochebrune (voir § 1)	Schistes lustrés ophiolitifères (voir § 2)	vergence
charriage et première déformation synschisteuse.	première déformation synschisteuse (P_1, S_1).	Ouest
"rétroécaillages anciens"	?	Est
fracturation en distension ("failles obliques")	?	
rétrocharriage (cisaillement basal)	plissement synschisteux généralisé couché vers l'Est (P_2, S_2).	Est
bascullements locaux de la surface de charriage ("bascullements tardifs").	plissement mineur et nouveau réglage tectonique (P_3, S_3 et/ou P_4, S_4).	Est

FIG. 89 : Essai de corrélation des événements tectoniques relevés dans les deux principales unités structurales du secteur étudié.

Pour mieux fonder ces propositions, il faudrait clairement établir le caractère P_2 (chronologie locale) de l'antiforme du lac des Cordes qui peut être utilisé pour établir une liaison entre les deux chronologies.

4 - Comparaison régionale :

On fera référence dans ce paragraphe à la chronologie de Caron, Schumacher et Tricart (1973, voir également Caron, 1977) pour la zone piémontaise s.s., et à la chronologie synthétique de Tricart (1980) sur une transversale des Alpes occidentales à la latitude du secteur étudié dans ce travail.

Les unités du secteur étudié dans ce travail ne portent pas trace de la tectonique "éocalpine", d'âge supposé Crétacé supérieur, (voir Caron, 1977).

La présente étude n'apporte pas d'élément nouveau concernant la phase tectonique synschisteuse précoce qui, d'après Tricart (1980), voit le charriage d'unités piémontaises externes et prépiémontaises (ainsi d'ailleurs que Briançonnaises) vers le SW. Cet événement se situerait au cours ou à la fin de l'Eocène ("première déformation synschisteuse" sur la fig. 89).

Les plis synschisteux les plus développés dans les Schistes lus-

très ophiolitifères du secteur étudié (P_2 , notation locale), témoins de la première phase de rétrodéversement locale, correspondraient à la phase tectonique majeure que Tricart situe à l'Oligocène, et à laquelle il associe les premiers rétrochevauchements aux confins Briançonnais - Prépiémontais. De fait, les structures 2 (notation locale) des Schistes lustrés du secteur étudié semblent bien être associées au rétrocharriage de l'Unité de Rochebrune (§ 3). On remarquera toutefois qu'il existe dans cette dernière des rétrocaillages antérieurs ("rétrocaillages anciens", fig. 89).

L'importance des structures appelées "3" dans le présent travail est difficile à évaluer dans la mesure où seuls quelques plis mineurs ont pu leur être rapportés. De même, les structures appelées "4" n'ont probablement pas un caractère général. L'une de ces générations de structures devrait correspondre à la phase tectonique Mio-Pliocène de Tricart (1980), qui se traduit par des mouvements en retour vers l'Est (nouveaux rétrodéversements et rétrochevauchement). Ces derniers points appellent de nouvelles recherches.

5 - Un aspect remarquable de l'évolution structurale de l'Unité prépiémontaise de Rochebrune :

Dans l'Unité de Rochebrune, la chronologie des principaux accidents a été établie par rapport aux "Failles obliques" (failles normales à pendage moyen vers le SE) (voir ch. IV, § C2b) : les "rétrocaillages anciens", subparallèles à la stratification et associés à des rétrodéversements locaux, leur sont antérieurs (ils sont décalés) ; le cisaillement basal synchisteux de l'Unité leur est postérieur (il tronque les Failles obliques).

Par conséquent, la phase tectonique distensive (extension NW-SE) responsable du jeu des "Failles obliques" s'intercale entre deux phases compressives et/ou cisailantes de rétrodéversement et rétrocharriage. Ceci implique que l'Unité de Rochebrune s'est trouvée portée au niveau structural supérieur (déformation cassante) avant et après avoir été tectonisée à un niveau structural nettement plus profond (déformations ductiles synchisteuses).

Cette remontée éphémère du niveau structural traduit, le plus vraisemblablement, l'érosion rapide des premières structures en retour (Oligocène) aux confins des zones briançonnaise et prépiémontaise. L'approfondissement structural ultérieur peut, quand à lui, résulter d'un nouvel empilement d'unités, ici rétrocharriées, dans la dernière tectogenèse majeure.

Un phénomène tout à fait semblable a déjà été reconstitué plus à l'Ouest, en zones briançonnaise et dauphinoise (avec une approche cependant différente : voir Kerckhove, 1969 et Tricart, 1980).

B- RECONSTITUTION TECTOGENETIQUE DE L'UNITE DE ROCHEBRUNE ;

L'IMPORTANCE DES DEFORMATIONS LIASIQUES :

On récapitule ici sous forme de schémas les étapes successives de la tectogenèse de l'Unité prépiémontaise de Rochebrune telle qu'elle est reconstituée aux § et chapitre précédents (ch. IV; § C).

Les fig. 91 à 94 représentent une reconstitution le long d'une coupe longitudinale (NNW-SSE) de l'Unité de Rochebrune, depuis l'état présumé pendant le dépôt du Lias Prépiémontais jusqu'à l'état actuel.

Remarque : les fig. 91 et 92 ont été obtenues en annulant le rejet des "Failles obliques". Or ceci n'est possible que lorsque la couverture post-norienne est préservée de l'érosion (dans le cas contraire, on ne peut évaluer le décalage). Par conséquent, ce deux figures ne prennent pas en compte les extrémités de la coupe de la fig. 94 (Lasseron, Escalinade, pic de Rochebrune) où le Norien est partout à l'affleurement.

La fig. 95 représente une reconstitution le long d'une coupe transversale (EW) à l'Unité de Rochebrune. Elle met en évidence le rôle privilégié des déformations liasiques (âge présumé : Hettangien supérieur-Sinemurien inférieur) dans l'acquisition des structures actuelles. En particulier, le versant oriental de la chaîne actuelle résulte en grande partie de l'effondrement de petits "blocs basculés" successifs, sa partie centrale correspondant au nez du bloc le plus occidental. En raison (1) de l'intensité locale de ces déformations, et (2) du caractère régional reconnu de la discontinuité sédimentaire qui les cache (brutal passage au faciès du Lias Prépiémontais), il est fort probable que celles-ci concernent également les autres unités prépiémontaises.

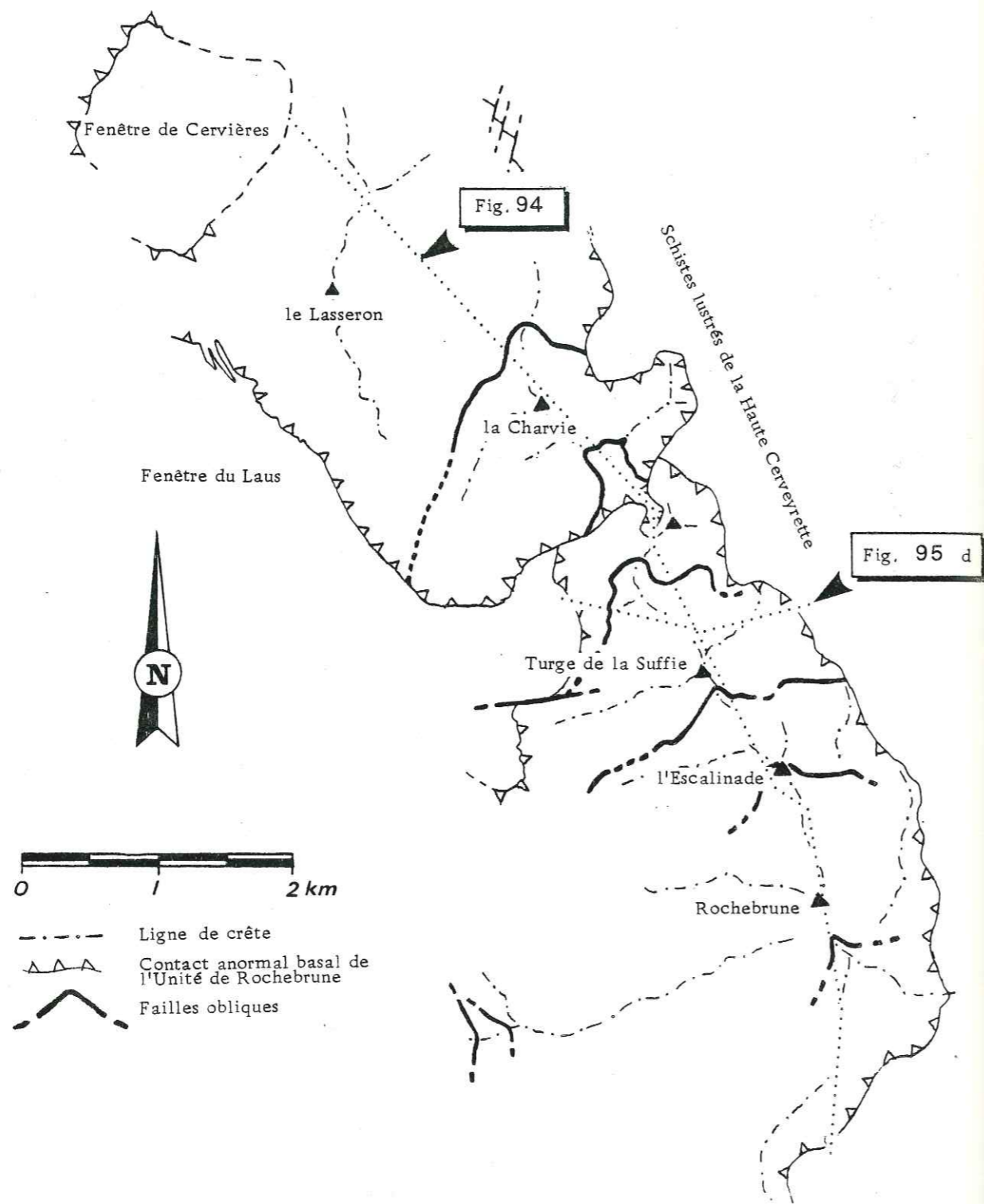
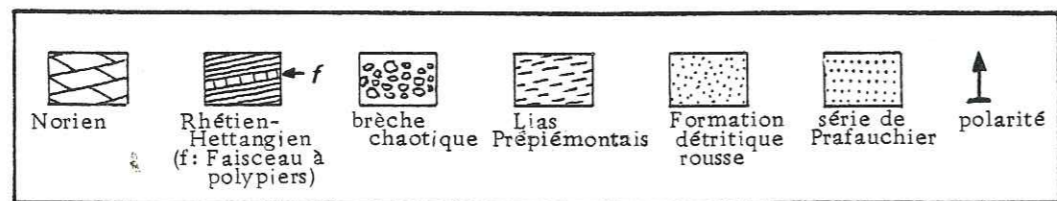


FIG. 90 - Localisation des coupes des Fig. 94 et 95 d(en pointillés).



Légende commune des Fig. 91 à 95 .

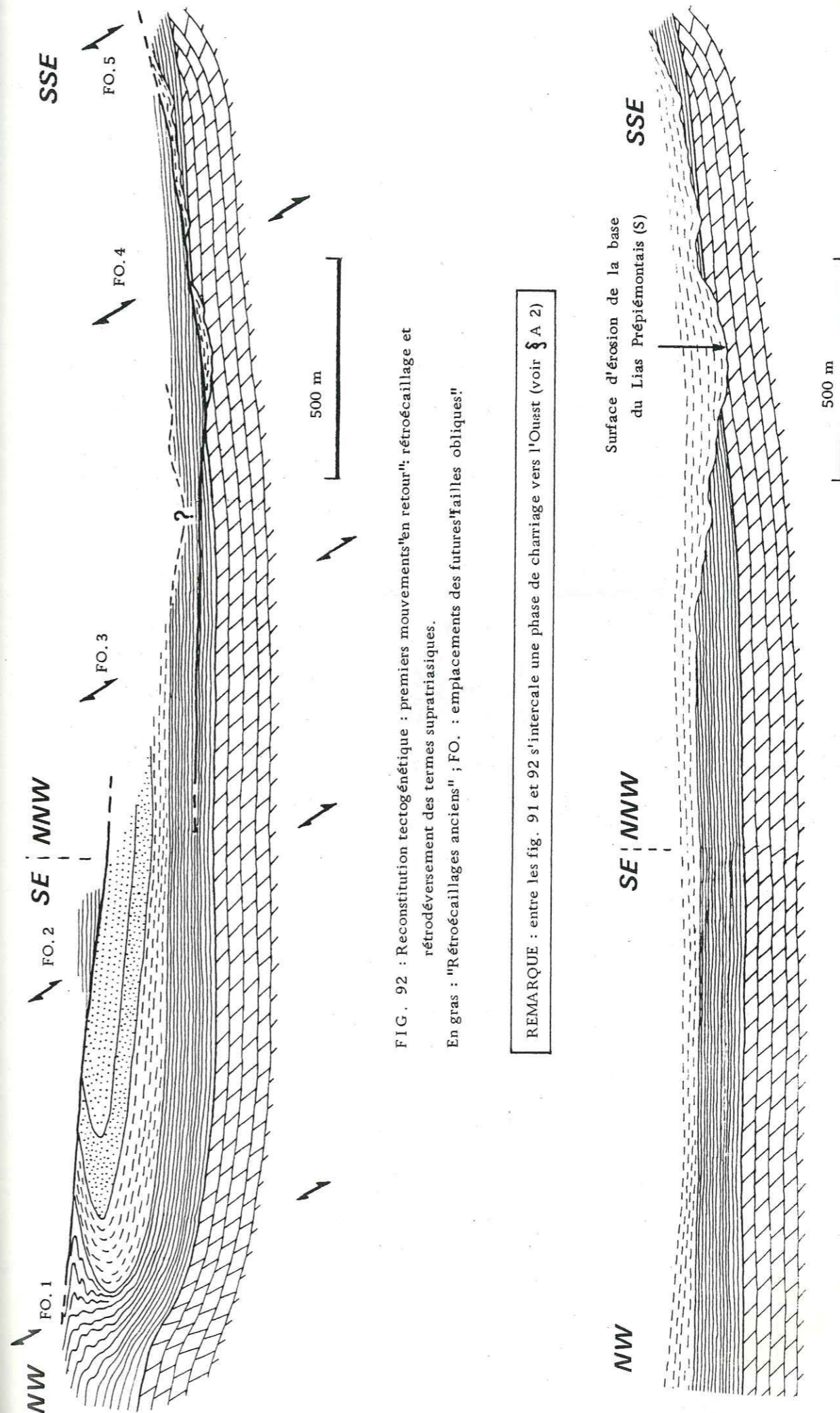


FIG. 92 : Reconstitution tectogénétique : premiers mouvements "en retour"; rétrocaillage et rétroversement des termes supratriasiques.

En gras : "Rétrocaillages anciens" ; FO. : emplacements des futures "failles obliques"

REMARQUE : entre les fig. 91 et 92 s'intercale une phase de charriage vers l'Ouest (voir § A 2)

FIG. 91 : Reconstitution tectogénétique : état présumé pendant le dépôt du Lias Prépiémontais. Remarquer la surface d'érosion à la base de cette formation.

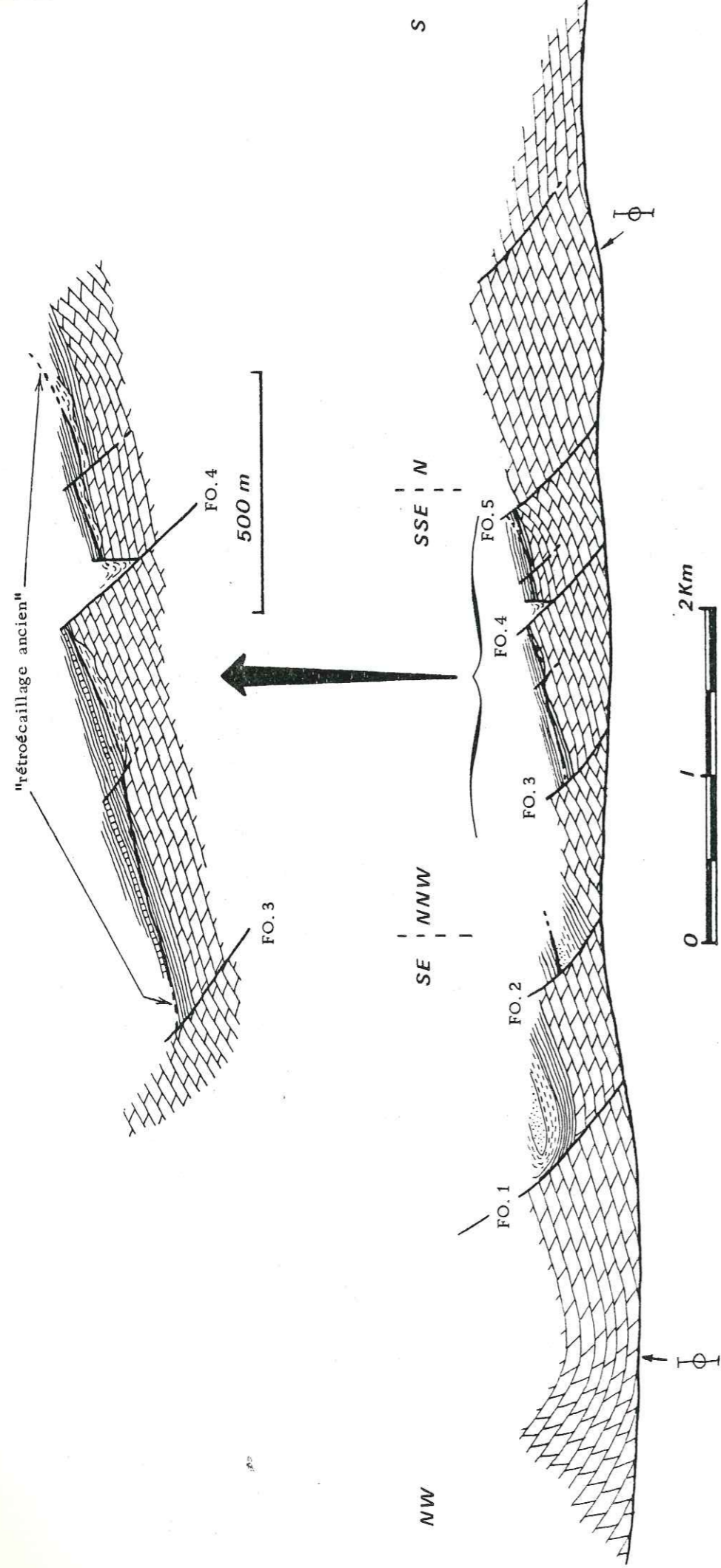


FIG. 93 : Rétrocharriage de l'Unité de Rochebrune : le cisaillement basal Φ tronque les failles obliques (FO. 1 à 5) et les différents compartiments effondrés. Ça remarquera la faible épaisseur de Norian surmontant le cisaillement basal au SE immédiat de FO. 2 . Cette zone de faiblesse facilitera par la suite la subdivision en deux "sous-unités" (voir fig. 94).

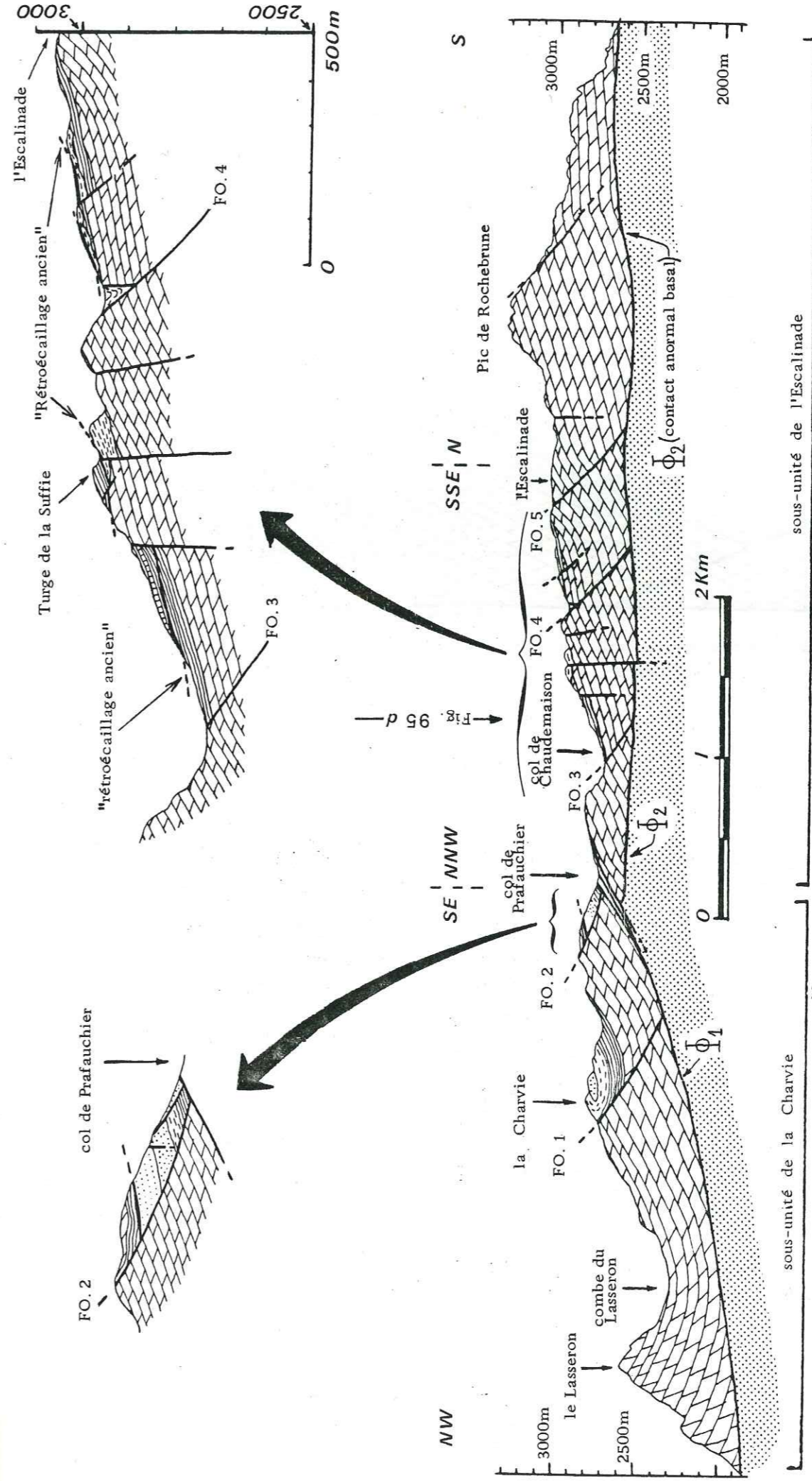


FIG. 94 - Coupe longitudinale actuelle de l'Unité de Rochebrune. (Localisation : Fig. 90) (FO. : Failles obliques)

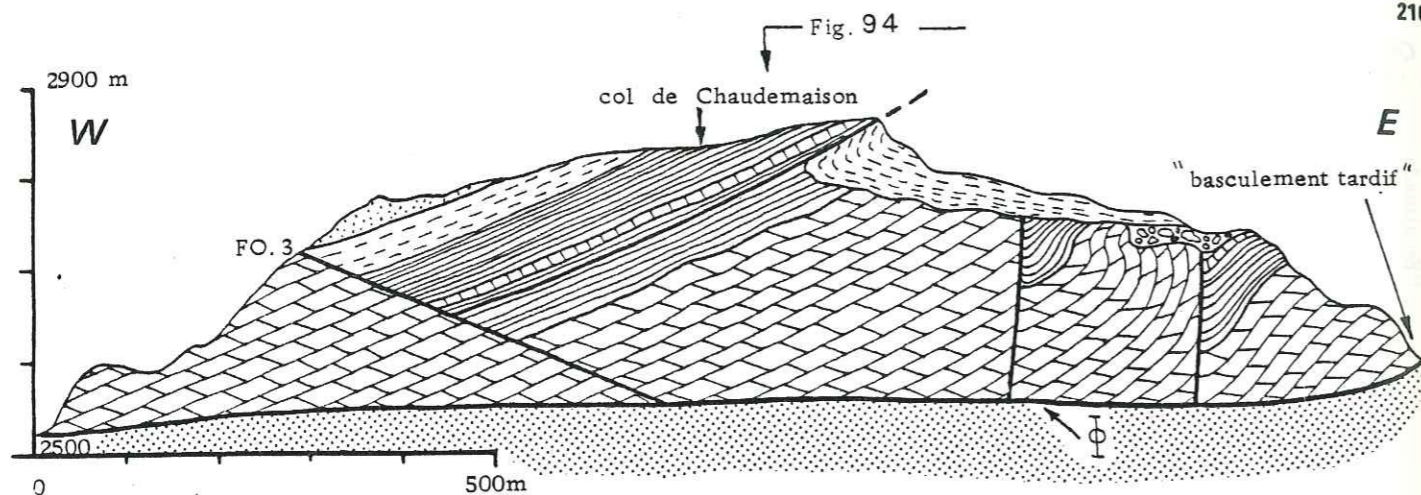


FIG. 94 - Coupe transversale actuelle de l'Unité de Rochebrune.
(Localisation: Fig. 90)

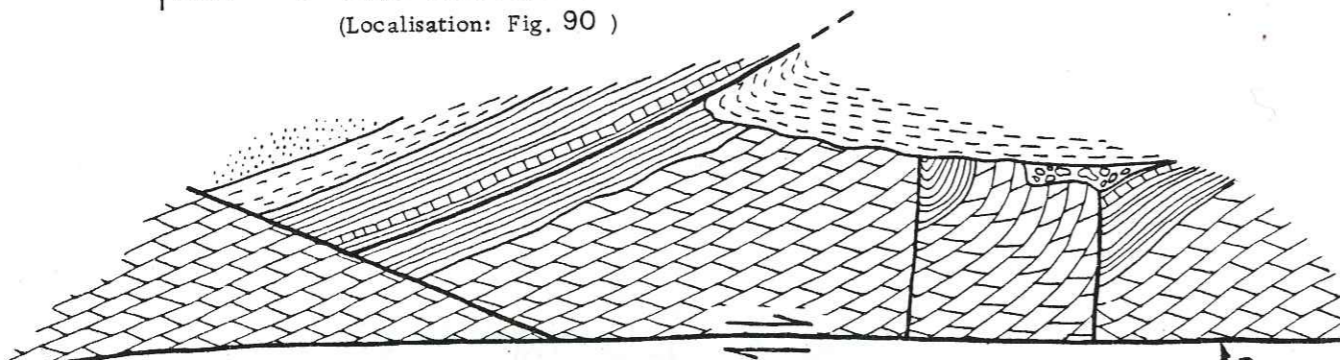


FIG. 95 c : Le cisaillement basal Φ tronque les structures antérieures
(petits blocs basculés et failles obliques)

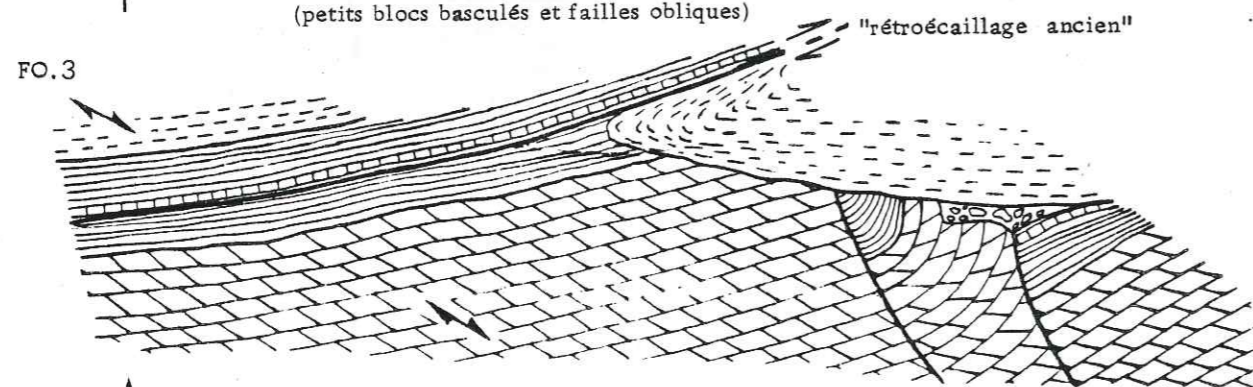


FIG. 95 b : Premiers mouvements de rétrocaillage et rétrodéversement
(FO.3 : emplacement de la future faille oblique FO.3).

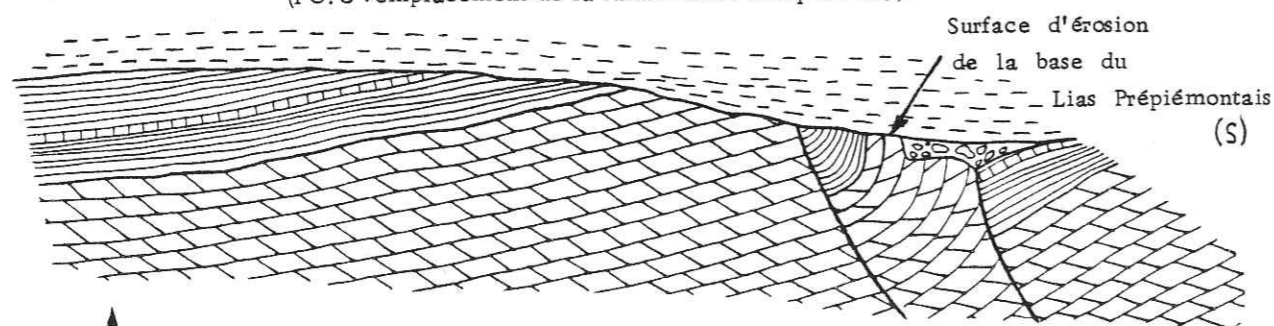


FIG. 95 a - Etat présumé pendant le dépôt du Lias Prépiémontais.
De petits "blocs basculés" sont scellés par la base de cette formation.

FIG. 95 : Reconstitution tectogénétique le long d'une coupe transversale à l'Unité de Rochebrune (Remarque : entre les fig. a et b s'intercale une phase de charriage vers l'Ouest ; voir § A 2).

CHAPITRE X

RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

A- INTRODUCTION :

L'ensemble des lithofaciès rencontré dans le secteur étudié a pu être regroupé au sein de trois séries (voir fig. 97) :

1. Une série supraophiolitique nommée "série du lac des Cordes", d'âge présumé Jurassique supérieur - Crétacé (Première partie).
2. Une série comparable à la partie inférieure de la série de la Roche des Clots (série prépiémontaise de référence), et d'âge Trias-supérieur - Lias - Dogger (deuxième partie).
3. Une série qui peut-être interprétée soit comme une série Malm-Crétacé juxtaposée à la série 2, soit comme une série Dogger - Malm constituant le prolongement stratigraphique de la série 2 (Troisième partie) ; dans ce dernier cas, 3 s'appelle "série de Prafauchier".

Les deux interprétations possibles pour la série 3 permettent d'envisager deux hypothèses :

Hypothèse α : Il existe trois séries issues de trois domaines paléogéographiques différents (1, 2 et 3).

Hypothèse β : Il existe deux séries : l'une est formée par 1 (série du lac des Cordes) ; l'autre est formée par 2 (série de type Roche des Clots), puis 3 (série de Prafauchier). Cette seconde série sera appelée "série de Rochebrune" (fig. 97).

Ces deux hypothèses seront prises en compte dans le présent chapitre, l'hypothèse β étant considérée comme la plus probable (voir ch. VIII).

Les séries 1, 2 et 3 dans le cas de l'hypothèse α , ou les séries 1 et (2+3) dans le cas de l'hypothèse β , se rapportent à des domaines marginaux ou océaniques d'un même océan : l'océan liguro-piémontais, portion de la Téthys. Elles contiennent l'enregistrement d'évènements qui se sont produits au cours de l'évolution de cet océan.

Rappelons que les conclusions d'ordre paléogéographique ou paléotectonique qui sont présentées dans les § C et D sont basées essentiellement sur la stratigraphie :

- Elles sont étayées par des arguments sédimentologiques et paléontologiques en ce qui concerne le Trias et le Jurassique inférieur à moyen.

- Par contre, elles découlent d'interprétation de séries en ce qui concerne le Jurassique moyen et/ou supérieur et le Crétacé, tant en domaine de marge continentale qu'en domaine océanique.

B- L'OCEAN LIGURO-PIEMONTAIS (fig. 96) :

Il convient ici de rappeler les caractéristiques principales de cet espace océanique, qui est à l'origine de la formation d'un grand nombre de séries alpines. Celui-ci, également appelé "Téthys Ligure", est défini par Lemoine (1982) comme un segment de la Téthys Mésozoïque axé NE-SW, compris entre l'Europe (incluant le bloc Ibérique) au NW, le bloc Apulo-Adriatique (lié au craton Africain) au SE, et deux zones de fractures transformantes au NW et au SE (fig. 96). L'expansion de cet océan a été provoquée par le mouvement relatif entre les plaques Laurasia et Gondwana, entre 180 m.a. (Jurassique moyen-supérieur) et 100 m.a. (Crétacé moyen). Une modification radicale de la direction de ce mouvement relatif au début du Crétacé supérieur a ensuite entraîné la fermeture de cet océan. Son évolution présente de nombreux points de comparaison avec celle de l'Atlantique central jusqu'au Crétacé moyen.

Les données dont on dispose dans les Alpes, en Corse et dans les Appenins situent la période de **pré-rifting** au Trias, le **rifting** proprement dit au Lias - Dogger inférieur (peut-être dès le Trias supérieur), et l'**apparition de croûte océanique** dès le Dogger supérieur ou Malm.

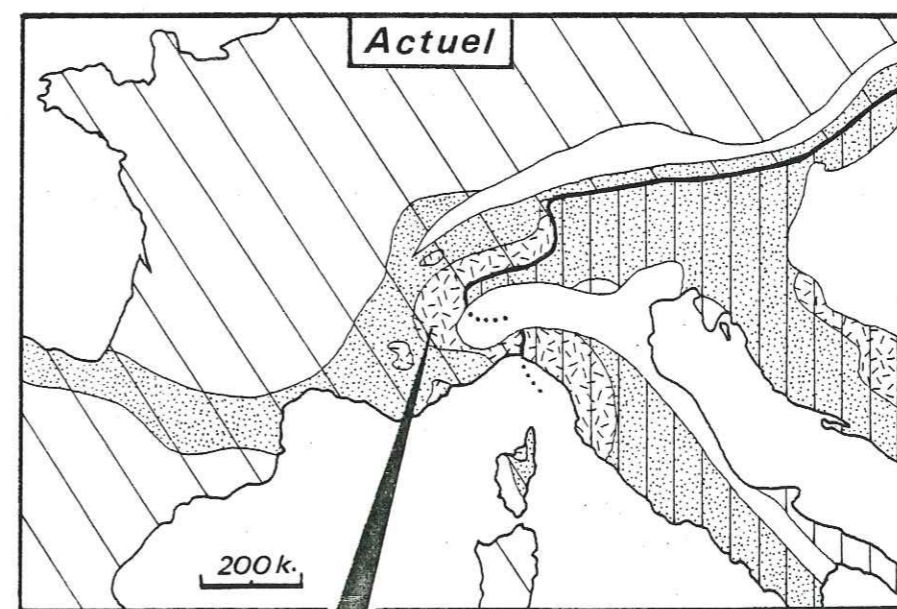
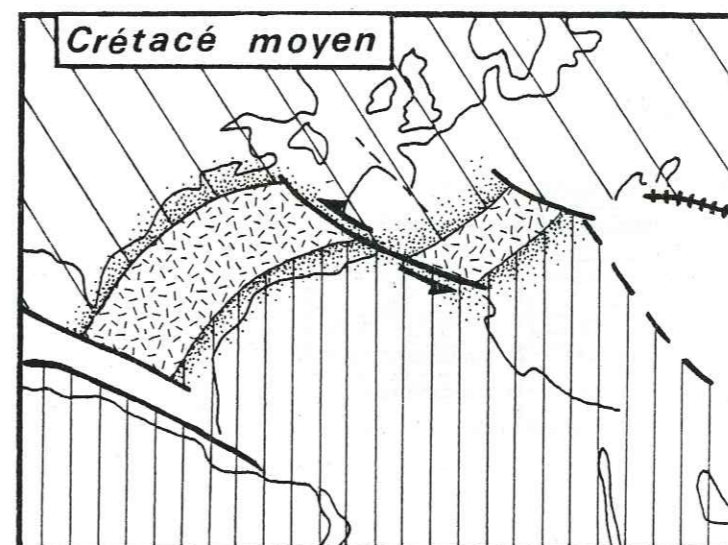
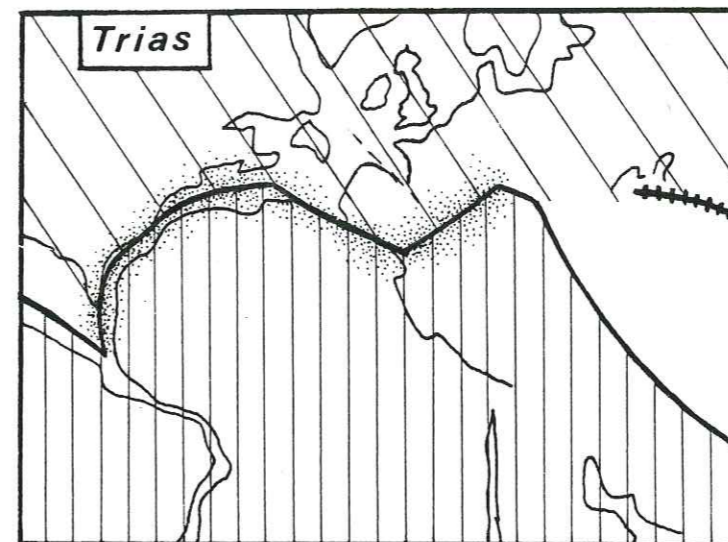
C- LES PREMIERES ETAPES DE L'EVOLUTION DE L'OCEAN LIGURO - PIEMONTAIS D'APRES LES SERIES LOCALES (fig. 97) :

1 - Distensions pendant le pré-rifting (Norien) :

Les premiers indices de distension ont été relevés dans le Norien, sous forme de failles **syndérientales** normales ouvertes et de "filons clastiques", dans un contexte distensif. Il est impossible, au stade actuel des études, de situer dans le secteur étudié l'époque du début de ces phénomènes (Norien ou plus ancien ; des phénomènes analogues ont été signalés dans le Carnien briançonnais ; Bourbon et al., 1975) qui semblent fréquents dans le Trias supérieur de l'Unité de Rochebrune.

2 - Transition vers le rifting (Rhétien-Hettangien) :

Au Norien, le dépôt sur une grande épaisseur de sédiments très peu profonds indiquait l'existence d'un équilibre entre le taux de subsidence et le taux de sédimentation. Les premières couches rhétiennes témoignent d'une modification relativement progressive de cet équilibre et d'une **tendance transgressive**. Ce début d'évolution vers un domaine plus franchement marin peut être toutefois marqué par une discordance locale.



SECTEUR ETUDIE

FIG. 96 : Principales étapes de l'évolution de l'océan liguro-piémontais (d'après Lemoine, 1982) :

1 : Gondwana (comprenant l'Adria).

2 : Laurasia (comprenant l'Europe)

3 : Domaines de marge : a) Adriatique ; b) Européenne.

4 : Domaines océaniques.

5 : Zones de marge (a : adriatique ; b : européenne) comprenant des lambeaux de séries océaniques charriées.

FIG. 97 : Tentative de synthèse paléogéographique : positionnement présumé des séries du secteur étudié sur une marge passive schématisée et son domaine océanique adjacent.

En haut : Coupe schématique d'une marge passive et du domaine océanique adjacent :

- α : sédiments post-rift.
- β : sédiments syn-rift.
- γ : croûte continentale.
- δ : croûte océanique.
- ϵ : manteau supérieur.

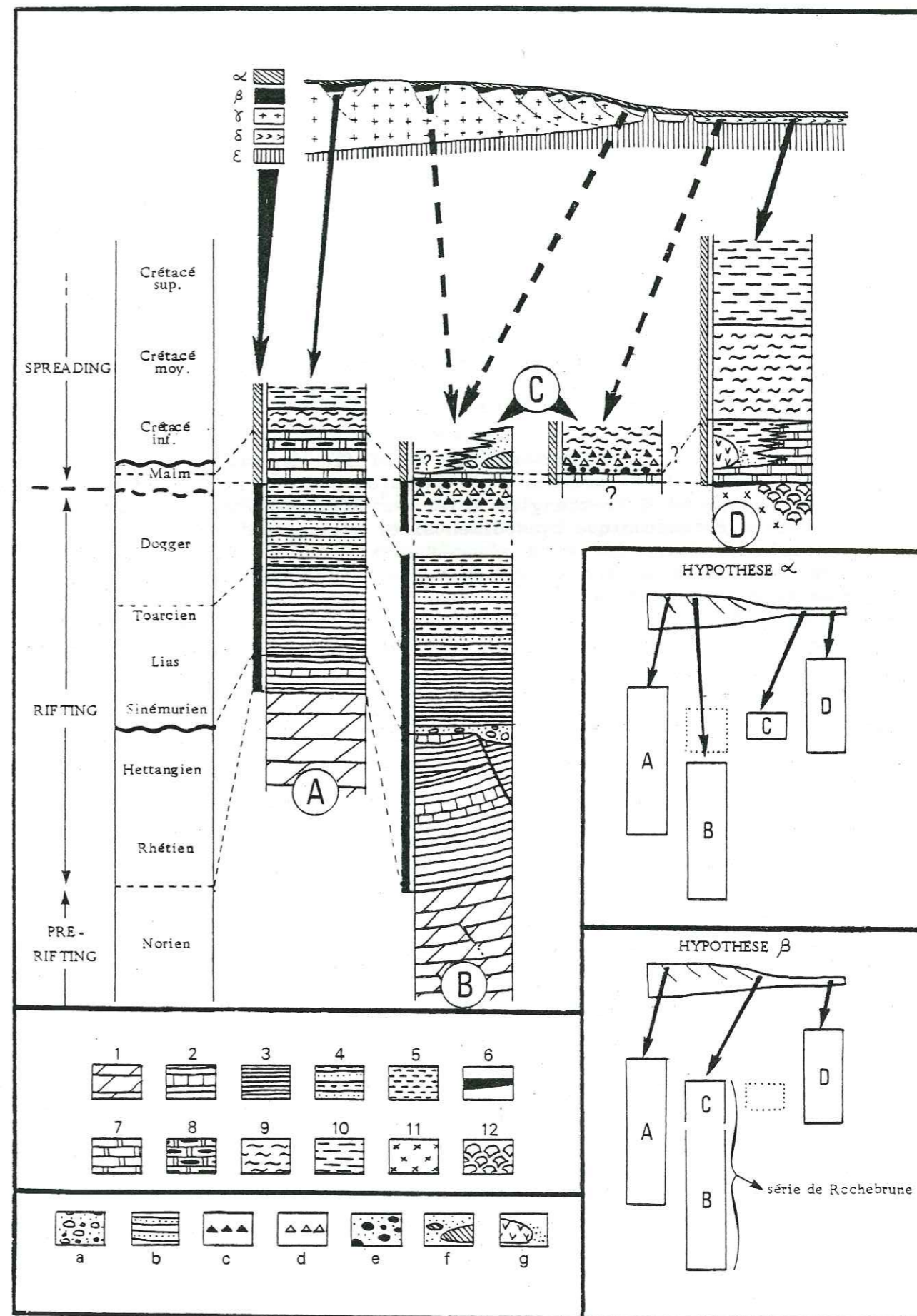
Remarquer les remontées de matériel du manteau supérieur à l'extrémité de la marge continentale (mécanisme diapirique ?), qui pourraient expliquer le détritisme serpentineux relevé dans la série C. (hypothèse β).

- Au centre :
- A : Série de la Roche des Clots (d'après Lemoine et al., 1978 ; pour comparaison).
 - B : Série de type Roche des Clots du secteur étudié.
 - C : Succession de Prafauchier (deux hypothèses ; à gauche, la Série de Prafauchier).
 - D : Série du lac des Cordes.

Lithostratigraphie : 1)-Norien (dolomies) ; 2)-Rhétien-Hettangien (schistes, calcaires, dolomies) ; 3)-Lias Prépiémontais (calcschistes, calcaires hémipélagiques) ; 4)-Formation détritique rousse (schistes, calcschistes, microbrèches granuloclassées) ; 5)-schistes noirs et calcschistes ; 6)-métaradiolarites ; 7)-calcaires pélagiques marmorésés ; 8)-calcaires à cherts (Série de la Roche des Clots) ; 9)-schistes noirs siliceux (faciès "Black Shales"?) ; 10)-calcschistes ; 11)-prasinites massives ; 12)-prasinites en coussins ;

Détritisme : a)-brèche chaotique de la base du Lias Prépiémontais (éléments de Rhétien-Hettangien) ; b)-microbrèches granuloclassées de la Formation détritique rousse (éléments dolomitiques noriens, puis quartzeux et/ou micaschisteux) ; c)-microbrèches à patine "capucin" (éléments dolomitiques, quartzeux et micaschisteux ; indices de détritisme ophiolitique) ; d)-brèche siliceuse verte (éléments de socle) ; e)-brèche de serpentinite et ophicalcites ; f)-galets et olistolites de calcaire triasique (fenêtre de Cervières) ; g)-olistolites de serpentinite (secteur de Péas).

En bas à droite : Les deux hypothèses discutées au Ch. VIII . L'hypothèse β apparaît comme la plus probable ; la série de Prafauchier constitue alors une variante de la partie supérieure de la série de la Roche des Clots. L'ensemble (série de type Roche des Clots et série de Prafauchier) est dénommé "série de Rochebrune".



Durant le Rhétien, puis l'Hettangien, les faciès marins envahissent à quatre reprises le domaine marginal, déposant quatre mégaséquences à caractère transgressif, avec une évolution globalement transgressive du début du Rhétien à la fin de l'Hettangien. Les corrélations effectuées à l'échelle locale et régionale ont permis de s'assurer que ces transgressions intéressaient un domaine paléogéographique extrêmement peu accidenté et très étendu, actuellement représenté au moins dans les séries de Vanoise orientale, de l'ensemble des unités prépiémontaises, et de la nappe briançonnaise de Peyre Haute.

Les variations eustatiques semblent en partie à l'origine de ces transgressions. L'extension géographique de ces phénomènes et le grand nombre de corrélations de détail que l'on peut effectuer s'expliquent en effet plus aisément par une remontée progressive du niveau de la mer que par un affaissement généralisé de la future marge. De plus, cette période du Rhétien-Hettangien correspond au début de la transgression Jurassique dont les effets sont enregistrés à l'échelle mondiale (par exemple, dans le bassin de Paris).

Par contre, le brusque retour, à la fin de chaque mégaséquence, à des conditions de dépôt proches de l'émersion peut au moins dans le cas de la mégaséquence n° 3 (Hettangien inférieur à moyen) être interprété en partie en termes de **tectonique synsédimentaire**. L'importante variation latérale constatée au cours de cette mégaséquence entre la série du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune et celle du lac de l'Ascension (nappe briançonnaise de Peyre Haute), et les discordances locales observées à son sommet, sont peut-être la conséquence d'une première tendance au basculement entre deux blocs dont les évolutions post-Hettangiennes seront radicalement différentes.

3 - Rifting proprement dit (Sinémurien à Dogger supérieur ?) :

Au terme du dépôt de la série du Rhétien-Hettangien, au cours duquel quelques indices d'instabilité ont donc été relevés, se produit un **évènement aux conséquences paléogéographiques très importantes**. Il se manifeste en effet par :

- l'individualisation paléogéographique du domaine prépiémontais,
- la réactivation dans ce domaine selon un fonctionnement normal et/ou décrochant de certaines fractures triasiques mentionnées dans le § 1.
- le basculement des blocs délimités par ces failles et la naissance de discordances importantes.
- l'apparition d'une paléotopographie localement très accidentée, puis le nivellement de cette paléotopographie à la faveur d'une intense érosion sous-marine capable de porter le Norien à l'affleurement, ainsi que le dépôt d'une brèche chaotique comblant les dépressions.

Dans l'ensemble du domaine prépiémontais, cet évènement est suivi du passage brusque à des conditions de sédimentation hémipélagiques, uniformes, contrastant avec la variété des conditions de dépôt observée durant le Rhétien et l'Hettangien, et témoignant d'un brutal enfouissement de la marge à cette époque.

L'âge de cet évènement a pu être cerné dans le secteur étudié au moyen d'arguments lithostratigraphiques et paléontologiques : la phase tectonique qui en est responsable se situe vers la **limite Hettangien-Sinémurien**. Il s'agit d'une étape majeure du rifting de l'Océan liguro-piémontais, car elle affecte non seulement le domaine prépiémontais dans son ensemble, mais aussi le domaine externe (couverture du Pelvoux, Baron, 1981).

Le sens des basculements de blocs observés constitue une présomption en faveur de l'attribution de la série prépiémontaise de l'Unité de Rochebrune à la marge européenne de l'Océan liguro-piémontais. Ceci est confirmé par les corrélations effectuées entre la série Rhético-Hettangienne du secteur étudié avec son homologue briançonnaise (donc européenne) de la nappe de Peyre Haute. (ch. IV, § G4). Rappelons toutefois qu'une provenance "ultrapiémontaise" (Austro-Alpine) avait été envisagée par Barfety et Gidon (1975) sur des arguments tectoniques. Tricart (1980) a au contraire souligné les caractères communs de l'évolution tectogénétique des unités briançonnaises et prépiémontaises. Nos arguments stratigraphiques tendraient donc à confirmer le point de vue de P. Tricart.

Durant le Lias "moyen" et supérieur, les conditions de dépôt hémipélagiques ne présentent plus de variation notable. La monotonie du faciès correspondant, dit "Lias Prépiémontais", et l'intensité des déformations alpines n'ont pas permis la mise en évidence d'une tectonique synsédimentaire, que l'on ne doit cependant nullement écarter. Certaines découvertes paléontologiques ont permis :

- de soupçonner le caractère localement réduit ou lacunaire du Sinémurien, par ailleurs bien représenté dans le faciès Lias Prépiémontais d'autres unités prépiémontaises.
- d'établir la présence du Toarcien au sein de ce faciès dans l'Unité de Rochebrune, et donc le **diachronisme probable de l'arrivée des premières brèches** de la formation suivante, dite "Formation détritique rousse", par rapport à ce que l'on connaît dans d'autres unités prépiémontaises.

Durant le Jurassique moyen, la sédimentation autochtone marneuse ou pélitique est perturbée par des arrivées fréquentes de matériel détritique provenant probablement du demi-horst briançonnais. L'évolution verticale de la nature de ce matériel (dolomies triasiques, puis quartz et mica-schistes issus du socle), caractéristique commune à l'ensemble des séries prépiémontaises, montre une **érosion de plus en plus profonde de la province d'alimentation**, peut-être liée à une surrection progressive de celle-ci (remontée de horst ou basculement de bloc).

4 - Début du spreading ; répercussions sur la série marginale (Dogger supérieur - Malm) :

Les deux hypothèses mentionnées au § A seront prises en compte dans ce paragraphe (voir fig. 97).

a) *Hypothèse α* :

Selon cette hypothèse, le prolongement stratigraphique (Dogger supérieur-Malm) de la série type Roche des Clots serait inconnu dans l'Unité de Rochebrune. Deux séries comprendraient des termes contemporains de l'ouverture et la période d'expansion ; ce sont :

- la série du lac des Cordes (Malm-Crétacé supposés).
- la succession lithostratigraphique, supposée Malm-Crétacé, de type Prafauchier (le terme "série de Prafauchier" étant réservé à l'Hypothèse β).

La succession de type Prafauchier, comprenant essentiellement les calcaires marmoréens à lits de schiste siliceux vert ou violacé, et les schistes noirs et calcschistes à microbrèches ou brèches de matériel varié, peut alors être comparée à une série de type Chabrière, avec un Malm carbonaté à intercalations de lits radiolitiques, puis un Crétacé inférieur et/ou moyen pélitique, pauvre en carbonates. Le substratum de cette série serait toutefois inconnu. La présence de brèches à matériel serpentiniteux et de brèches à éléments de socle sialique intercalés vers la base des pélites crétacées représenterait alors l'écho d'une phase tectonique probablement distensive d'âge Crétacé inférieur. Cet événement peut être corrélé à celui que l'on observe dans la série supraophiolitique du lac des Cordes (§ 5), ainsi que dans plusieurs autres séries supraophiolitiques liguro-piémontaises.

b) Hypothèse β :

Selon cette hypothèse, la succession de type Prafauchier, qui est alors dénommée "série de Prafauchier", constituerait le prolongement stratigraphique de la Formation détritique rousse (formation présumée Lias supérieur - Dogger de la série de type Roche des Clots) (voir fig. 97). L'Unité de Rochebrune serait donc formée d'une série unique allant du Norien au Malm ; cette série sera dénommée dans ce qui suit "série de Rochebrune". Elle correspond à un domaine marginal de l'océan liguro-piémontais.

La première apparition de croûte océanique serait précédée ou contemporaine de l'arrivée locale de détritiques ultrabasiques (essentiellement serpentiniteux) sur ce domaine marginal (série C fig. 97).

Pour expliquer ce phénomène, deux possibilités ont été envisagées au ch. VIII :

- une alimentation depuis le domaine océanique nouvellement créé, le matériel détritique provenant par exemple de massifs de péridotite serpentinisée tels qu'on en connaît dans les zones transformantes de l'Atlantique équatorial.
- une alimentation depuis un "diapir" de péridotite serpentinisée remonté dans une zone très étirée de la marge en fin d'évolution, ou à la limite entre le domaine marginal et le domaine océanique. Un exemple actuel (Boillot et al., 1980) montre qu'un tel cas de figure peut exister (voir ch. VIII, § B).

Cet épisode détritique ultrabasique serait ensuite cacheté par le faciès calcaire ubiquiste d'âge présumé Jurassique supérieur, présent également dans les séries océaniques.

De ces deux hypothèses, la seconde (β) apparaît comme la plus probable (voir ch. VIII, § C). On observerait donc dans l'Unité de Rochebrune une série de marge continentale (série de Rochebrune) identique à la série de référence (Roche des Clots) jusqu'à la Formation détritique rousse comprise, et originale, mais néanmoins comparable à cette série de référence, en ce qui concerne les termes plus élevés. L'originalité de la série de Rochebrune, formant l'Unité de Rochebrune, par rapport à la série de référence, formant les unités voisines (Roche des Clots au Sud, Grande Hoche au Nord), ne nous paraît pas être un argument en défaveur

de l'hypothèse β . On connaît en effet en Vanoise orientale une série à caractère "prépiémontais" marqué durant le Lias, et qui évolue d'une façon totalement différente par la suite (série de la Grande Motte).

5 - Début du spreading ; la série océanique (Malm-Crétacé présumés) :

L'âge des premiers sédiments observés dans la série du lac des Cordes est présumé Jurassique supérieur par analogie de faciès, sans qu'il soit possible de dire si les metabasites sur lesquels ces sédiments reposent constituent réellement le substratum océanique. Ce substratum était probablement constitué au moins en partie de serpentinites. Aucun gabbro n'a été observé dans le secteur étudié.

A la suite du dépôt des calcaires Jurassique supérieur, on relève les témoignages d'une activité tectonique sous forme de brèches et d'olistolites de grande taille de matériel serpentiniteux (secteur de Peas). Les échos de cette activité tectonique d'âge Crétacé inférieur probable ont été reconnus dans d'autres séries supraophiolitiques liguro-piémontaises (Lemoine et Tricart, 1979 ; Lagabrielle, 1982).

Les termes suivants (Crétacé moyen à supérieur supposé) se présentent successivement sous forme d'un faciès argilo-siliceux totalement dépourvu de carbonates, vraisemblablement déposé à une profondeur inférieure au niveau de compensation des carbonates, puis d'un faciès argilo-calcaire monotone. Ces deux faciès paraissent avoir en une grande extension géographique. En particulier, le premier des deux peut être corrélé avec la formation de Roche Noire de la série supraophiolitique de Chabrière, (Tricart, 1973), avec certaines pélites noires des séries prépiémontaises (grande Hoche par exemple), et représente probablement l'équivalent latéral du faciès des "Black Shales" Crétacé de l'Atlantique. Il représenterait le "Crétacé moyen", tandis que les calcschistes représenteraient le Crétacé supérieur.

D - CONCLUSION :

L'étude stratigraphique du secteur géographique limité de la chaîne de Rochebrune a permis d'aborder l'histoire de l'océan liguro-piémontais durant une plage de temps relativement large, grâce à la juxtaposition dans ce secteur d'unités tectoniques comprenant une série de marge continentale et une série océanique. Cependant, ces séries qui correspondent à des domaines paléogéographiques initialement très éloignés ne peuvent en aucun cas se prêter à la reconstitution d'une coupe transversale de l'océan liguro-piémontais.

Des précisions ont pu être apportées sur les étapes de cette histoire, en particulier en ce qui concerne le rifting. Malgré l'intensité du métamorphisme alpin, l'étude lithostratigraphique détaillée de la formation du Rhétien-Hettangien et de ses rapports avec les formations adjacentes s'est avérée fructueuse. En effet, cette formation, de par la variété de ses lithofaciès et leur extension géographique, permet la mise en évidence des épisodes tectoniques synsédimentaires dont elle a enregistré les effets, phénomènes qui se situent au début du rifting proprement dit.

L'attention doit ainsi être attirée sur l'opposition entre le caractère relativement progressif de l'évolution de la marge jusqu'à l'Hettangien supérieur, et la brutalité de l'événement tectonique distensif de la limite Hettangien - Sinémurien.

En ce qui concerne le début de la période d'expansion, les interprétations stratigraphiques adoptées, en accord avec la stratigraphie régionale, révèlent : (1) l'existence possible d'une tectonique distensive anté-Malm, immédiatement antérieure ou contemporaine de l'ouverture, et responsable dans l'une des hypothèses envisagées de l'arrivée de matériel détritique ultrabasique en certains points de la marge en fin d'évolution, et (2) l'existence probable d'une tectonique non nécessairement compressive, d'âge Crétacé inférieur, ayant affecté le domaine océanique.

	PAGES
ANNEXES	223
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTE DES FIGURES	241
TABLE DES MATIÈRES	247

En ce qui concerne le début de la période d'expansion, les interprétations stratigraphiques adoptées, en accord avec la stratigraphie régionale, révèlent : (1) l'existence possible d'une tectonique distensive anté-Malm, immédiatement antérieure ou contemporaine de l'ouverture, et responsable dans l'une des hypothèses envisagées de l'arrivée de matériel détritique ultrabasique en certains points de la marge en fin d'évolution, et (2) l'existence probable d'une tectonique non nécessairement compressive, d'âge Crétacé inférieur, ayant affecté le domaine océanique.

	PAGES
ANNEXES	223
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTE DES FIGURES	241
TABLE DES MATIÈRES	247

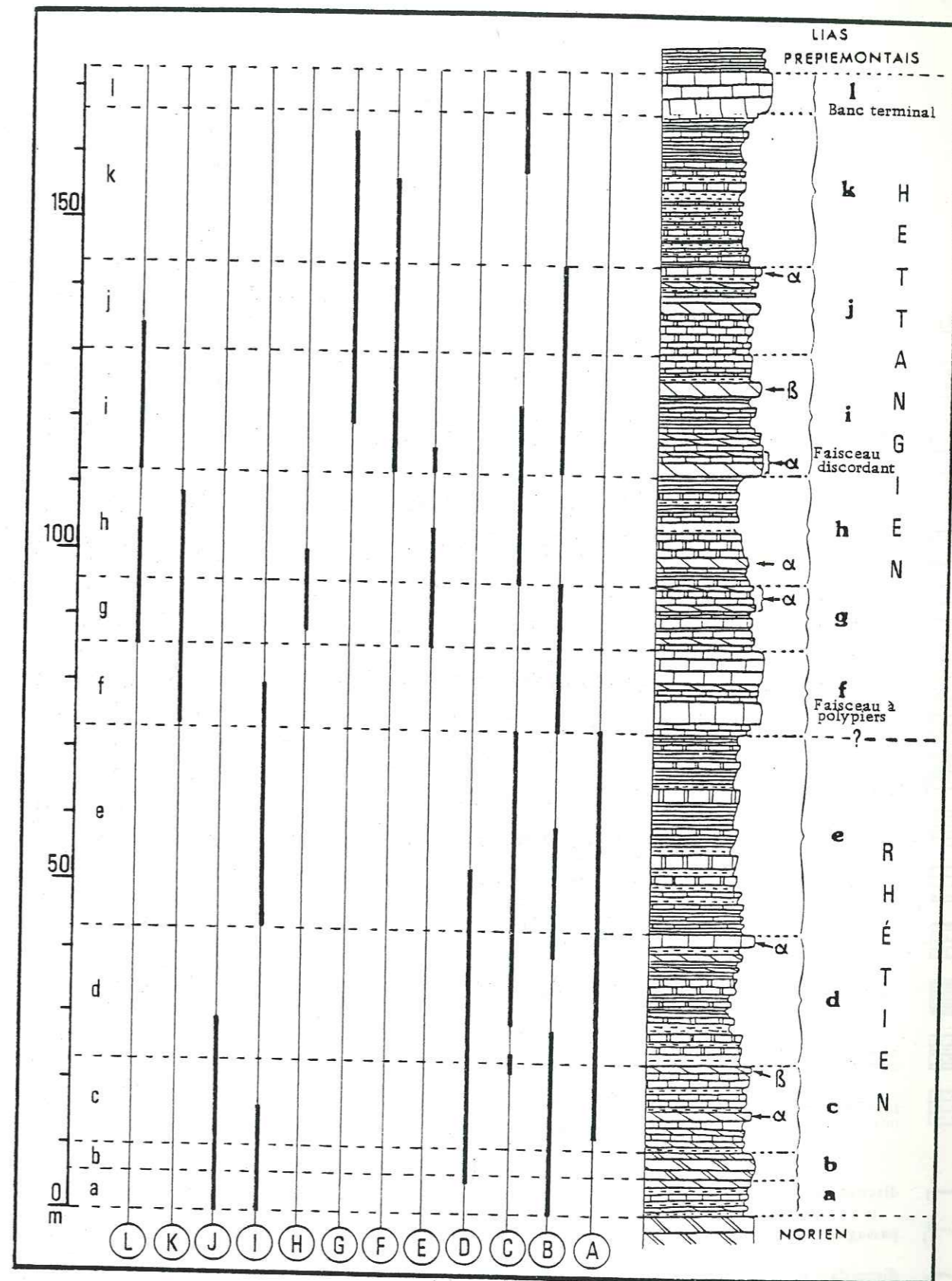


FIG. 98 : Répartition verticale des coupes des fig. 99 à 107. (localisation fig. 49).
Lettres minuscules : ensembles subdivisant la série ; lettres grecques : bancs ou faisceaux repères.

LEGENDE COMMUNE DES FIG. 99 A 108 :

Les coupes, désignées par les lettres majuscules en haut des pages, sont localisées sur la fig. 49 et situées par rapport au reste de la série dans la fig. 98 (excepté la fig. 108) ; voir également schéma général de corrélation fig. 50.

Lithofaciès :

	brèche chaotique
	dolomie à patine jaune
	dolomie à patine grise
	dolomie à patine blanche
	dolomie à lits calcaires
	calcaires peu dolomitisés
	calcaires à septa ondulés
	calcaires massifs à patine grise
	calcaires en plaquettes
	calcaires à patine noire cendrée
	calcaires à patine noire cendrée nodularisés
	calcschistes
	alternances de schistes et calcschistes
	schistes fissiles à patine noire ou grise
	discontinuité marquée
	passage transitionnel
	discordance, ravinement

Figures sédimentaires :

R	sommet de banc rubéfié
LA	laminations stromatolitiques
L	laminations
T	terriers, pistes d'organismes
	polygones de dessiccation
	fentes de dessiccation
	birdseyes
	pseudomorphoses de cristaux de gypse ou d'anhydrite
	structure en teepee
	stratifications entrecroisées
o	vestige de grain
△	brèche synsédimentaire
	petit ravinement
	petite faille synsédimentaire
	petit glissement synsédimentaire
	cristaux d'albite

Organismes :

	petits lamellibranches en surface de banc (mytilidés ?)
	pectinidés
	lumachelle (coquilles centimétriques)
	lumachelle (coquilles pluri-centimétriques)
	polypiers dendroïdes
	entroques

Courbe lithostratigraphique :

Six faciès principaux ont été classés suivant l'ordre dans lequel ils se succèdent généralement dans les séquences élémentaires. Ils sont portés en abscisse de cette courbe (schématiquement : à gauche, tendance marine ; à droite, tendance à l'émergence), qui permet (1) de visualiser les séquences élémentaires, (2) de mettre en évidence la tendance séquentielle d'un ensemble, et (3) de faciliter la corrélation d'un ensemble d'une coupe à l'autre. (voir ch. VI § B, et fig. 51 et 52).

Remarque : certains schistes peuvent être interprétés comme d'anciennes argilites de sommet de séquence élémentaire, au-dessus des dolomies à indices d'émergence (voir ch. VI § C4 a). Dans ce cas, ils sont figurés sur la courbe lithostratigraphique par un index isolé à droite de celle-ci.

Subdivisions ; faisceaux repères :

Les lettres minuscules en gras désignent les ensembles subdivisant la série. Les lettres minuscules fines suivies d'une lettre grecque désignent les bancs ou faisceaux repères inclus dans un ensemble (voir fig. synthétique n° 54.)

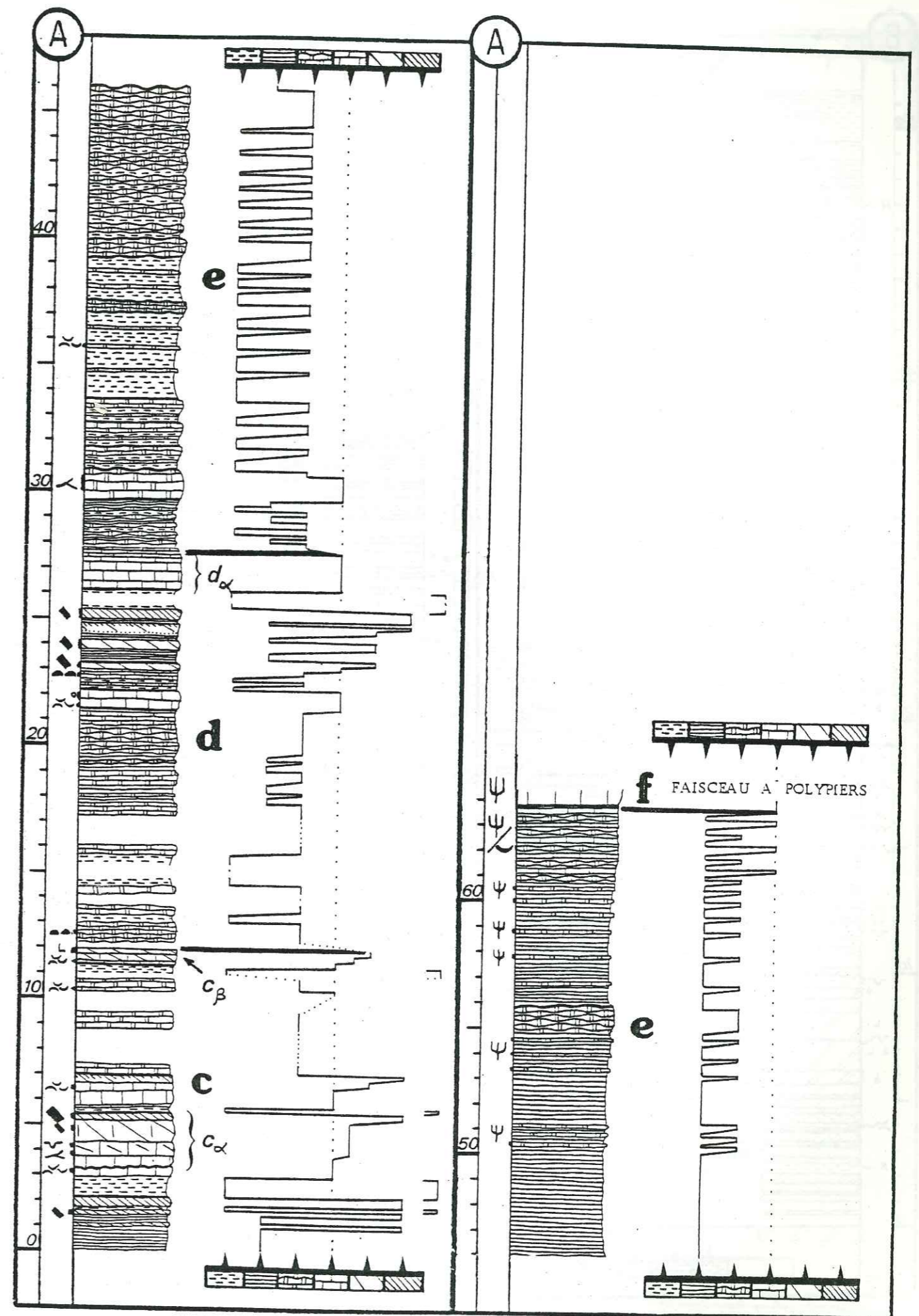


FIG. 99

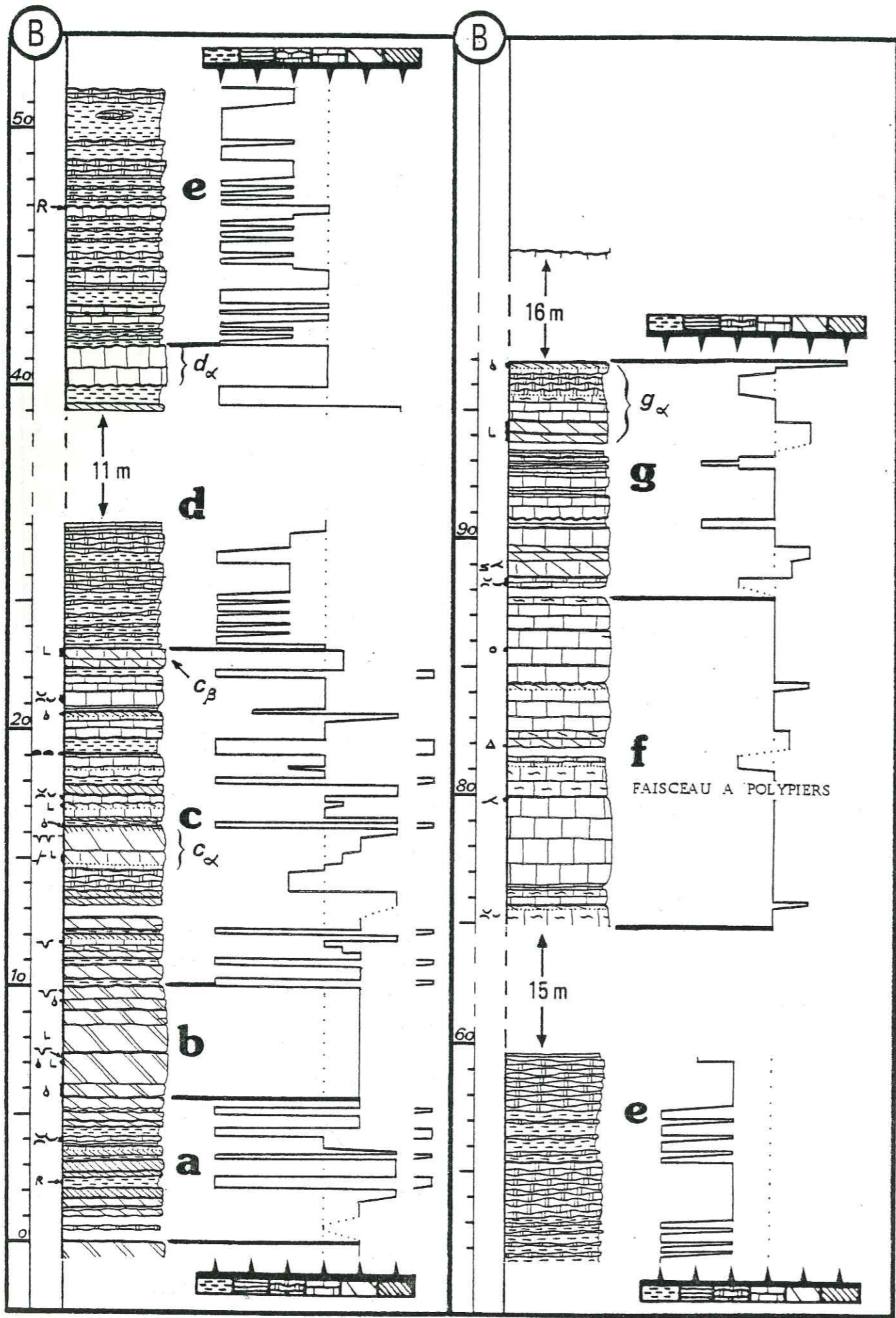


FIG. 100

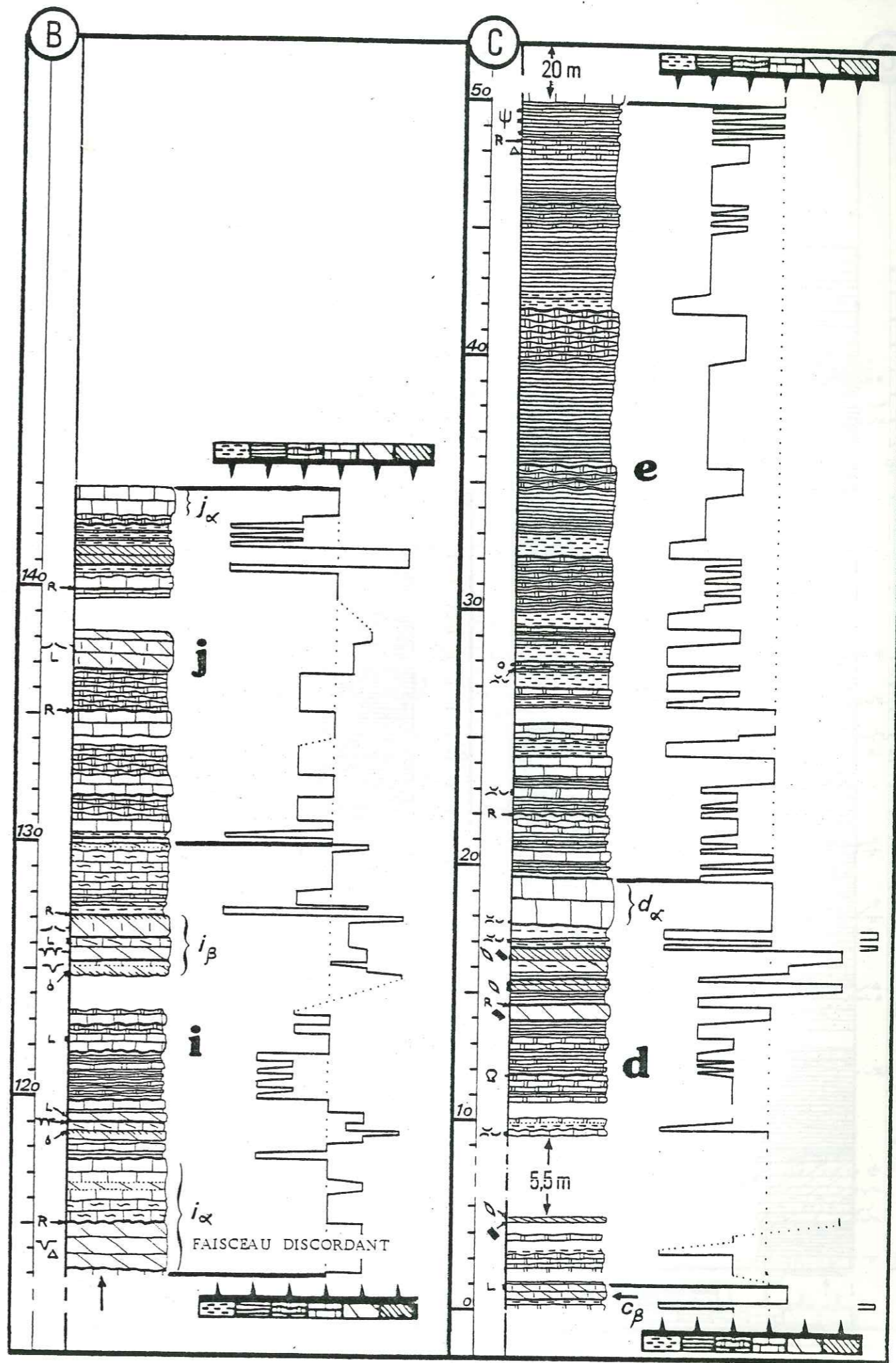


FIG. 101

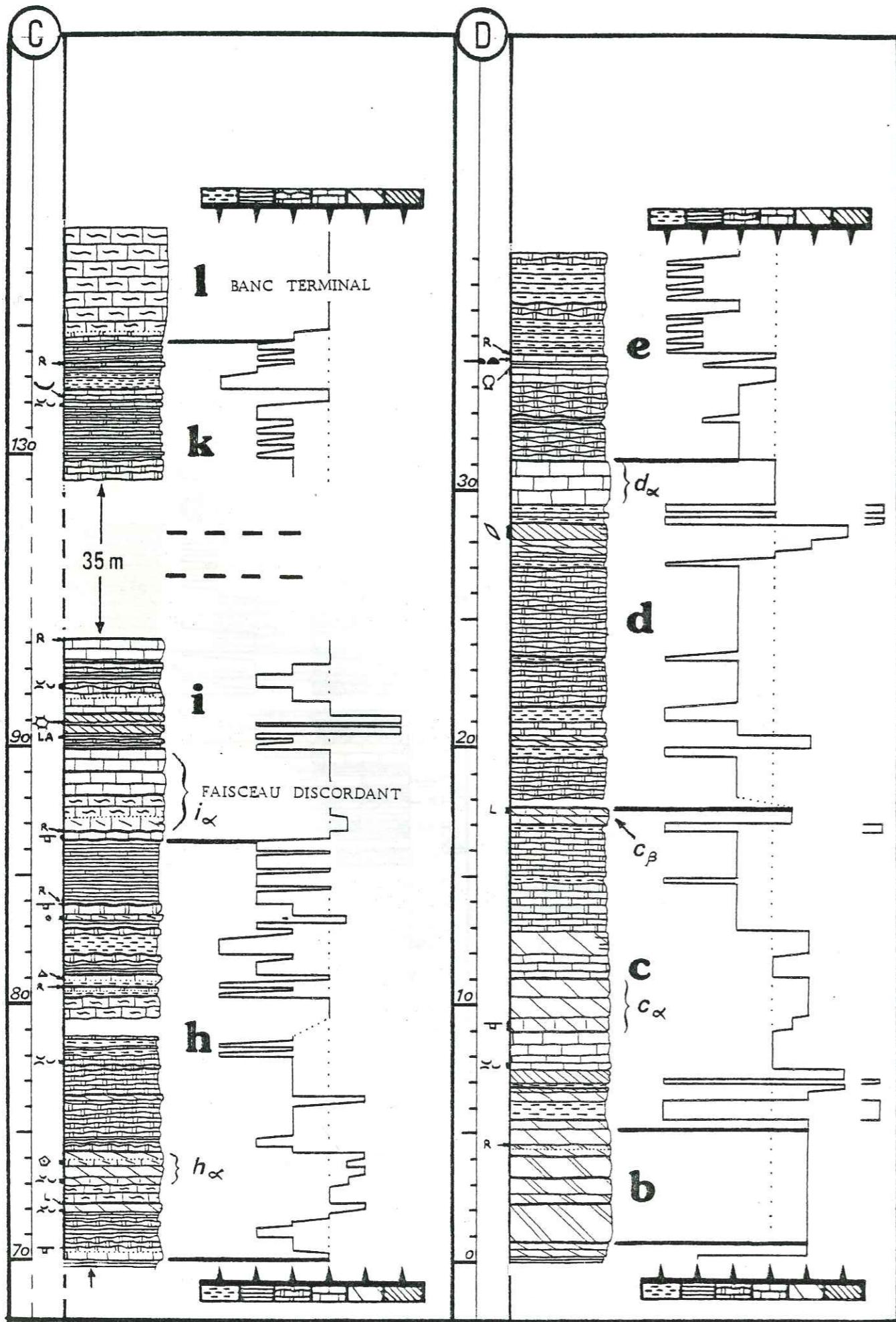


FIG. 102

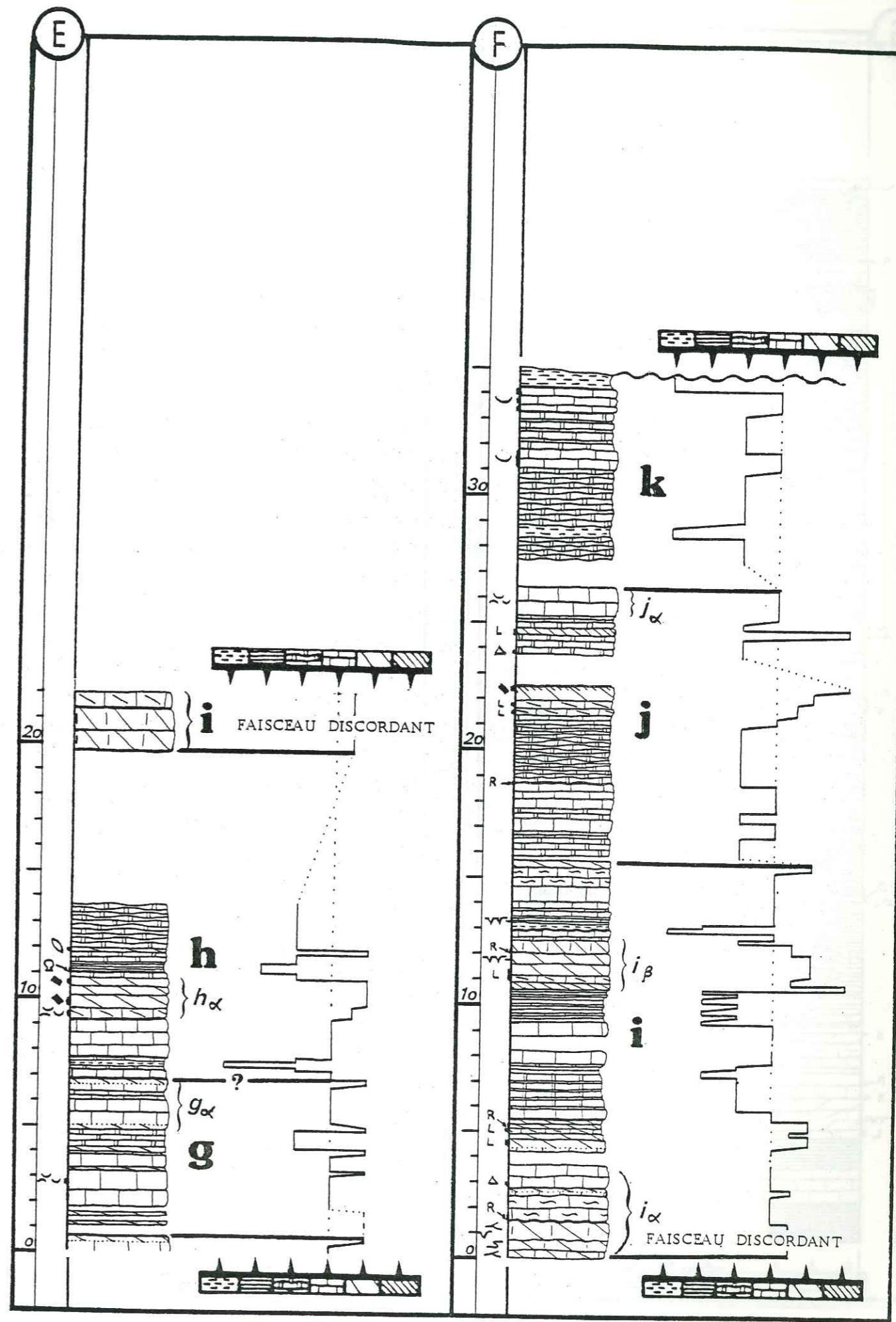


FIG. 103

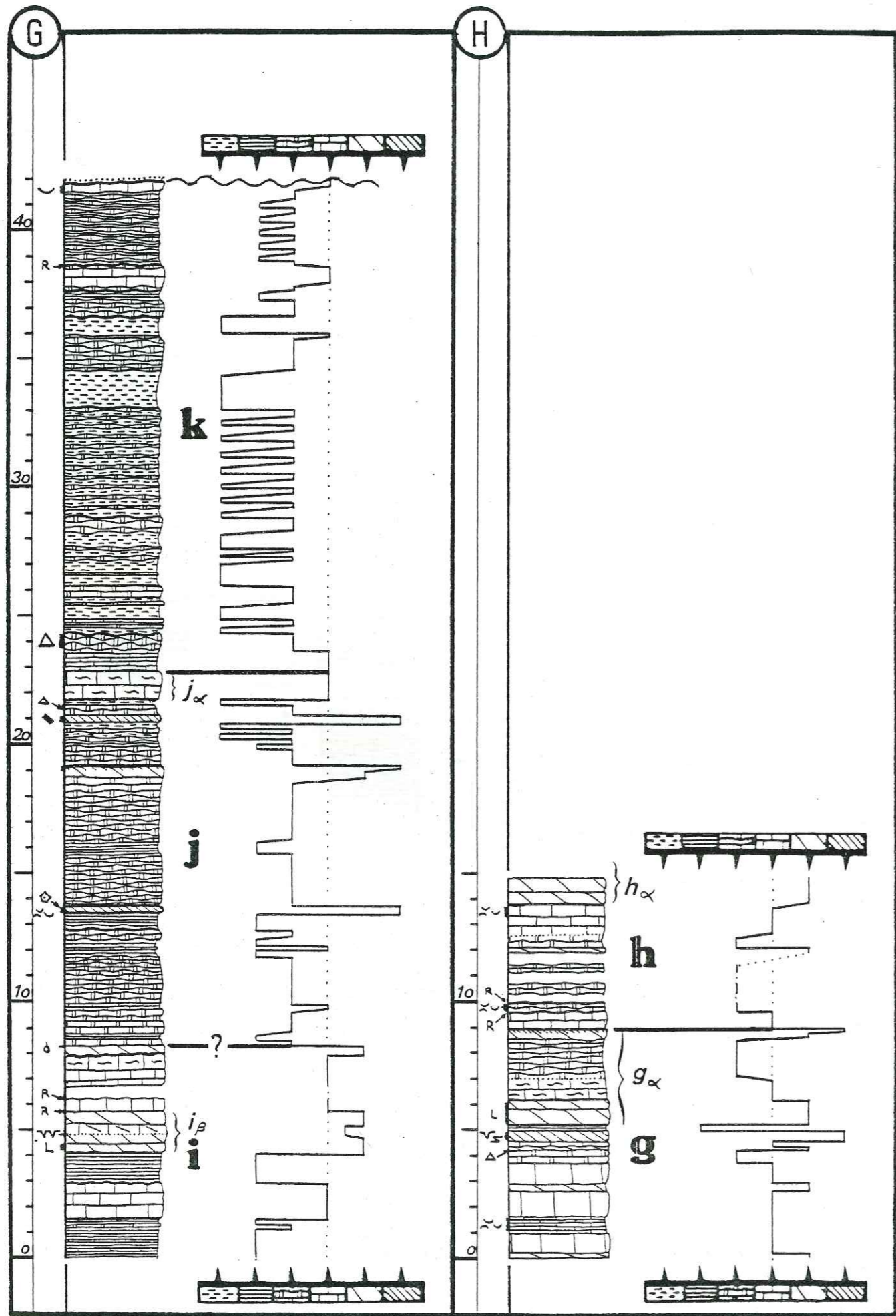


FIG. 104

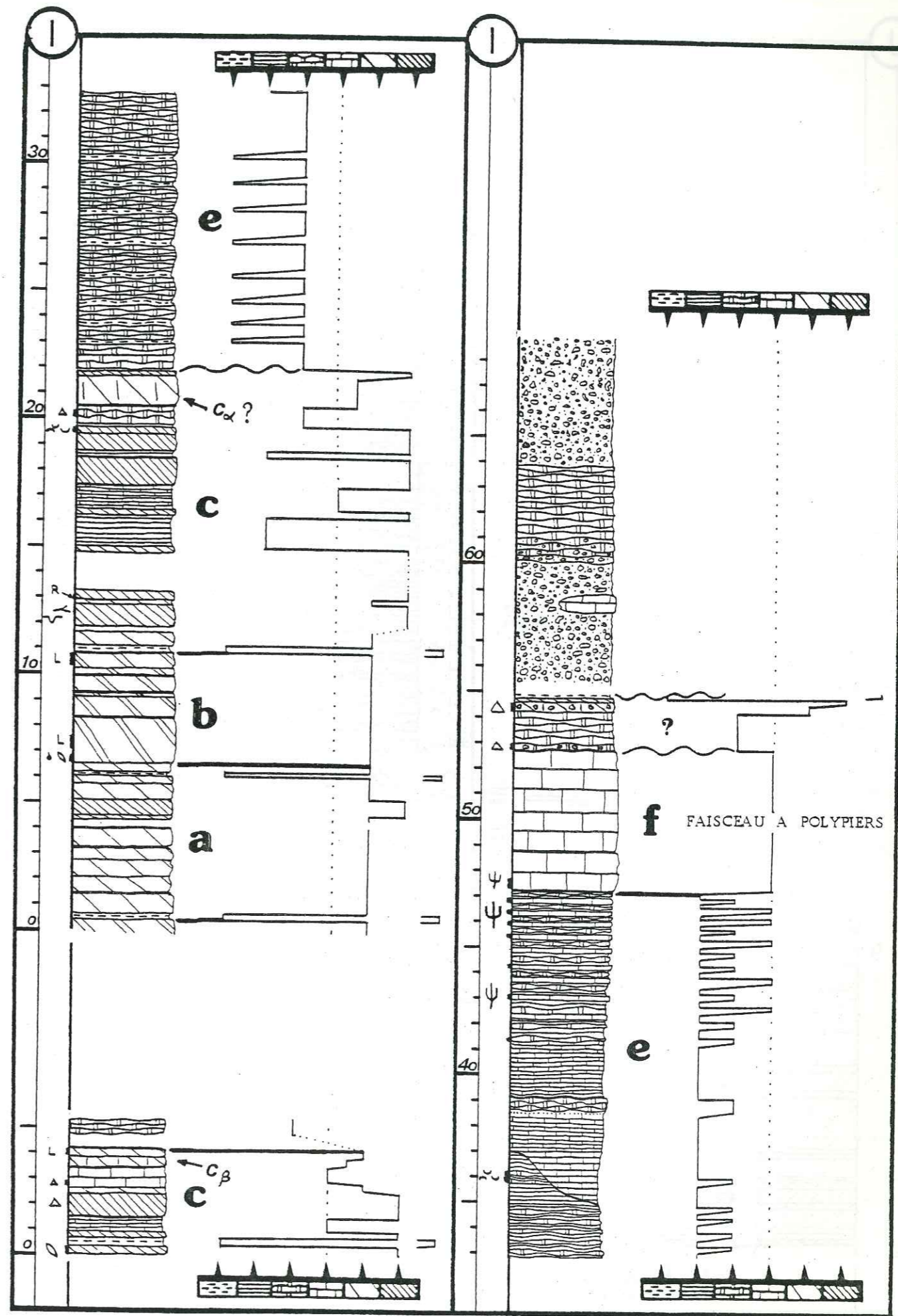


FIG. 105

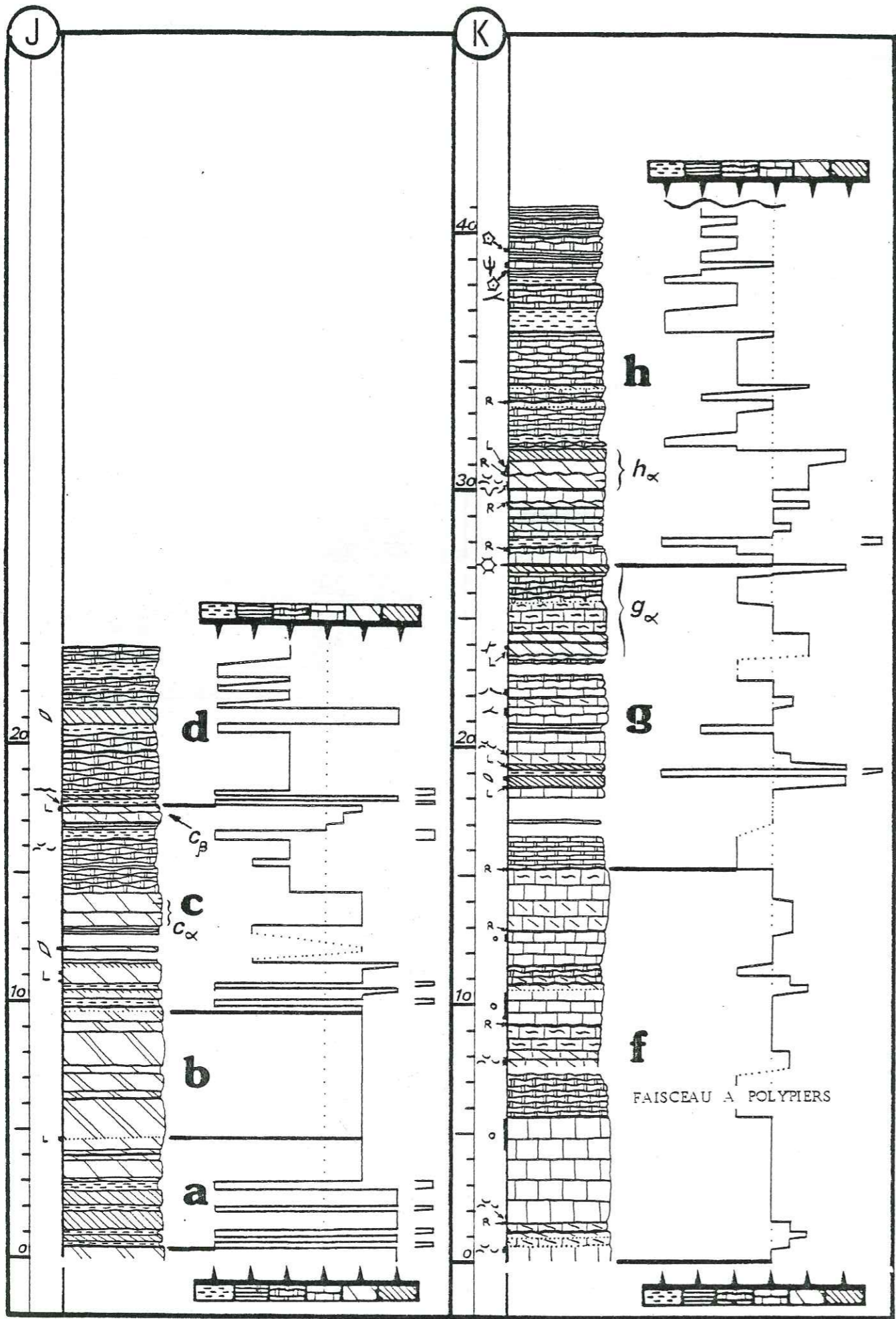


FIG. 106

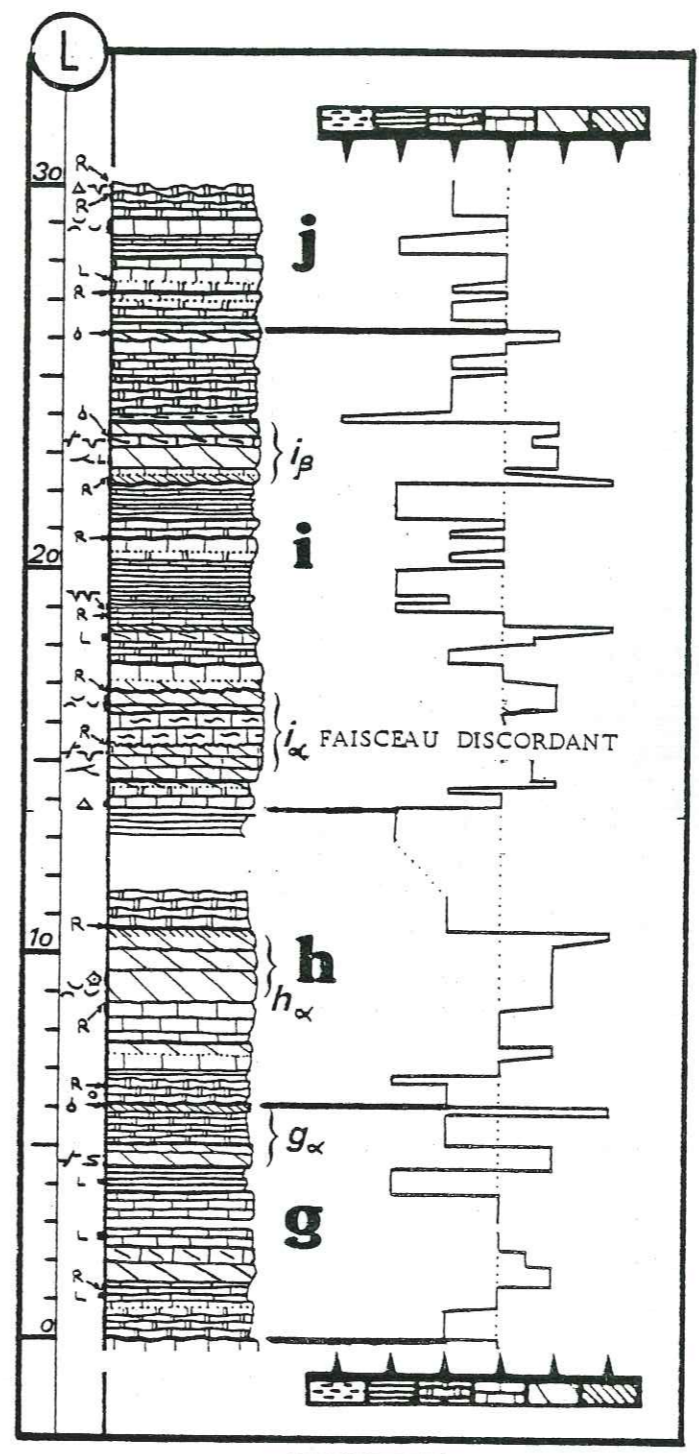


FIG. 107

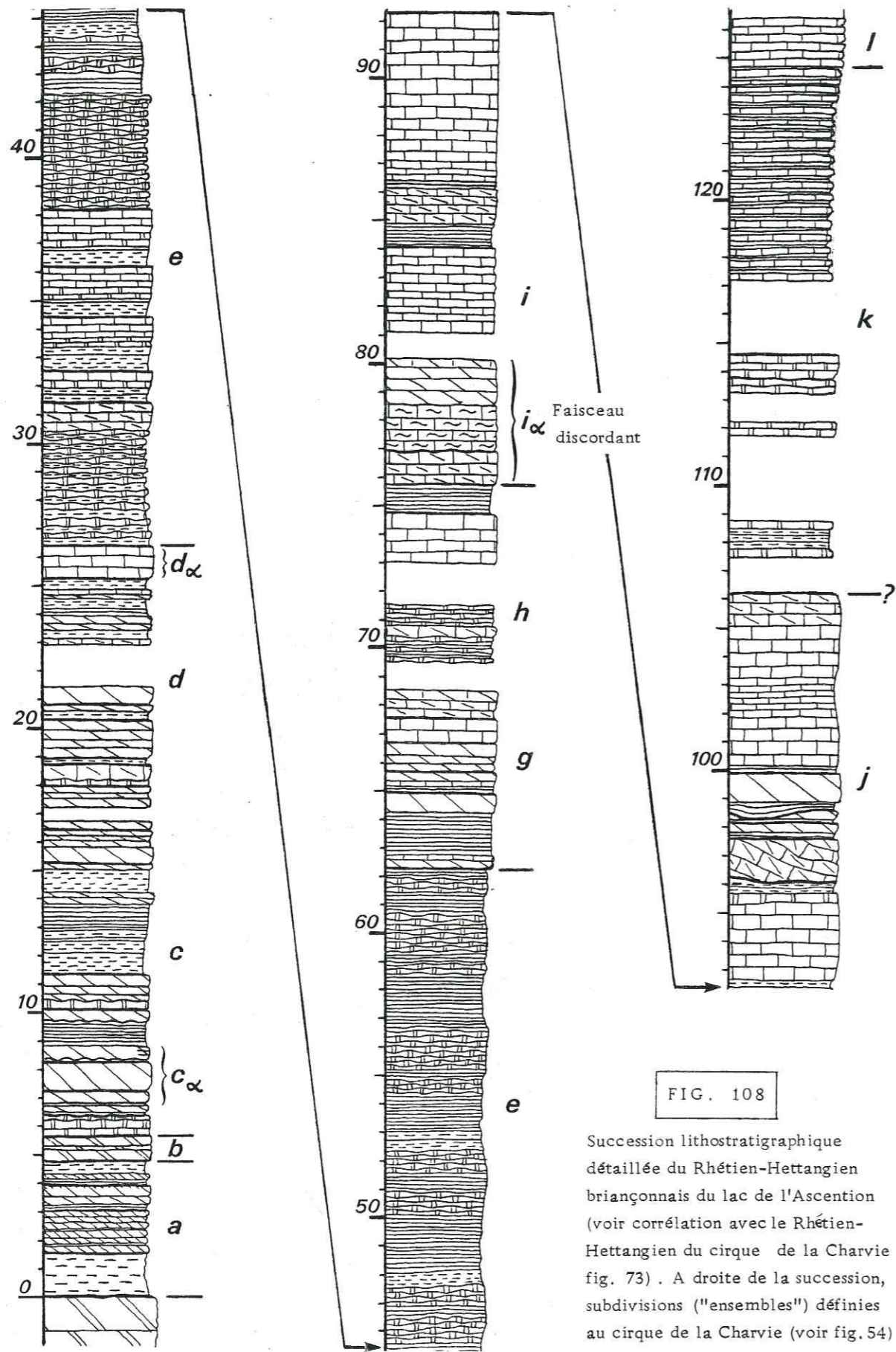


FIG. 108

Succession lithostratigraphique détaillée du Rhétien-Hettangien Briançonnais du lac de l'Ascension (voir corrélation avec le Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie fig. 73). A droite de la succession, subdivisions ("ensembles") définies au cirque de la Charvie (voir fig. 54)

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ADLINE G. 1982 - Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux : aspect volcanologique et problèmes de carbonatation. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BARFETY J.C. et GIDON M. 1975 - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental. C. R. Acad. Sc. 281, série D, n° 22, 1677-1680.
- BARON P. 1981 - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du Massif du Pelvoux : stratigraphie et tectonique sédimentaire. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., KORNPBST J., MAUFFRET A., MERGOIL-DANIEL J., MOUGENOT D. et TORRENT G. 1980 - Ocean-continent boundary off the Iberian Margin : a serpentinite diapir West of the Galicia Bank. Earth & Plan. Sci. Lett. 48, n° 1, 23-34.
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER, D. 1975 - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). Guide-book, excursion 5, 9ème Congrès International de Sédimentologie, Nice, 155 p.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. et TRICART P. 1979 - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelles interprétations et conséquences géodynamiques. C. R. somm. Soc. géol. Fr. 4, 180-182.
- CABY R. 1963 - Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut Val de Susa). Thèse 3ème cycle, Paris.
- CARON J.M. 1977 - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale; Sci. géol., Mém., Strasbourg, 48, 326 p.
- CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. 1973 - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). Sci. géol. Bull., Strasbourg, 26, 245-258.
- DEBELMAS J. 1955 - Contribution à la connaissance du massif de Peyre-Haute au S. de Briançon (Hautes-Alpes) : les montagnes de l'Alpavin et de l'Agnelil. Bull. Serv. Carte Geol. Fr. 257, 173-186.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. 1957 - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre Haute au Sud de Briançon. Importance de l'érosion antérhétienne dans la zone briançonnaise. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), VII, 489-493.
- DECANDIA F.A. et ELTER P. 1972 - La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Gravegna (Appennino Ligure). 66e Congresso della Soc. geol. ital., Pisa, 37-64.
- DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., BOURBON M., LEMOINE M. et TRICART P. 1982 - Tectonique synsédimentaire d'âge Rhétien-Hettangien-Sinémurien basal dans les unités prépiémontaises à l'Est de Briançon (Alpes occidentales). IXème Réun. ann. Sci. Terre, Paris.
- DUMONT T., LEMOINE M. et TRICART P. 1983 - Triassic-liassic early rifting in the European margin of the Tethys : evidence of synsedimentary tectonics in the Piemont zone of the western Alps. 2nd Meet. Eur. Un. of Geosc.
- ELLENBERGER F. 1958 - Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. de France, 560 p.
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. 1955 - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. C.R. Soc. Géol. Fr., 146-148.
- ELTER P. 1975 - L'ensemble Ligure. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XVII, n° 6, 984-997.
- FRANCHI S. 1911 - Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a "facies piemontese" - calcescisti con Belemniti e pietre verdi - nell'Alta Valle de Suza. Laziale Edit., Roma.
- KERCKOVE C. 1969 - La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie alpine 45, 205 p.
- KILIAN W. et PUSSENOT Ch. 1913 - La série sédimentaire du Briançonnais oriental. Bull. Soc. géol. Fr., t. 13, série 4, 17-32.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD J., RIBEIRO A. et VANNEY J.R. 1982 - Observation par submersible de croûte océanique affleurant sur le Banc de Gorringe (SW Portugal) : évidences de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 293, série II, 827-832.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. et TRICART P. 1982 - Les séries sédimentaires supra-ophiolitiques du Pelvas d'Abriès et de Rocca Bianca (Schistes lustrés du Queyras, Alpes occidentales françaises) : témoins de l'activité tectonique de la croûte océanique téthysienne au Malm et au Crétacé inférieur. IXème Réun. ann. Sci. Terre, Paris.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. et DUTTO F. 1982 - Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. Ofioliti (sous presse).
- 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 3ème cycle, Brest.
- LEBOUCHE - BERNET-ROLLANDE M.C. 1972 - Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France. Thèse Doct. d'Etat, Orsay.
- LEMOINE M. 1950 - Feuille de Briançon au 50 000^e. Extrait du Bull. de la Carte géol. de Fr. n° 231.

- LEMOINE M. 1951 - Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 232, 86-88.
- LEMOINE M. 1960 - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. C.R. Soc géol. Fr., 97-100.
- LEMOINE M. 1963 - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. Geol. Rdsch. 53, 113-131.
- LEMOINE M. 1967 - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau 56, 320-335.
- LEMOINE M. 1970 - Les séries post-triasiques de la marge externe du complexe piémontais. Inédit, 82 p.
- LEMOINE M. 1971 - Données nouvelles sur la série de Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Géologie Alpine, t. 47, 181-201.
- LEMOINE M. 1980 - Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the Piemont - Ligurian domain of the Western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the Jurassic - Cretaceous Tethys. Archives des Sciences, Genève, 33, 103-116.
- LEMOINE M. 1982 - Rifting and early Drifting: mesozoic central Atlantic and ligurian Tethys. A paraître dans Initial Rep. of the D.S.D.P., vol. 76.
- LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M. 1970 - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associés: observations dans le Massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). C.R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève, N.S., 5, 44-59.
- LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. 1978 - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, 1655-1658.
- LEMOINE M. et TRICART P. 1979 - Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique? C.R. Acad. Sc. Paris, t. 288, série D, 1655-1658.
- LIEWIG N. 1981 - Les phengites: marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques. Application aux Schistes lustrés des Alpes cottiennes. Thèse 3ème cycle, Strasbourg.
- MEGARD-GALLI J. 1974 - Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (Zone du Gondran), entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). Géol. Alpine 50, 111-129.
- MICHARD A. 1967 - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. du C.N.R.S., Paris, 447 p.

- MIYASHIRO A. et SHIRO F. 1975 - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel. Amer. Journ. Sci., v. 275, 265-277.
- NOVARESE C. 1893 - Nomenclature e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali. Boll. Com. Geol. 26, 164-181.
- PUSSENOT Ch. 1930 - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Impr. Allier, Grenoble, 160 p.
- RAGUIN E. 1931 - Révision de la Feuille de Briançon: le Briançonnais Sud-oriental et la bordure des Schistes lustrés. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXXIV, n° 179, 187.
- SALIOT P. 1978 - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Doct. d'Etat, Paris, 183 p.
- STURANI C. 1961 - Osservazioni preliminari sui calcescisti fossiliferi dell'alta Valgrana (Alpi Cozie meridionali). Bull. Soc. Geol. It., Fasc. III.
- TRICART P. 1973 - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 193 p.
- TRICART P. 1974 - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France): lithostratigraphie, architecture et tectogenèse. Géologie Alpine 50, 131-152.
- TRICART P. 1980 - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Doct. d'Etat, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P., BOURBON M. et LAGABRIELLE Y. 1983 - Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes): bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. A paraître dans Géologie Alpine.
- WEVER P. (de) et CABY R. 1981 - Datation de la base des Schistes lustrés postophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, série II, 467-472.

CARTES CONSULTEES

- DEBELMAS J. et LEMOINE M. 1966 - Carte géologique de la France à 1/50 000^e, Guillestre, BRGM.
- Carte géologique de la France à 1/80 000^e, Briançon, 1969 (3ème édition) BRGM.

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTIONChapitre I

Fig. 1	L'arc alpin occidental : schéma structural général	8
Fig. 2	Schéma structural des zones briançonnaise et piémontaise et localisation du secteur étudié	10
Fig. 3	Localités citées dans le texte, relief et réseau hydrographique du secteur étudié	12
Fig. 4	Schéma structural du secteur étudié. Numérotation des compartiments et failles obliques de l'Unité de Rochebrune	13
Fig. 5	Chronologie tectonique synthétique de Tricart (1980) le long d'une transversale des Alpes occidentales au Sud du Pelvoux	15
Fig. 6	Symboles utilisés dans les stéréogrammes	19

PREMIERE PARTIEChapitre II

Fig. 7	Les Schistes lustrés à "roches vertes" de la rive gauche de la Cerveyrette. Carte de localisation des coupes des Fig. 9 à 17	28
Fig. 8	Compositions chimiques de quelques prasinites, massives ou schisteuses	29
	Légende commune des coupes des Fig. 9 à 17	32
Fig. 9	Coupe du lac des Cordes (coupe type)	32
Fig. 10	Coupe du Bois du Bourget	34
Fig. 11	Coupe du Vallon Gras	34
Fig. 12	Coupe du Clottet	35
Fig. 13	Coupe des Fonds	35
Fig. 14	Coupe des Coutiers (a) et coupe annexe (b)	36
Fig. 15	Coupe du col de Péas	37
Fig. 16	Coupe du Sommet du Grand Vallon	37
Fig. 17	Coupe de la mine de Péas	37
Fig. 18	Observations microtectoniques du secteur de Péas : présentation synthétique	40
Fig. 19	Aspect des plis mineurs associés aux phases tectoniques relevées dans le secteur de Péas	41

Chapitre III

Fig. 20	La série du lac des Cordes : coupes interprétatives anté-tectoniques alpines	48
Fig. 21	Essai de corrélation de la série du lac des Cordes avec d'autres séries supraophiolitiques des Schistes lustrés	51
Fig. 22	Correspondances présumées des principales formations de la série du lac des Cordes avec celles d'autres séries liguro-piémontaises ; âges supposés	54

DEUXIEME PARTIE

Chapitre IV

Fig. 23	Schéma structural simplifié de l'Unité de Rochebrune	61
Fig. 24	Coupe générale de l'Unité de Rochebrune	61
Fig. 25	Coupe du <u>compartiment n° 1</u> (Lasseron - Turge de Peyron) et stéréogramme	62
Fig. 26	Coupe de la partie centrale du <u>compartiment n° 2</u> (la Charvie) (a), et stéréogramme (b)	64
Fig. 27	Pincée orientale de Rhétien du compartiment n° 2 : panorama (a) et stéréogramme (b)	65
Fig. 28	<u>Compartiment n° 3</u> (col de Prafauchier) : panorama de la pente située au Nord du col (a) et détail de l'échelle V (b)	66
Fig. 29	Coupes du secteur du col de Prafauchier	68
Fig. 30	Stéréogramme relatif au secteur du col de Prafauchier	69
Fig. 31	Virgation des plis métriques de rétrodéversement à l'approche du miroir de FO.2 (stéréogramme)	69
Fig. 32	<u>Compartiment n° 4</u> (Chaudemaison) : carte géologique simplifiée et délimitation des secteurs d'étude (a) ; localisation des Fig. 33 à 37 (b)	71
Fig. 33	Coupe E.W. couvrant les secteurs 1, 2 et 3	72
Fig. 34	Secteur 3 : panorama de la pincée orientale de Rhétien-Hettangien (a) et coupes correspondantes (b)	74
Fig. 35	Secteur 4 : panorama (tiré d'une vue d'avion) et stéréogramme	75
Fig. 36	Secteur 5 : panorama	77
Fig. 37	Secteur 5 : coupe interprétative	77
Fig. 38	<u>Compartiment n° 5</u> (l'Escalinade) : carte géologique simplifiée (a) et localisation des Fig. 39 à 42 (b)	79
Fig. 39	Panorama du versant N.E. de la crête Turge de la Suffie - Escalinade	80
Fig. 40	Coupes perpendiculaires le long de la crête Turge de la Suffie - Escalinade	80
Fig. 41	Sommet de la crête Turge de la Suffie - Escalinade : coupes sérieées de détail (a) et coupe transversale synthétique (b)	81
Fig. 42	Pincée orientale de Rhétien du compartiment n° 5 : aspect (a), interprétation (b) et stéréogramme (c)	82
Fig. 43	<u>Compartiment n° 7</u> (Cote Belle) : coupe et stéréogramme	84
Fig. 44	Carte interprétative en courbes de niveau du contact anormal basal (φ) de l'Unité de Rochebrune	87

Chapitre V

Fig. 45	Séries prépiémontaises type de la Roche des Clots et de la Grande Hoche : successions simplifiées et localisation	90
Fig. 46	Rhétien-Hettangien : succession lithostratigraphique simplifiée ; principaux caractères ; subdivisions et faisceaux repères	93
Légende commune des Fig. 47 et 48		98 100
Fig. 47	Lias Prépiémontais et partie inférieure de la Formation détritique rousse : succession simplifiée et aspects particuliers	99
Fig. 48	Partie supérieure de la Formation détritique rousse : succession simplifiée et aspects particuliers	101

Chapitre VI

Fig. 49	Localisation des coupes de Rhétien-Hettangien dans l'Unité de Rochebrune	108
Fig. 50	Schéma général de corrélation des coupes de Rhétien-Hettangien	109
Fig. 51	Tendances séquentielles à l'échelle de l'ensemble (exemple)	110
Fig. 52	Utilité de la courbe lithostratigraphique pour la corrélation de deux successions (exemple)	110
Fig. 53	Interprétation séquentielle à l'échelle de la mégaséquence	111
Fig. 54	Caractères généraux du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune : succession lithostratigraphique synthétique et tendances séquentielles	113
Légende des Fig. 55 à 58 (Corrélations détaillées des coupes de Rhétien-Hettangien)		114
Fig. 55	Corrélations concernant les ensembles a à d	117
Fig. 56	Corrélations concernant l'ensemble e	121
Fig. 57	Corrélations concernant les ensembles f à h	123
Fig. 58	Corrélations concernant les ensembles i à l	127
Fig. 59	Principaux indices de tectonique synsédimentaire et ensembles situés par rapport à la succession (simplifiée) du Rhétien-Hettangien	137
Fig. 60	Failles synsédimentaires noriennes à l'Est de l'Escalinade : aspect d'une petite faille (a) ; localisation (b) ; failles importantes réactivées ultérieurement (schémas, c,d)	139
Fig. 61	Faille synsédimentaire norienne réactivée ultérieurement (pincée orientale de Rhétien du compartiment de l'Escalinade) : aspect (a) ; localisation (b) ; détail de la brèche sédimentaire norienne (c)	140
Fig. 62	Glissement synsédimentaire à la base du cirque de la Charvie : localisation (1) ; aspect (2) ; interprétation (3)	142
Fig. 63	Discordance de Côte Belle (panorama d'après vue d'avion)	144
Fig. 64	Ravinement du sommet de l'Hettangien à l'Ouest du col de Chaudemaison	146
Fig. 65	Faille synsédimentaire cachetée par le Lias Prépiémontais, au N.E. de la Turge de la Suffie : aspect (a) ; interprétation (b) ; schéma comparatif avec les autres "pincées orientales de Rhétien" (c)	147
Fig. 66	Panorama du versant Est de la chaîne entre la Turge de la Suffie et l'Escalinade, avec la surface de ravinement de la base du Lias Prépiémontais ; relations angulaires de celle-ci avec la stratification du Norien	150
Fig. 67	Observations de détail localisées sur la Fig. 66	151
Fig. 68	Coupes actuelles utilisées en vue de la reconstitution d'une coupe E.W. anté-tectonique alpine : coupe de l'Escalinade (a) ; coupe de la Turge de la Suffie (b) ; coupe du col de Chaudemaison (c)	154
Fig. 69	Coupe E.W. anté-tectonique alpine reconstituée au niveau du col de Chaudemaison	155
Fig. 70	Séries de Rhétien-Hettangien pennique comparées à celui de la Charvie : localisation	157
Fig. 71	Le Rhétien-Hettangien prépiémontais du Péouvou : carte géologique simplifiée (a) ; panorama de l'arête au N.E. du Péouvou (b) ; succession anormale observée au N.W. du Péouvou (c)	159
Fig. 72	Comparaison du Rhétien-Hettangien de la Charvie avec celui de Valgrana (Prépiémontais)	162
Fig. 73	Comparaison du Rhétien-Hettangien de la Charvie avec celui du lac de l'Ascension (Briançonnais)	165
Fig. 74	Comparaison du Rhétien-Hettangien de la Charvie avec le "Lias inférieur" de Vanoise orientale	167

(Onze figures en annexe)

Chapitre VII

Fig. 75	Différentes positions occupées par les successions de type Prafauchier (schéma)	174
Fig. 76	Localisation des affleurements de successions de type Prafauchier . .	174
Fig. 77	Succession lithostratigraphique du col de Prafauchier (succession type)	176
Fig. 78	Succession lithostratigraphique de type Prafauchier à l'Ouest de la cime de la Charvie	176
Fig. 79	Ecailles basales à l'Est du cirque de la Charvie : panorama géologique	178
Fig. 80	Coupes sériées dans les écailles basales à l'Est du cirque de la Charvie	179
Fig. 81	Succession lithostratigraphique de type Prafauchier reconstituée dans les écailles basales à l'Est du cirque de la Charvie	180
Fig. 82	Tentative de reconstitution anté-tectonique alpine du niveau de brèches associées (écaille basale à l'Est du cirque de la Charvie)	180
Fig. 83	Coupe de l'écaille du Bois du Bourget	182
Fig. 84	Carte géologique simplifiée de la fenêtre de Cervières	184
Fig. 85	Coupes localisées sur la Fig. 84	185
Fig. 86	Ecailles basales au N.E. de la bergerie de Balais : aspect (1) ; coupe (2) ; succession lithostratigraphique de type Prafauchier reconstituée (3)	188

Chapitre VIII

Fig. 87	Corrélation des successions lithostratigraphiques de type Prafauchier (tirées des Fig. 77, 78, 81 et 86)	189
Fig. 88	Succession lithostratigraphique récapitulative de type Prafauchier ; hypothèses retenues ; série de Prafauchier	192

QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS

Chapitre IX

Fig. 89	Correspondance entre les événements tectoniques dénombrés dans les deux premières parties de ce travail	203
Fig. 90	Localisation des coupes des Fig. 94 à 95 d	206
Légende commune aux Fig. 91 à 95 (Reconstitution tectogénétique de l'Unité de Rochebrune)		206
Fig. 91	Coupe N.W.-S.E. : Etat présumé pendant le dépôt du Lias Prépiémontais	207
Fig. 92	Coupe N.W.-S.E. : Premiers mouvements en retour : rétroécaillages et rétrodéversements des termes post-Norien	207
Fig. 93	Coupe N.W.-S.E. : Rétrocharriage de l'Unité de Rochebrune : le cisaillement basal Φ tronque les failles obliques (FO.1 à FO.5) et les différents compartiments effondrés	208
Fig. 94	Coupe N.W.-S.E. : Etat actuel	209
Fig. 95	Coupe E.W. : Reconstitution tectogénétique	210

Chapitre X

Fig. 96	Principales étapes de l'évolution de l'océan liguro-piémontais	213
Fig. 97	Tentative de synthèse paléogéographique : positionnement des séries du secteur étudié sur une marge passive et son domaine océanique adjacent ; hypothèses proposées	215

ANNEXE

(se rapporte au Chapitre VI)

Fig. 98	Répartition verticale des successions lithostratigraphiques des Fig. 99 à 107 (Rhétien-Hettangien)	223
Légende commune des Fig. 99 à 108		224
Fig. 99 à 107	Successions lithostratigraphiques détaillées du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune	225 - 233
Fig. 108	Succession lithostratigraphique détaillée du Rhétien-Hettangien briannonnais du lac de l'Ascension	234

PLANCHES

I	Panorama d'ensemble de la chaîne de Rochebrune (vue aérienne vers le Sud)	7
II	Panorama du versant oriental de la chaîne de Rochebrune, depuis le pic du Vallon Crouzet	21
III	Panorama du versant oriental de la chaîne de Rochebrune (vue aérienne reconstituée).	23
IV	Panorama du Rhétien-Hettangien du cirque de la Charvie, avec localisation des bancs repères, et panorama de la pincée orientale de Rhétien du compartiment de la Charvie	131
V	Bancs et faisceaux repères du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune (c, c', f et g)	132
VI	Faisceau repère i (Faisceau discordant), et brèche de la base du Lias Prépiémontais	133

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I - INTRODUCTION	9
A - Présentation	9
1 - Cadre géographique	9
2 - Cadre géologique et structural	11
3 - Cadre tectono-métamorphique	14
B - Travaux antérieurs	15
1 - Les précurseurs	15
2 - La stratigraphie prépiémontaise	16
3 - La stratigraphie des Schistes lustrés	17
4 - La tectonique	17
C - Le sujet	17
D - Conventions	18

PREMIÈRE PARTIE

LES "SCHISTES LUSTRÉS OPHIOLITIFÈRES"
UNE SÉRIE OCÉANIQUE

Sommaire	25
Introduction	25
CHAPITRE II - LITHOFACIES ; STRUCTURE GÉNÉRALE	27
A - Introduction ; Localisation des affleurements	27
B - Principaux lithofaciès rencontrés	27
1 - "Roches Vertes"	27
2 - Marbres à flammes siliceuses	30
3 - Schistes noirs siliceux	30
4 - Calcschistes des Fonds	30
5 - Niveaux repères d'échelle métrique	31
C - Architecture des Schistes lustrés ophiolitifères	33
1 - Coupe type du lac des Cordes	33
2 - Variantes observées à partir de la coupe type	33
D - Observations de micro et mésostructures dans le secteur de Péas ...	39
CHAPITRE III - LA SÉRIE DU LAC DES CORDES	43
A - Introduction	43
B - Discussion	43
1 - Discontinuités tectoniques majeures	43
2 - L'antiforme du lac des Cordes : plusieurs arguments favorables.	44
3 - Position stratigraphique des serpentinites de Péas	45
C - La série du lac des Cordes	47
D - Comparaisons régionales	49
1 - Série de Chabrière	49
2 - Série ophiolitifère du Haut Cristillan	50
3 - Séries de type Pelvas - Rocca Bianca	50
4 - Formation du Col Agnel	52
5 - Séries ophiolitifères de l'Ensemble ligure	52
E - Age proposé pour la série du lac des Cordes	53
1 - Arguments paléontologiques tirés d'autres séries	53
2 - Niveaux repères de la sédimentation téthysienne	53
3 - Contexte géodynamique	53
4 - Ages proposés	53
F - Récapitulation	55
Conclusion de la Première partie	56

DEUXIÈME PARTIE

L'UNITÉ PRÉPIÉMONTAISE DE ROCHEBRUNE
UNE SÉRIE DE MARGE CONTINENTALE

Sommaire	57
Introduction	57
CHAPITRE IV - STRUCTURE GÉNÉRALE	59
A - Introduction	59
1 - Présentation	59
2 - Nomenclature	60
B - Description par compartiments	63
1 - Compartiment n° 1 ; Lasseron-Turge de Peyron	63
2 - Compartiment n° 2 ; La Charvie	63
3 - Compartiment n° 3 ; col de Prafauchier	67
4 - Compartiment n° 4 ; col de Chaudemaison-Turge de la Suffie	70
5 - Compartiment n° 5 ; L'Escalinade	78
6 - Compartiment n° 6 ; Pic de Rochebrune	78
7 - Compartiment n° 7 ; Côte Belle	
8 - Compartiment n° 8 ; Clot-Chamaurie	
C - Les grandes étapes de la structuration de l'Unité de Rochebrune ; Principaux caractères et chronologie	83
1 - Les conséquences de la tectonique liasique	83
2 - Les tectoniques alpines : chronologie et conséquences	85
D - Conclusion	88
CHAPITRE V - UNE SÉRIE DE TYPE ROCHE DES CLOTS	89
A - Introduction ; la série de type Roche des Clots-Grande Hoche	89
B - Lithostratigraphie	91
1 - Trias dolomitique	91
2 - Rhétien-Hettangien	92
3 - Lias à faciès "Prépiémontais"	95
4 - Formation détritique rousse	96
C - Evolution paléogéographique du Domaine prépiémontais du Trias au Dogger	102
CHAPITRE VI - EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET PALEOTECTONIQUE DE LA MARGE DU NORIEN AU SINEMURIEN : LE DEBUT DU RIFTING TETHYSIEN	105
A - Introduction	105
B - Présentation synthétique du Rhétien-Hettangien	106
1 - Terminologie ; représentation	106
2 - Coupe type	107
3 - Caractères généraux	107
C - Description lithostratigraphique détaillée du Rhétien-Hettangien de l'Unité de Rochebrune ; Milieux de dépôt	115
1 - Introduction	115
2 - Ensemble a	115
3 - Ensemble b	116
4 - Ensemble c	116
5 - Ensemble d	119
6 - Ensemble e	120
7 - Ensemble f	122
8 - Ensemble g	125
9 - Ensemble h	126
10 - Ensemble i	126
11 - Ensemble j	128
12 - Ensemble k	129
13 - Ensemble l	130
D - Description des bancs et faisceaux repères du Rhétien-Hettangien ..	130
E - Tectonique synsédimentaire d'âge Trias supérieur-Lias inférieur ..	136
1 - Mouvements distensifs d'âge Norien probable	136
2 - Indice d'une discordance à la limite Norien-Rhétien	141
3 - Indices relevés au Rhétien	141
4 - Témoignages de mouvements à l'Hettangien	141
5 - Evénement tectonique majeur vers la limite Hettangien-Sinemurien ..	143
6 - Récapitulation	149

F - Reconstitution d'une coupe Est-Ouest au Lias inférieur	152
1 - Les extrémités visibles de la coupe du col de Chaudemaison	152
2 - La partie centrale cachée de la coupe du col de Chaudemaison ..	152
3 - La coupe de l'Escalinade : la partie centrale mise à nu	153
4 - La coupe interprétative du col de Chaudemaison	156
5 - Reconstitution de la coupe à l'époque du dépôt du Lias Prépiémontais	156
G - Le Rhétien-Hettangien pennique entre Vanoise et val Grana ; Comparaisons	156
1 - Rhétien-Hettangien du Mont Chaberton	156
2 - Rhétien-Hettangien du Péouvou	158
3 - Rhétien-hettangien du Val Grana	161
4 - Rhétien-Hettangien du lac de l'Ascension	163
5 - Rhétien-Hettangien du Rocher Roux	166
6 - "Lias inférieur" de Vanoise	166
H - Conclusion	168
Conclusion de la Deuxième partie	170

TROISIÈME PARTIE

DANS LES ÉCAILLES BASALES ET SOMMITALES DE L'UNITÉ DE ROCHEBRUNE

LA SÉRIE DE PRAFAUCHIER, À DÉTRITISME CARBONATÉ, SILICEUX ET ULTRABASIQUE

Sommaire	171
Introduction	171
CHAPITRE VII ; LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE TYPE PRAFAUCHIER : descriptions, comparaisons, hypothèses stratigraphiques	173
A - Successions lithostratigraphiques reposant sur l'unité de Rochebrune	173
1 - Col de Prafauchier	173
2 - Ouest de la cime de la Charvie	175
B - Successions lithostratigraphiques en position d'écaillles basales de l'Unité de Rochebrune	175
3 - Est du cirque de la Charvie	177
4 - Bois du Bourget	181
5 - Fenêtre de Cervières	183
6 - Fenêtre du Laus	187
7 - Nord-Est de la bergerie de Balais	187
C - Discussion ; hypothèses retenues	187
1 - Identité des successions lithostratigraphiques de type Prafauchier	187
2 - Continuité	190
3 - Polarité	190
4 - Relations avec la Formation détritique rousse	191
5 - Hypothèses retenues (α et β)	193
CHAPITRE VIII ; INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SUCCESSION DE PRAFAUCHIER. LA SÉRIE DE PRAFAUCHIER	195
A - Série Malm-Crétacé (hypothèse α)	195
B - Série Dogger supérieur-Malm : la série de prafouchier (hypothèse β)	196
C - Conclusion	197
Conclusion de la Troisième partie	198

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS

CHAPITRE IX ; RECONSTITUTION TECTOGENETIQUE	201
A - Comparaison de l'évolution tectonique alpine dans les différentes unités	201
1 - Chronologie des déformations dans les Schistes lustrés ophiolitiques (rappel)	201
2 - Chronologie des déformations dans l'Unité prépiémontaise de Rochebrune (rappel)	202
3 - Essai de corrélation	202
4 - Comparaison régionale	203
5 - Un aspect remarquable de l'évolution structurale de l'Unité prépiémontaise de Rochebrune	204

B - Reconstitution tectogénétique de l'Unité de Rochebrune ; l'importance des déformations liasiques	204
CHAPITRE X ; RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE	211
A - Introduction	211
B - L'Océan liguro-piémontais	212
C - Les premières étapes de l'évolution de l'Océan liguro-piémontais d'après les séries locales	212
1 - Distensions pendant le pré-rifting (Norien)	212
2 - Transition vers le rifting (Rhétien-Hettangien)	212
3 - Rifting proprement dit (Sinémurien à Dogger supérieur ?)	216
4 - Début du spreading : répercussions sur la série marginale (Dogger supérieur - Malm)	217
5 - Début du spreading : la série océanique (Malm-Crétacé présumés)	219
D - Conclusion	219
ANNEXE	223
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTE DES FIGURES	241

RESUME

Cette étude essentiellement mégastructurale et stratigraphique s'appuie sur le lever cartographique au 1/10 000^e de la chaîne de Rochebrune, au SE de Briançon, où affleurent des unités de la zone piémontaise s.l.

Les trois premières parties sont consacrées aux trois séries stratigraphiques en présence (mégastructures, lithostratigraphie, paléogéographie). La quatrième partie est un essai de reconstitution tectogénétique et paléogéographique.

Structure : Dans ce secteur, l'Unité prépiémontaise de Rochebrune est rétrocharriée sur les Schistes lustrés ophiolitifères : dans les Schistes lustrés, quatre phases alpines synschisteuses plicatives ont été mises en évidence. Seule, la première a une vergence externe. Dans l'Unité de Rochebrune, les effets des tectoniques alpines (b) se sont superposés à ceux d'une paléotectonique d'âge liasique (a), témoignage du rifting téthysien : (a) est responsable d'effondrements et de basculements de blocs le long de paléofailles NW-SE ; (b) montre une évolution inhabituelle du niveau structural : une tectonique cassante distensive s'intercale en effet entre deux tectoniques synschisteuses plicatives.

Stratigraphie : Trois séries ont pu être distinguées : (1) La série océanique du lac des Cordes (Schistes lustrés), constituée au-dessus de metabasaltes, d'une succession comparable à la série de Chabrière. Un important détritisme serpentiniteux est présent vers sa base. (2) Une série de marge continentale, comparable à la partie inférieure de la série prépiémontaise de la Roche des Clots, d'âge Norien à Dogger présumé, (Unité de Rochebrune). L'étude lithostratigraphique détaillée de la formation rhético-hettangienne a révélé plusieurs épisodes de tectonique synsédimentaire, dont le principal se situe vers la limite Hettangien-Sinemurien. (3) La série de Prafauchier, (Dogger supérieur-Malm supposés) qui pourrait constituer la suite stratigraphique de 2. On y note un détritisme mixte, essentiellement serpentiniteux et sialique, avant ou au début du Malm.

Paléogéographie et paléotectonique : Le modèle maintenant classique du début de l'évolution de la Téthys ligure a pu être précisé grâce à la présence d'une série océanique (1 ci-dessus) et d'une série de marge continentale (2 + 3) :

Série de marge continentale :

— Limite Hettangien-Sinemurien (2) : le basculement de blocs hectométriques, puis l'intense ravinement et le brutal enfouissement qui font suite, témoignent d'un événement majeur du rifting.

— Dogger probable (2) : l'arrivée de détritits carbonatés, puis siliceux, résulte d'une érosion de plus en plus profonde de la marge.

— Fin du Dogger ou début du Malm (3) : un détritisme carbonaté, siliceux, puis ultrabasique précéderait de peu ou serait contemporain de l'ouverture océanique.

Série océanique :

— Au Crétacé inférieur présumé, un important détritisme serpentiniteux est l'écho d'une activité tectonique du substratum océanique.

MOTS-CLES

Alpes occidentales ; Prépiémontais ; Liguro-piémontais ; Mésozoïque ; Nappes ; Téthys ; Rifting ; Tectonique synsédimentaire ; Rhétien-Hettangien ; Paléogéographie ; Structure ; Détritisme ; Détritisme ophiolitique ; Cartographie ; Lithostratigraphie ; Sédimentologie.