

# Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc

par Patrice LANDRY \*

**RÉSUMÉ.** — Depuis H. SCHOELLER (1929) personne n'avait entrepris une étude synthétique de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes dans la région de Roselend (Savoie). La découverte de nummulites par G. MENNESSIER avait pourtant montré que la stratigraphie régionale était encore très mal connue.

L'étude stratigraphique détaillée a permis d'identifier deux grands domaines paléogéographiques aux faciès bien tranchés, rattachés l'un au socle de Belledonne à l'Ouest (ensemble I), l'autre à celui du Mont-Blanc à l'Est (ensemble III), séparés par un seuil. La série réduite de ce haut-fond est flanquée à l'Est par de puissants dépôts qui forment avec elle l'unité de la Gitte (ensemble II).

Un quatrième ensemble, l'unité de la Crête des Gittes, forme à l'Est un épais tampon schisteux sous le chevauchement du domaine valaisan.

Le style tectonique de la région est marqué par une forte densité de fractures N 30° E subverticales qui affectent socles et couvertures et qui masquent en partie un déversement général vers le Nord-Ouest.

Cette nouvelle interprétation stratigraphique et tectonique a permis d'intégrer la région dans un contexte alpin plus général. Elle peut être considérée comme un intermédiaire entre les séries dauphinoises orientales (et ultradauphinoises ?) au Sud et les séries Helvétiques s. 1 au Nord. Parmi ces dernières, la nappe de Morcles en particulier semble être représentée à Roselend par notre ensemble III, la couverture Sud du Mont-Blanc.

## INTRODUCTION

### Présentation géographique et géologique (fig. 1).

La région étudiée est couverte par les cartes topographiques Bourg-Saint-Maurice n° 1-2, n° 3-4 et n° 5-6 à 1/25 000 et par la feuille Saint-Gervais n° 7 à 1/20 000.

Je me suis plus spécialement intéressé à la couverture sédimentaire qui enveloppe les massifs

cristallins de Belledonne et du Mont-Blanc. Elle forme une bande de terrain, grossièrement orientée NNE-SSO, entre le massif cristallin de Belledonne à l'Ouest et le domaine valaisan à l'Est. Large de 4 à 5 km, elle s'étend sur une vingtaine de kilomètres depuis le village du Grand Naves au Sud, en rive droite de la vallée de l'Isère, jusqu'au pied du Mont-Blanc.

Le substratum, souvent masqué par les pâturages ou les dépôts glaciaires, est schisteux et métamorphique. Stratification et fossiles en sont presque toujours absents.

\* Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, Grenoble. Cet article est un condensé d'une thèse de 3<sup>e</sup> cycle intitulée « Contribution à l'étude géologique de la Région de Roselend, Savoie », soutenue à l'U.S.M.G., le 12 juillet 1976.

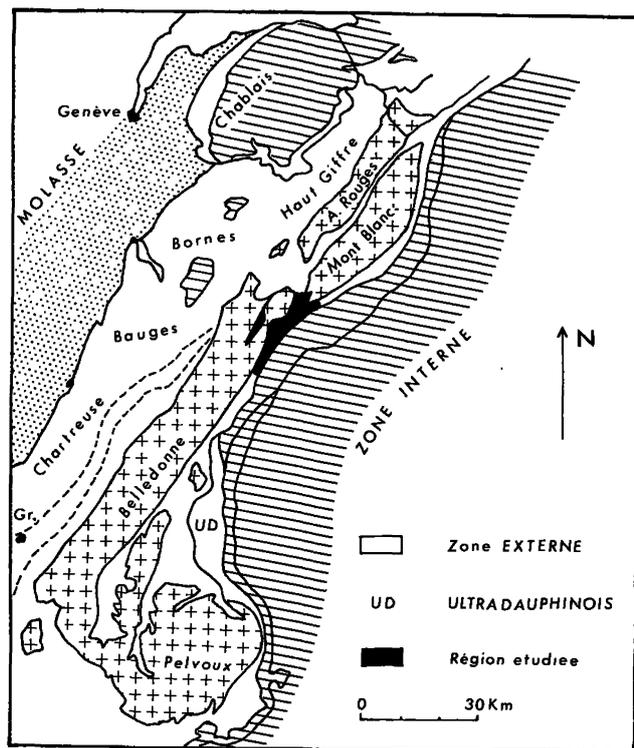


Fig. 1. — Cadre Géologique.

### Historique des recherches.

Très tôt, les géologues alpins ont parcouru ces régions, attirés par la proximité du Mont-Blanc. Dès la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, De SAUSSURE (1779) découvrit les « grès singuliers » du col du Bonhomme et donna de remarquables descriptions des échantillons qu'il recueillit. C. LORY et l'abbé VALLET (1866) y trouvèrent quelques fossiles et datèrent ces grès de l'Infralias. A peu près à la même époque, A. FAVRE (1867) fit quelques courses dans la région et remarqua une certaine similitude avec les Alpes bernoises.

J. REVIL (1895 et 1896) publia deux notes sur les vallons de Naves et de Roselend qui montraient la continuité des structures sur la bordure orientale de Belledonne.

En 1897, E. RITTER, dans son « étude de la bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc », propose la première étude synthétique de la couverture sédimentaire. La série stratigraphique reste classique.

Il reconnaît le Houiller et le Trias tégumentaire, ainsi que les « grès singuliers » de la base du Lias. Cependant, il attribue les alternances de calcaires et de schistes au Lias et, en partie, au Dogger, faute de pouvoir les dater avec précision par la découverte de fossiles. Son analyse structurale est beaucoup plus attrayante. En effet, il reconnaît dans le vallon de Roselend, le prolongement vers le Sud du « synclinal de Chamonix », et oppose d'autre part, les plis droits de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc aux plis couchés du Mont Joly.

W. KILIAN et J. REVIL (1912) introduisent les termes « Lias calcaire » et « Lias schisteux ». Définis plus au Sud dans des niveaux effectivement liasiques, ils semblent commodes ici pour différencier les calcaires de la grande masse schisteuse.

Pour les géologues de l'« après RITTER », le « synclinal de Chamonix » va trouver une prolongation vers le Sud toute indiquée, dans « le synclinal médian » du massif cristallin de Belledonne. Cette nouvelle explication structurale se retrouve dans les travaux de H. SCHOELLER (1929) qui, bénéficiant du nouveau fond topographique au 1/50 000, produit une carte remarquable par son détail. Mais aucune précision nouvelle n'est apportée à la série stratigraphique du secteur étudié ici.

Après une longue période où les travaux se font rares, R. TRÜMPY (1952) semble reconnaître au col du Joly, une série beaucoup plus complète dont les faciès rappellent tout à fait les dépôts helvétiques qu'il connaît bien au Nord du Mont-Blanc. A son avis, cette série comprendrait également le Jurassique supérieur et même du Crétacé. Quelques années plus tard, G. MENNESSIER (1965) découvre des Nummulites d'âge Priabonien aux environs de Roselend. Dès lors, toute la série stratigraphique est remise en question.

Entre temps, C. BORDET (1957) en marge de son étude sur le massif cristallin de Belledonne, se rendait compte que certaines unités pouvaient bien avoir été charriées par dessus le Mont-Blanc.

Ces dernières années, P. ANTOINE (1971) étudiant le domaine valaisan est amené à poursuivre ses recherches jusqu'en Suisse. Là, dans le Val Ferret, il se rend compte que les unités radicales helvétiques étudiées par K. GRASMUCK (1961) présentent de nombreuses analogies avec les terrains

de la bordure orientale du Mont-Blanc en France. Il décide d'en reprendre l'étude mais en partant du Nord cette fois-ci et en prolongeant les unités helvétiques en France. Une partie de ce travail a été réalisé pendant l'été 1974 avec la collaboration de B. et J.L. PAIRIS (1975).

Mon travail en Beaufortin en est la suite logique.

### Schéma structural adopté.

Cette étude géologique détaillée a permis de diviser une série schisteuse, très monotone en apparence, en quatre unités structurales bien distinctes. Pour une meilleure compréhension du texte, et en anticipant quelque peu les conclusions, nous allons les définir dès maintenant.

La coupe du Rocher du Vent (fig. 2), façonnée par le Doron de Roselend au Nord de la retenue

de Roselend, permet de traverser sur 4 à 5 km cette succession d'unités. Sur la route N 525, entre le col de Méraillat à l'Ouest et le Cornet de Roselend à l'Est, nous rencontrons successivement 4 grands ensembles :

#### ENSEMBLE I.

Il est représenté par 3 niveaux qui correspondent dans mon esprit au massif cristallin de Belledonne et à sa couverture autochtone et parautochtone. Ce sont :

1) des schistes cristallins, visibles au col de Méraillat, qui appartiennent au *rameau interne du massif cristallin de Belledonne*.

Puis, après un contact anormal jalonné d'une épaisseur d'environ 30 m de cargneules bien visibles au bord de la route,

2) une puissante masse de Houiller à sédimentation détritrique grossière (100 m environ) et son

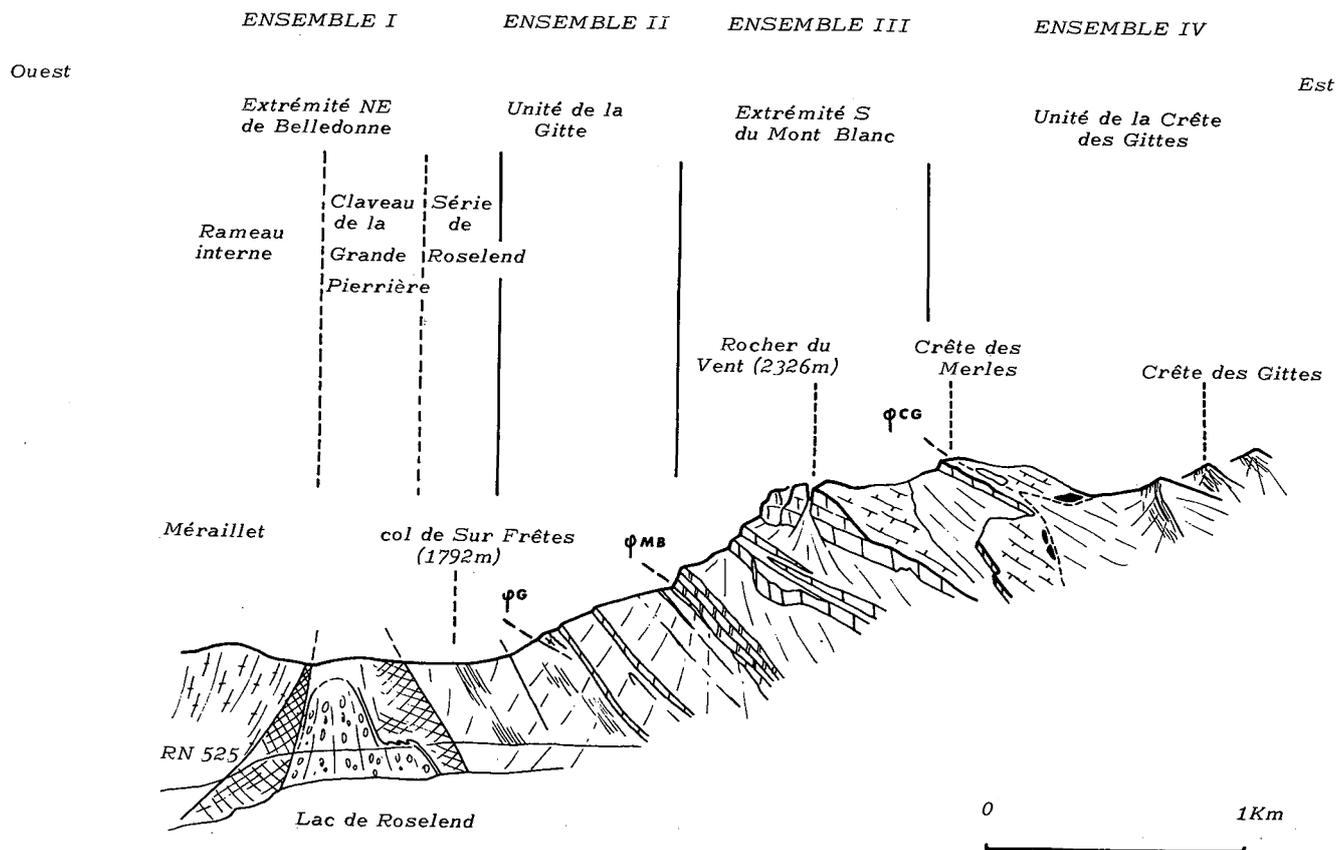


Fig. 2. — Panorama du Rocher du Vent, vu du Sud.

enveloppe de Trias tégumentaire, qui affleurent dans le talus entre l'embranchement du chemin du col de Sur Frêtes et la Chapelle de Roselend. Ce niveau correspond au prolongement méridional du « *claveau de la Grande Pierrière* » défini par C. BORDET (1961).

Au-delà, après une lacune d'observation :

3) une série schisteuse, épaisse de 80 à 100 m, qui affleure principalement vers le bar de l'Etoile des Neiges. J'ai appelé ce niveau dont le rattachement au massif de Belledonne est incertain la « *série de Roselend* ».

#### ENSEMBLE II.

L'unité suivante est constituée par les terrains compris entre le col de Sur Frêtes et la première falaise importante à mi-pente, et en particulier par les deux petites falaises calcaires qui atteignent la route près du pont sur le Doron de Roselend.

La série de Roselend précédemment définie est chevauchée à l'Est ( $\varphi$  G) par une épaisse lame à matériel cristallin, bien visible dans les ravins dominant le vallon de la Gitte en rive gauche. Les écaillés de la Gitte décrites par C. BORDET (1961) sont en fait le prolongement septentrional de cette lame et c'est pourquoi je l'ai appelée « *lame cristalline de la Gitte* ».

Cette lame porte une série mésozoïque dont l'autochtonie est soulignée par la présence de niveaux transgressifs, directement sur son cristallin. J'ai appelé cette série et la lame cristalline qui la porte « *unité de la Gitte* ».

#### ENSEMBLE III.

Cet ensemble est nettement déversé vers le Nord-Ouest sur l'unité précédente ( $\varphi$  MB), par l'intermédiaire de la barre calcaire de la mi-pente. Il forme la partie sommitale du Rocher du Vent avec ses alternances de barres calcaires et de vires schisteuses. Vers le Nord, au cœur de la série, nous voyons apparaître le socle cristallin de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, coiffé ici d'un tégument triasico-liasique. C'est pourquoi, j'ai appelé cet ensemble III : « *l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture auto- et parautochtone* ».

#### ENSEMBLE IV.

Après avoir traversé les calcaires massifs de l'unité précédente dans les gorges du Doron, et sa limite orientale ( $\varphi$  CG) qui coupe la route aux environs des chalets de la Lai, nous débouchons dans une dépression occupée par les schistes de notre quatrième ensemble. Cette puissante masse schisteuse est le plus souvent masquée par la végétation, par les dépôts glaciaires ou bien encore par de vastes glissements de versants. Elle affleure cependant dans de bonnes conditions à la Crête des Gittes d'où le nom que je lui ai attribué : « *unité de la Crête des Gittes* ».

Vers l'Est, l'unité est chevauchée par les premiers niveaux du *domaine valaisan* ( $\varphi$  V). Ce sont des cargneules et des quartzites, bien visibles sur le bord de la route au Cormet de Roselend.

### CHAPITRE I

## PRINCIPAUX RÉSULTATS DE L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

Chacune des quatre unités précédemment décrites est définie autant par sa structure propre que par sa série stratigraphique. En effet, la découverte de fossiles très abîmés mais néanmoins déterminables (et je voudrais remercier ici MM. BLONDEAU A., ENAY R. et MOUTERDE R. de leur aide sympathique), a permis de mettre en évidence des séries bien distinctes.

Plutôt que de reproduire un volumineux chapitre de ma thèse, j'ai préféré donner ici un résumé succinct dans lequel seront mis en valeur les faits nouveaux ou importants.

#### 1. Couverture autochtone et parautochtone du massif cristallin de Belledonne.

*Houiller* : Sédiments détritiques fins (schistes noirs et anthracite, datés du Stéphanien) ou sédiments

détritiques grossiers (conglomérats, grès et schistes).

*Trias :*

Trias inférieur (ou moyen) ? : quartzites ;  
Trias moyen ? : dolomies (gréseuses à la base) ;  
Trias supérieur ? : évaporites et argiles.

*Lias :*

Lias inférieur : calcaires et schistes de l'Hettan-  
gien, datés ;  
Lias moyen : calcaires spathiques du Sinému-  
rien ;  
Lias supérieur ? : schistes noirs.

*Dogger ? :* Calcaires spathiques à débris de dolo-  
mie jaune et calcaires gréseux de la série de  
Roselend.

*Jurassique supérieur ? :* Schistes et calcaires.

Le Lias, présent dans le synclinal médian, au col du Pré et plus au Nord vers le col du Joly, semble absent partout ailleurs. Bien qu'il puisse s'agir d'une expulsion purement tectonique, il ne faut pas écarter l'hypothèse de la non-déposition de ce Lias, surtout dans un contexte régional où il existait de nombreux dômes émergés à cette époque.

## 2. L'unité de la Gitte.

### 2.1. LE MATÉRIEL CRISTALLIN DE LA LAME DE LA GITTE.

Cette lame affleure principalement dans les ravins très raides en rive gauche du torrent de la Gitte. Son matériel cristallin se présente sous l'aspect d'un gneiss à flammèches (blastomylonite ?), montrant par endroits de nombreux replis. Epaisse de 200 m environ, elle inclut vers le Sud, au moins deux niveaux de schistes noirs sédimentaires (Houiller ?).

A l'examen microscopique, on remarque des grains de quartz grossiers parfois arrondis, peu recristallisés ; des plagioclases séricitisés ; des mélanges de chlorite et de micas blancs, vestiges d'anciennes biotites ? ; des zircons ; des oxydes de fer.

L'ensemble évoque une ancienne migmatite. Selon J. VON RAUMER, qui a bien voulu observer ces lames minces, la présence de certains quartz bré-  
chiques allongés confère à ce matériel cristallin l'aspect d'une blastomylonite.

### 2.2. LES NIVEAUX DÉTRITIQUES TRANSGRESSIFS (fig. 3 a).

Le rebord supérieur (oriental) de la lame est coiffé d'un tégument sédimentaire. Ces niveaux transgressifs essentiellement détritiques peuvent s'observer dans les petits thalwegs de la rive gauche des torrents de la Gitte d'abord, puis de la Gicle plus au Nord. La série comprend plusieurs termes. Ce sont de haut en bas :

- 1) cristallin ;
- 2) conglomérat à éléments cristallins de 1 à 8 cm, anguleux pris dans un ciment calcaire ferrugineux (0 à 0,80) ;
- 3) calcaire marneux brun roux ferrugineux contenant de nombreux éléments millimétriques de quartz détritiques (jusqu'à 50 % de la roche), des radioles d'oursin, des entroques parmi lesquelles nous pouvons reconnaître des Pentacrines, et des débris de lamellibranches (2 m env.) ;
- 4) schistes argileux noirs, à patine rousse, ayant fourni une ammonite malheureusement indéterminable (3 m env.) ;
- 5) calcaire sombre à patine bleu clair, contenant vers le haut de nombreux niveaux siliceux centimétriques faisant saillie sur les faces patinées (0 à 4 m) ;
- 6) schistes gris, à patine beige, contenant de petits amas centimétriques de gros cristaux de calcite noire (10 à 20 m).

Cette série réduite n'a fourni aucun fossile caractéristique. Si les conglomérats de base sont inconnus dans la région, il semble par contre que l'on puisse rapprocher le niveau 3 des calcaires spathiques noirs, zoogènes, découverts par G.F. AMBERGER (1960) dans la couverture du massif des Aiguilles Rouges et datés du Callovien. Partant de cette hypothèse, les autres niveaux pourraient être attribués successivement à l'Oxfordien (4) au Jurassique supérieur (5) et au Crétacé inférieur (6).

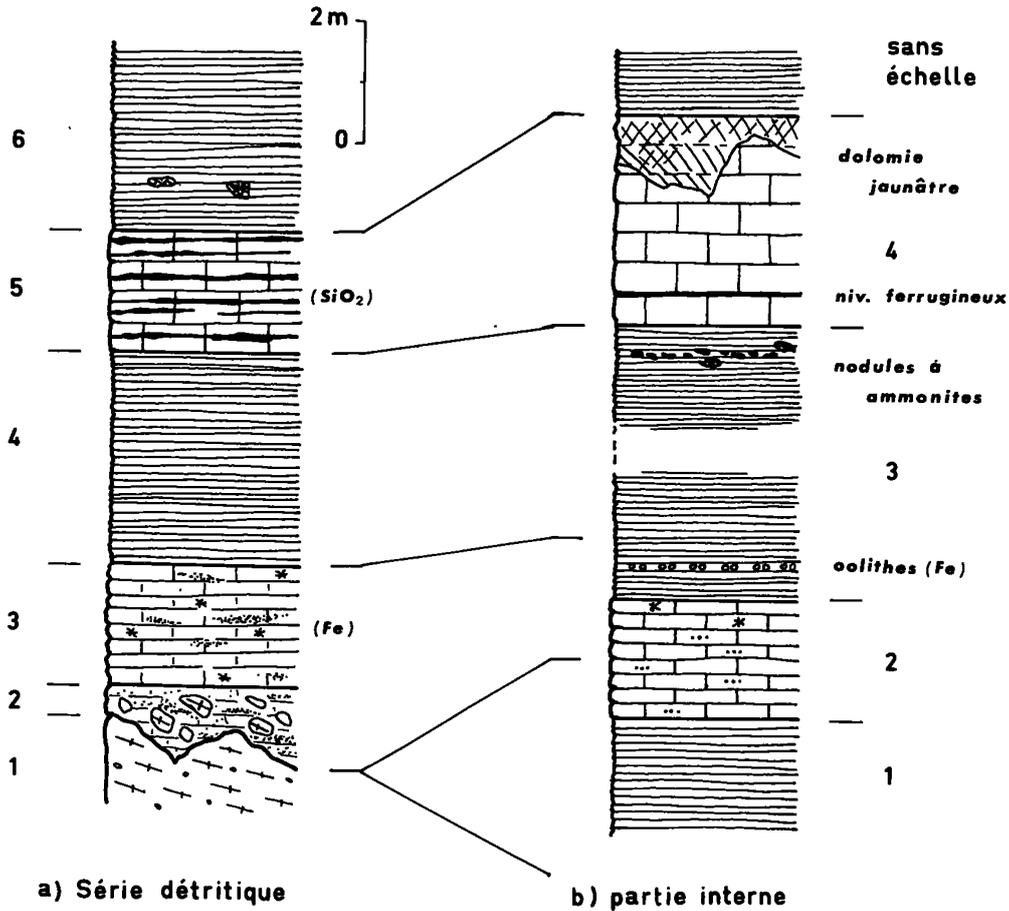


Fig. 3. — Unité de la Gîte :  
a) faciès de la série détritique transgressive; b) faciès de la partie interne.

2.3. LES FACIÈS « INTERNES » DE L'UNITÉ (fig. 3 b).

Au-dessus des schistes attribués au Crétacé, vient une puissante série de calcaires et de schistes. Bien que ses faciès soient déjà différents, en tous cas plus développés, et commencent plus tôt (au moins à l'Aalénien), j'ai rattaché cette série à l'unité de la Gîte en raison de sa position constante au-dessus de la lame, et aussi parce qu'elle ne peut être rattachée de façon satisfaisante ni à Belledonne ni au Mont-Blanc.

*Aalénien* : schistes argilo-siliceux noirs moirés, datés ;

*Dogger ?* : calcaires à entroques, légèrement gréseux ;

*Callovien ?* : calcaire à oolithes ferrugineuses ;

*Oxfordien* : schistes argileux à petits bancs calcaires, datés ;

*Malm ?* : calcaires plaquetés massifs.

Ces niveaux étaient jusqu'à présent attribués soit au Lias, soit au Dogger. La découverte de petites oolithes ferrugineuses — comme dans le Callovien dauphinois (faciès jurassien) et dans la nappe de Morcles —, puis de nodules à ammonites, a permis d'attribuer au Callovo-oxfordien

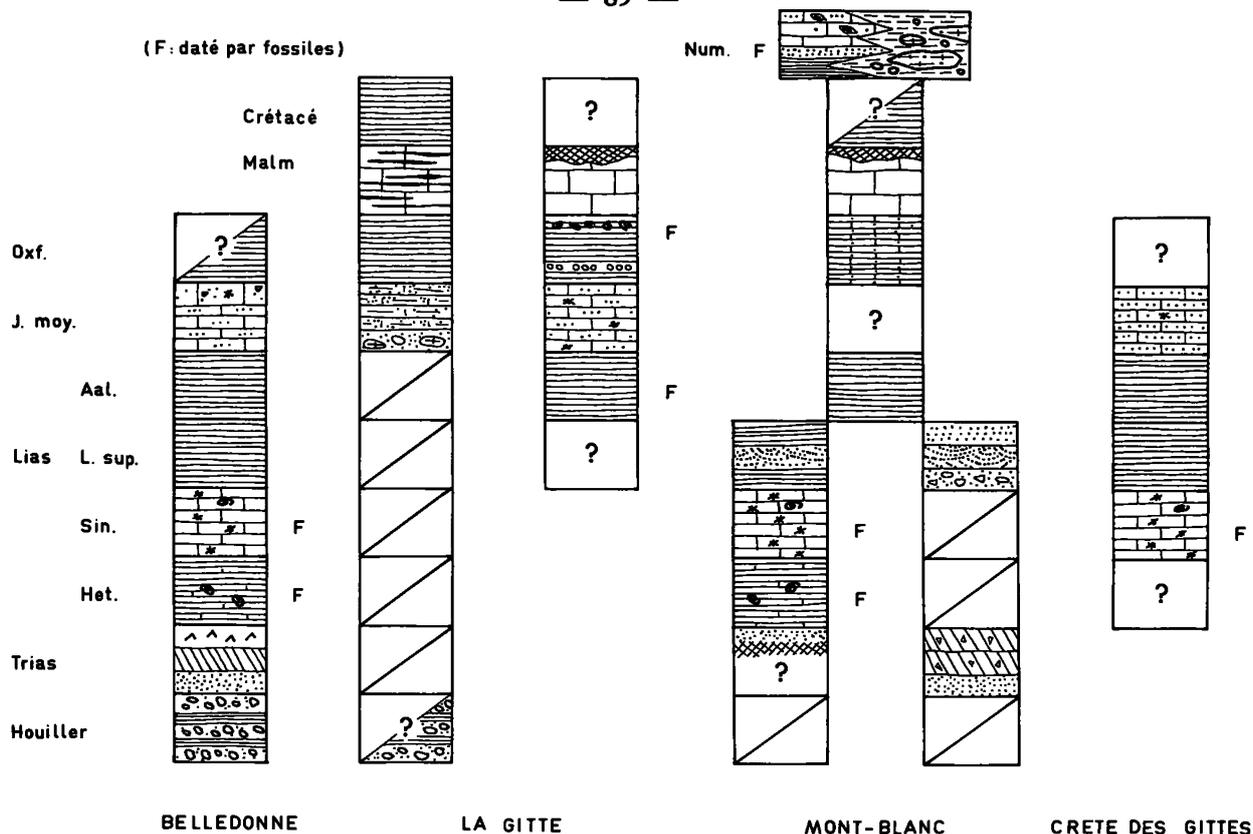


Fig. 4. — Faciès de la région étudiée.

une grande partie des schistes argileux. Les calcaires plaquetés bien qu'azoïques peuvent être attribués sans gros risques d'erreur au Malm. Le faciès est bien connu dans les régions voisines, et nous retrouvons, sous le Mont Charvin où le Malm est daté, le même petit niveau ferrugineux centimétrique, caractéristique de ces calcaires à Roselend.

### 3. L'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc.

#### Trias :

- Trias inférieur ? : quartzites à éléments dolomitiques ;
- Trias moyen et supérieur ? : dolomies bréchi-ques monogéniques ;
- Rhétien ? : grès jaunâtres.

#### Lias :

- Hettangien : calcaires et schistes datés ;
- Sinemurien : calcaires spathiques à débris noirs centimétriques, datés ;
- Pliensbachien ? : « grès singuliers » (grès, brèches, conglomérats) ;
- Lias supérieur ? : schistes noirs.

Aucun fossile caractéristique n'a été découvert dans les « grès singuliers » du col du Bonhomme, attribués au Rhétien par Ch. LORY et J. VALLET (1866). H. SCHOELLER signalait déjà en 1928 que leur âge bien que liasique était certainement plus récent. En fait, si ces grès viennent directement sur le Trias à la Tête des Fours, il en est tout autrement au col du Bonhomme où nous les rencontrons au-dessus de termes attribués respectivement au Trias, au Rhétien ?, à l'Hettangien daté, au Sinémurien daté. Ils doivent donc être rattachés au moins au Pliensbachien\*.

\* Il est donc surprenant que cette formation ait été encore attribuée au Rhétien sur la récente feuille Saint Gervais au 1/50 000<sup>e</sup>.

*Dogger* : absent ?

*Oxfordien* : schistes calcaro-gréseux, datés ;

*Malm supérieur* ? calcaires.

Dans leur partie supérieure, les calcaires présentent des niveaux jaunâtres assez particuliers. Ce sont des brèches pulvérulentes ou au contraire très dures qui contiennent de la dolomie en proportion variable (en rapport avec la coloration jaune plus ou moins intense de la patine ?) et de gros cristaux de calcite leur conférant un aspect spathique.

Alors que H. SCHOELLER (1929) attribue au Trias ceux que nous pouvons observer sur le versant oriental de la Crête des Merles, K. GRASMUCK (1961) comme de nombreux auteurs travaillant dans les régions voisines, cite des niveaux semblables dans la partie supérieure du Malm et les attribue à une transgression du Purbeckien.

Ces deux solutions contradictoires ne sont pas totalement satisfaisantes. Nous trouvons en fait tous les intermédiaires entre le calcaire franc gris bleuté et la brèche dolomitique à patine jaune. Le calcaire se charge de plus en plus de veinules jaunes selon un réseau de diaclases de plus en plus dense, processus tout à fait comparable au phénomène de cargneulisation décrit par H. MASSON (1972 et 1976). Il est possible que, dans sa progression, la cargneulisation ait emprunté de préférence d'anciens niveaux transgressifs et qu'il y ait eu ainsi une interférence des phénomènes.

#### LE TERTIAIRE.

La présence de Tertiaire a été démontrée pour la première fois dans la région par G. MENNESIER (1965) par la découverte de calcaires à petites Nummulites au Nord de la retenue de Roselend. L'examen détaillé de la région m'a permis d'établir des relations étroites entre ces calcaires, un banc de grès et certaines lames de cristallin.

#### *Les calcaires à petites Nummulites.*

Au sommet de la petite falaise située entre les chalets des Sources et du Traverse, au bord de la

route du Cormet de Roselend, le calcaire schisteux montre des rythmes d'environ 30 cm constitué de la sorte :

1) calcschiste argileux sombre à patine grise, à nombreuses Nummulites (microfaune d'âge Priabonien) (5 cm) ;

2) calcaire gris sombre à patine gris clair, montrant de petites taches d'ankérite (20 cm) ;

3) le calcaire se charge en petits grains de quartz qui restent en saillie sur les faces patinées (5 cm).

#### *Les grès.*

Par endroits, nous pouvons observer, sous ces calcaires, un banc de grès roussâtre massif, épais de 1 m environ, et qui appartient vraisemblablement aussi au Tertiaire. Ce niveau se rencontre dans les gorges du Doron, à la base de la falaise Nummulitique et au col de la Gicle, sous la klippe cristalline de Roselette où nous pouvons relever la coupe suivante (juste au-dessus des sources du torrent de la Gicle) ; de haut en bas :

1) cristallin de la klippe de Roselette ;

2) calcschiste sombre à patine bleu clair (1 à 2 m) ;

3) grès massif, légèrement teinté de roux, boudiné, très peu calcique (1 à 3 m) ;

4) calcaires fins, gris à patine gris bleu (2 m) ;

5) niveau dolomitique jaunâtre, poudreux, passant à des cargneules (1 m) ;

6) calcaire fin, gris à patine gris bleu (Malm ?) (10 m environ).

J. ROSSET (communication orale) a découvert dans cette coupe des petites Nummulites (niveau 2 ou 4 ?).

#### *Les écailles associées au Tertiaire.*

Ce sont : les écailles de la Pénaz (C. BORDET, 1952) ; les écailles du Plan de la Lai (« grès quartziteux » de H. SCHOELLER, 1929) et la klippe cristalline de Roselette.

Elles se présentent sous l'aspect de grosses amygdales (plusieurs mètres à plusieurs décimètres de long, 3 kilomètres sur 200 mètres d'épaisseur pour Roselette), de nature très différente : cristallines (les plus nombreuses), conglomératiques (Houiller ?), gréseuses, dolomitiques ou calcaires, enrobées dans des schistes. Des niveaux iden-

tiques, observés dans un contexte très voisin (faciès, structures), ont été décrits par L. COLLET (1943, ...) dans la nappe de Morcles. Là-bas, avec preuves à l'appui, ces écaïlles ont été interprétées comme des olistolithes enrobés dans un sédiment priabonien. En est-il de même à Rose-land ?

D'un point de vue structural, *les écaïlles de la Pénaz prolongent vers le Nord la barre priabonienne du Rocher du Vent*, et nous retrouvons les mêmes structures de part et d'autre des écaïlles au Nord et de la barre Nummulitique au Sud. Entre les écaïlles et les calcaires plaquetés, nous trouvons presque toujours les niveaux jaunâtres dolomitiques. Or, nous retrouvons ces mêmes niveaux entre les calcaires plaquetés et le Priabonien. Ainsi, des liens évidents paraissent exister entre les écaïlles et le Priabonien.

Dans l'hypothèse d'une origine purement tectonique (décrochements, plans de chevauchement), nous devrions trouver des stries, des traces de friction ou encore des amas de mylonite ; les chapelets seraient continus et non pas cantonnés sur le pourtour de notre ensemble III et enfin les domaines séparés seraient nettement différents. Or, ce n'est pas le cas. De plus, les chapelets d'écaïlles sont plissés, étirés, décalés par de petites fractures, et, même s'ils ont une origine tectonique, ils ont réagi pendant la dernière phase principale de déformation comme de simples niveaux stratigraphiques.

Pour ces raisons je pense qu'il s'agit réellement d'olistolithes priaboniens et je les ai considérés comme tels dans ce qui suit.

#### 4. L'unité de la crête des Gittes.

Elle comprend :

*Lias moyen* : calcaires spathiques du Sinémurien, datés ;

*Lias supérieur* : schistes noirs (Toarcien ? et Aalénien) ;

*Jurassique moyen ?* : calcaires arénacés zonés.

## CHAPITRE II

### ETUDE STRUCTURALE

#### 1. L'extrémité Nord-Est du massif cristallin de Belledonne et sa couverture auto et parautochtone.

Nous allons examiner successivement quatre sous-ensembles structuraux (fig. 5) :

- 1) le remplissage sédimentaire du « synclinal médian » ;
- 2) les lambeaux sédimentaires associés au rameau interne ;
- 3) le claveau de la Grande Pierrière ;
- 4) la série de Roselend.

Bien qu'ayant chacun leurs caractères propres, ces sous-ensembles sont tous plus ou moins étroitement liés au socle cristallin de Belledonne et peuvent être considérés comme sa couverture auto- et parautochtone.

##### 1.1. LE REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU « SYNCLINAL MÉDIAN ».

Dans la région étudiée, le « synclinal médian » est représenté par une bande N 30° E, à remplissage sédimentaire, large d'environ 1 km, qui sépare le massif de Belledonne en deux rameaux, interne et externe. Interrompue vers le Nord par l'intrusion granitique de Beaufort, elle disparaît sous les alluvions glaciaires au col de la Bathie, vers le Sud. Si bien que c'est surtout vers Arèches et dans les arrachements entre le Planey et le col de la Bathie que nous pouvons observer sa série.

Le remplissage débute à l'Ouest par quelques mètres de quartzites adhérentes aux schistes cristallins du rameau externe. Au-dessus viennent les autres termes de la série triasique, avec notamment de grosses épaisseurs de gypse, 40 à 50 m par endroits, puis la série liasique. L'ensemble, apparemment monotone et isoclinal, est en fait très plissé, comme le montrent, d'une part, la réapparition du Trias au cœur des schistes liasiques, au-dessus du Planey (gypses) et, plus au

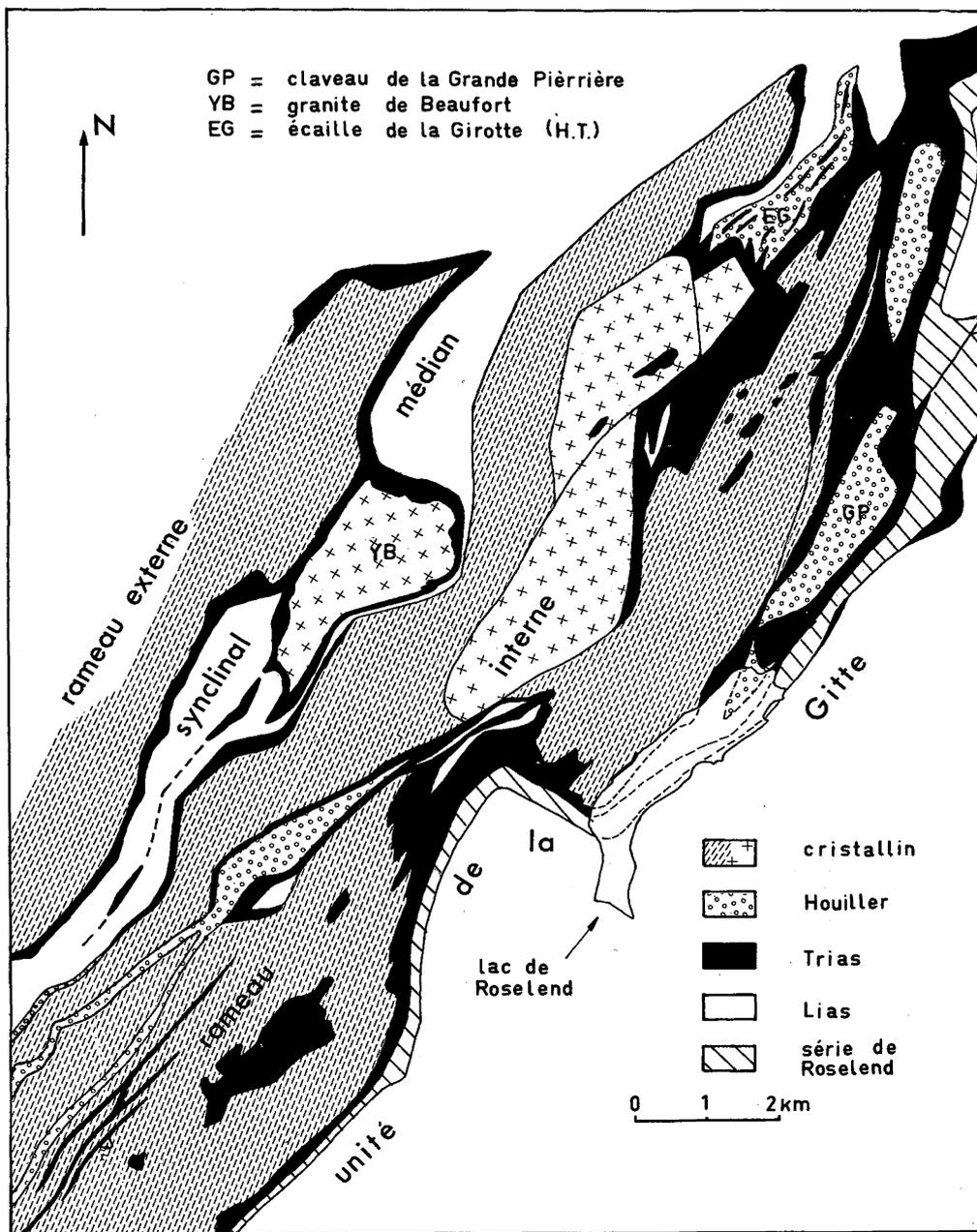


Fig. 5 — Schéma structural de l'extrémité Nord-Est de Belledonne (D'après C. BORDET et Y. GROS).

Nord, aux environs des Maisonnettes (cagneules, quartzites) et, d'autre part, la répétition des calcaires à entroques du Sinémurien sur le rebord Sud-Est du col de la Bathie. A l'Est, le « synclinal médian » est à nouveau bordé d'un liseré triasique mais seulement au Nord du Planey puisqu'au

col de la Bathie, les schistes du Lias sont directement en contact avec ceux du Houiller.

A petite échelle, nous remarquons immédiatement un intense clivage schisteux et un alignement général de paillettes phylliteuses déjà bien visibles dans les plans de schistosité.

— La schistosité (N 30° E, 60° vers l'Est) est parallèle aux grandes structures des claveaux cristallins et les alignements phylliteux (N 140° E) sont orientés selon l'étirement général.

— La grosseur des éléments phylliteux ainsi que la couleur blanche des entroques laissent prévoir un *métamorphisme* assez intense. Pour juger du degré de métamorphisme, j'ai utilisé la méthode de mesure de la cristallinité des Illites (J. APRAMIAN, 1974). Les valeurs obtenues correspondent à une cristallinité *d'anchizone* (Cr 5,2 à 2,9), assez proche de l'épizone (Cr < 2,8), ce que confirme l'association illite-chlorite.

#### 1.2. LES LAMBEAUX SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉS AU RAMEAU INTERNE DE BELLEDONNE.

L'extrémité Nord-Est du massif cristallin de Belledonne est parcourue de grandes fractures N 30° E qui découpent le socle en lanières ou en « amygdales » grossièrement parallèles, les « claveaux » de C. BORDET (1961). Selon cet auteur, le jeu vertical de ces accidents reste prépondérant. Au contraire, F. CARME (1970) pense qu'ils ont été le siège de grands déplacements longitudinaux.

Dans leurs mouvements réciproques, ces masses cristallines ont broyé les lambeaux de couverture qui ont été piégés entre les blocs, principalement des schistes et anthracites du Houiller (Grand Mont) ou les calcschistes du Lias (col du Pré).

Au contraire, les placages triasiques sont entraînés et restent en partie intacts (Les Rognioux). Sur le rebord interne du massif, le Trias forme un liseré pratiquement continu qui peut se suivre depuis le col du Pré, où le gypse lui-même a été conservé, jusqu'au col de la Louze vers le Sud.

Dans ces lambeaux, la couverture sédimentaire est affectée d'une schistosité N 20° E N 40° E très redressée. L'étirement selon ces plans se fait dans la même direction (N 30° au col du Pré).

#### 1.3. LE CLAVEAU DE LA GRANDE PIERRIÈRE.

Le claveau de la Grande Pierrière est constitué d'une puissante masse de Houiller à sédimentation détritique grossière, enveloppée par un tégument

triasique plus ou moins adhérent. Cette bande, large d'environ 150 m, est complètement désolidarisée du cristallin du Méraillet dont elle est séparée par une grande fracture N 30° E à remplissage de cargneules. Les conglomérats et les schistes présentent une direction N 30° E très constante avec un pendage prononcé vers l'Est 60° à 70°.

Vers l'Est, le *Trias* montre son indépendance vis-à-vis du « socle houiller ». Le long de la route N 525, vers la nouvelle Chapelle de Roselend, les quartzites, décollées de leur substratum, forment de nombreux replis anticlinaux déjetés vers le Nord-Ouest. Ces petits plis d'amplitude métrique ont des axes de direction assez constante (N 20° E à N 30° E) et à léger plongement vers le Sud (15° à 30°). Les replis, bien visibles sur les 3 à 5 m d'épaisseur des quartzites, s'estompent rapidement dans les dolomies sus-jacentes profondément attaquées par la cargneulisation.

Le claveau de la Grande Pierrière borde le rameau interne de Belledonne entre le col du Joly et le lac de Roselend. Selon C. BORDET (1961) le claveau de Montjoie, dans la vallée du Bon Nant, constituerait sa prolongation vers le Nord. Vers le Sud, après avoir disparu sous une avancée de la couverture mésozoïque de Roche Parstire, il semble réapparaître ou, du moins, nous retrouvons son équivalent dans la vallée de Grande Maison, en rive droite de l'Isère (communication orale de J.C. BARFETY). Par sa constance, ce niveau apparaît donc comme un élément important de la structure régionale.

#### 1.4. LA SÉRIE DE ROSELEND.

Définie dans la coupe du Rocher du Vent, cette série n'est en fait qu'un des membres d'un ensemble plus complet que nous pouvons assimiler à la couverture parautochtone de Belledonne.

A Roselend, la série ne comprend que des schistes et des calcschistes gréseux attribués avec incertitude au Jurassique moyen.

En nous déplaçant *vers le Nord*, nous voyons apparaître à l'Est de la série, sous la lame de la Gitte, de nouveaux termes stratigraphiques qui affleurent le long du chemin menant du col de Sur Frêtes au hameau de la Gitte. Ce sont des schistes argileux noirs (Oxfordien ?), un banc de

2 à 3 m de calcaires plaquetés (Malm ?), et aussi des cargneules et des gypses du Trias qui affleurent sous la lame, un peu plus au Nord, dans les ravinements du torrent de la Gicle. La galerie Est-Ouest sous le Rocher du Vent, à 1 550 m d'altitude, les a traversés sur une quarantaine de mètres (BOIS et RICOUR, 1955). Encadrée par le Trias, la série schisteuse semble donc avoir valeur de synclinal.

Plus loin, vers le Nord, nous suivons facilement la série jusqu'au col du Joly, puis en direction de la vallée des Contamines-Montjoie, dans les ravins du Bon Nant. Là, la base de la série est plus épaisse et comprend, au-dessus d'un Trias à nouveau adhérent au socle, des calcschistes datés de l'Hettangien.

*Vers le Sud*, depuis le col du Pré et jusqu'au col de la Louze, entre l'unité de la Gitte et la frange triasique qui borde Belledonne, nous retrouvons une série de schistes et de calcschistes gréseux semblables à ceux de Roselend. Là non plus, la série n'a pas été datée et les corrélations se sont montrées d'autant plus difficiles que de nouveaux termes, des bancs massifs de calcaires gréseux, apparaissent à Saint-Guérin. Contrairement à ce que nous avons vu vers le Nord, la série est ici nettement décollée et déversée vers le Nord-Ouest par-dessus le Trias et le cristallin.

La série est affectée par une schistosité très dense, N 20° E à N 40° E, pentée de 30° à 50° vers l'Est, passant fréquemment à du strain-clip. Ce phénomène est particulièrement bien visible sur les faces altérées où les minces lits gréseux restent en relief. Cette schistosité porte une linéation d'intersection (L1) qui correspond à de petits plis. La direction de leurs axes, plus fréquemment N 30° E subhorizontale, est en fait très variable. Cette dispersion des directions axiales s'explique facilement sur certains affleurements où nous voyons très bien une linéation d'étirement (Lx) de direction N 140° E à N 160° E reprendre L1 (et les axes de plis associés) et la réorienter dans le plan de schistosité selon cette direction (Lx).

L'analyse des échantillons argileux aux rayons X a montré la présence de paragonite et, la plupart du temps, une forte proportion de l'illite par rapport à la chlorite. Toutes les valeurs donnent des cristallinités d'anchizone ce qui, compte tenu de la sous-estimation due à la paragonite, tend à

montrer que nous sommes très proches de l'épizone (selon APRAHAMIAN, 1974, Cr 4 avec paragonite correspond environ à Cr 2,8 normale).

## 2. L'unité de la Gitte.

Cette unité particulière est constituée :

— d'une lame cristalline (lame de la Gitte), flottant sur la couverture de Belledonne, et tenant lieu de socle pour une série mésozoïque réduite qui la coiffe ;

— d'une série mésozoïque plus épaisse, rattachée à la lame, faute de mieux, pour les raisons déjà citées.

Ces deux ensembles étudiés, nous observerons leurs déformations internes, puis nous tenterons de dégager les grands traits structuraux qui régissent l'unité.

### 2.1. LA LAME DE LA GITTE ET SON TÉGUMENT MÉSOZOÏQUE.

*Le corps principal* de cette puissante masse cristalline dépasse par endroits 200 m d'épaisseur. Elle se suit de façon continue en rive gauche du torrent de la Gitte, au milieu des arbustes, puis, par intermittence, plus au Nord, en rive gauche du torrent de la Gicle. La présence de la série transgressive détritique sur le toit du Cristallin prouve cependant qu'il s'agit bien d'une même et unique lame.

Aux environs des chalets des Crêtets et de la Laissetire, en rive droite du torrent de la Gicle, plusieurs amas cristallins reposent sur les schistes de la série de Roselend. Ce sont de véritables *petites klippes*, témoins du chevauchement vers le Nord-Ouest de la lame.

C. BORDET (1952) rattachait déjà ces lambeaux cristallins à ce qu'il appelait les « écailles de la Gitte ».

Au col de la Gicle (fig. 6), la lame vient buter contre la « *klippe cristalline de Roselette* ». Ces deux lambeaux cristallins flottant sur la couverture sédimentaire, sont d'apparence et de dimensions très voisines et, dans ma thèse (p. 86) j'ai inter-

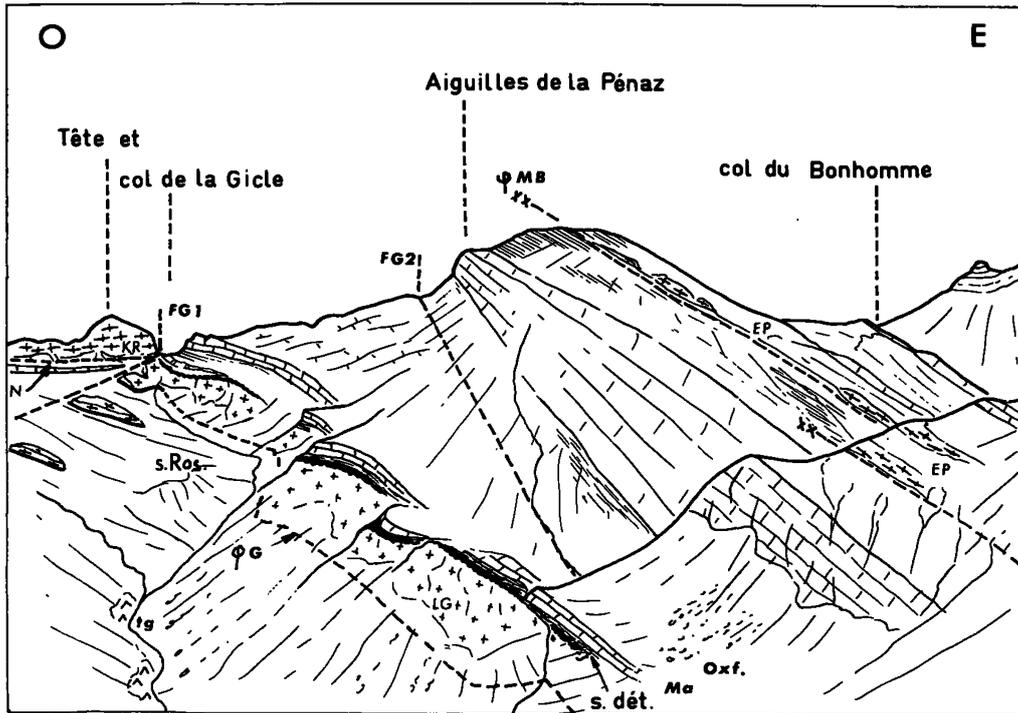


Fig. 6. — Panorama du col de la Gicle, vu du Sud.

prété la klippe comme le « prolongement occidental éventuel de la lame de la Gitte ». En réalité, le claveau délimité par FG1 et FG2 (fig. 7) forme un coin surélevé par rapport à la couverture. La klippe a donc été rapprochée artificiellement de la lame cristalline de la Gitte dans un mouvement inverse de celui qui permettrait de les assimiler à une seule lame. De plus, si Roselette repose sur

le Nummulitique, la lame cristalline chevauche des niveaux triasiques.

Immédiatement au Nord du col de la Gicle, C. BORDET (1961) a décrit deux séries d'écaillés : les écaillés de Roches Franches et de Balme qui, à mon avis, font partie de l'ensemble de la Gitte. En tous cas, leur position structurale n'est pas incompatible avec cette hypothèse.

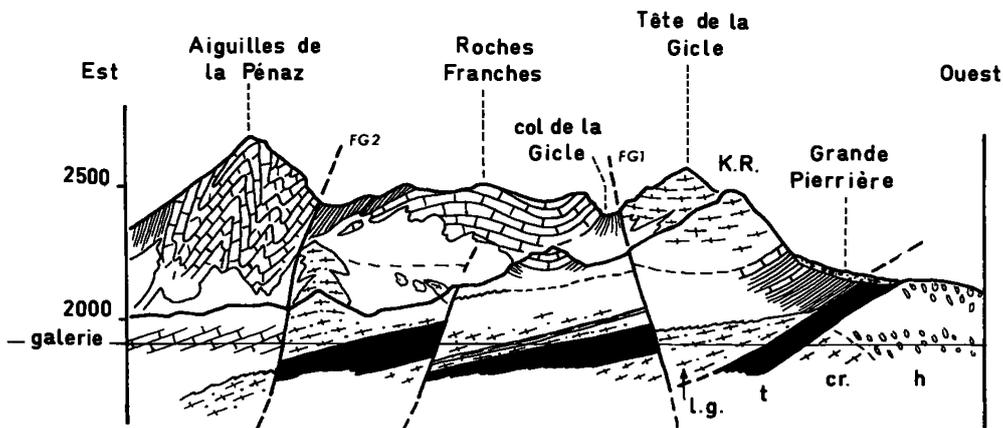


Fig. 7. — Coupe de la galerie Bon-Nant-Girotte (d'après C. BORDET, 1961, interprétée).

Avec ces éléments, et en interprétant la coupe (fig. 7) de la galerie Bon Nant - Girotte de C. BORDET (1957), il apparaît que :

— la lame de la Gitte a chevauché la couverture de Belledonne sur au moins 3 km vers le Nord-Ouest, le plus souvent par l'intermédiaire de gypses et de cargneules du Trias ;

— cette lame semble s'enraciner entre les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc sous les Aiguilles de la Pénaz (elle aurait joué le rôle d'un seuil quasi permanent, séparant les domaines paléogéographiques des deux massifs) ;

— la klippe de Roselette, de par sa position structurale, est l'équivalent des écailles de la Pénaz.

Vers le Sud, le dernier affleurement cristallin de la lame s'observe sur le chemin qui monte depuis le col de Sur Frêtes vers les chalets de Grésillon, à l'entrée dans les taillis. Au-delà, l'unité de la Gitte n'est plus représentée que par sa série mésozoïque épaisse, et seule une petite écaille cristalline, affleurant dans la même position structurale, pourrait rappeler la lame de la Gitte. Elle se trouve à l'Est du chalet de la Louse, vers 1 880 m d'altitude, entre le lac de St Guérin et le col de la Louze.

## 2.2. LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE « INTERNE ».

Une série de coupes va nous permettre de mieux cerner la structure de l'unité et d'en montrer l'évolution.

### *La région col de Sur Frêtes - Rocher du Vent.*

Cette coupe débute quelques 300 m au Nord de l'épingle du chemin de Sur Frêtes à la Gitte, en montant dans une petite trouée au milieu des taillis, dans le versant Ouest du Rocher du Vent. Nous grimpons sur la lame cristalline de la Gitte (1) puis, vers l'altitude de 1 760 m, sur les niveaux transgressifs de la série réduite (2) dont le dernier terme est représenté par une dizaine de mètres de schistes gris (Crétacé ?).

Viennent ensuite :

4) calcaires plaquetés sombres à patine gris clair, contenant un *niveau ferrugineux* centimétrique (barre Ma des figures - Malm ?) (30 m).

5) Schistes argileux noirs renfermant de petits bancs calcaires et surtout, 10 à 20 m au-dessus de 4, des *nodules noirs à ammonites* (Oxfordien) (100 m).

— (*Ces deux niveaux constituent d'excellents repères*).

6) Calcaires spathiques légèrement gréseux, formant un cœur anticlinal (Jurassique moyen ?) (30 m).

7) Schistes argileux noirs (Oxfordien ?) (10 m).

8) Calcaires sombres à patine gris clair (Mb, Malm sup. ?) (30 m).

9) Schistes oxfordiens contenant dans les 10 derniers mètres quelques niveaux à oolithes ferrugineuses (Callovien ?) (80 m).

10) Calcaires spathiques à gros éléments détritiques épars (Jurassique moyen ?) (2 à 5 m).

11) Schistes à miches silico-alumineuses (Aalénien) (35 m).

12) Calcaires spathiques du Jurassique moyen (8 m).

13) Schistes oxfordiens (10 m).

14) Calcaires du Malm supérieur (Mc), très plissés et laminés (0 à 30 m).

15) Brèche dolomitique (cargneule ?) (2 m).

16) Calcaires massifs contenant deux bancs métriques de grès roussâtres.

17) Calcschistes à petites Nummulites.

Le niveau 3 représente le cœur synclinal de la structure, séparant la série autochtone transgressive (niveaux 2 et 3) de la série orientale. Cette dernière est constituée d'une suite de replis très étirés, sensiblement isoclinaux, et dont les flancs sont orientés comme la schistosité (N 20° E à N 40° E, pentée de 40° à 50° vers l'Est).

Les niveaux 16 et 17, au-dessus des « brèches dolomitiques jaunâtres », appartiennent déjà à l'ensemble suivant.

### *La région Roches Franches - Aiguilles de la Pénaz, prolongement de l'unité vers le Nord.*

Entre le col de la Gicle et les Aiguilles de la Pénaz, la coupe reste très voisine de celle que nous venons de décrire :

1) Lame cristalline de la Gitte.

2) Niveaux détritiques transgressifs (5 m).

3) Calcaires spathiques (absents dans la coupe précédente - Crétacé ?) (15 m).

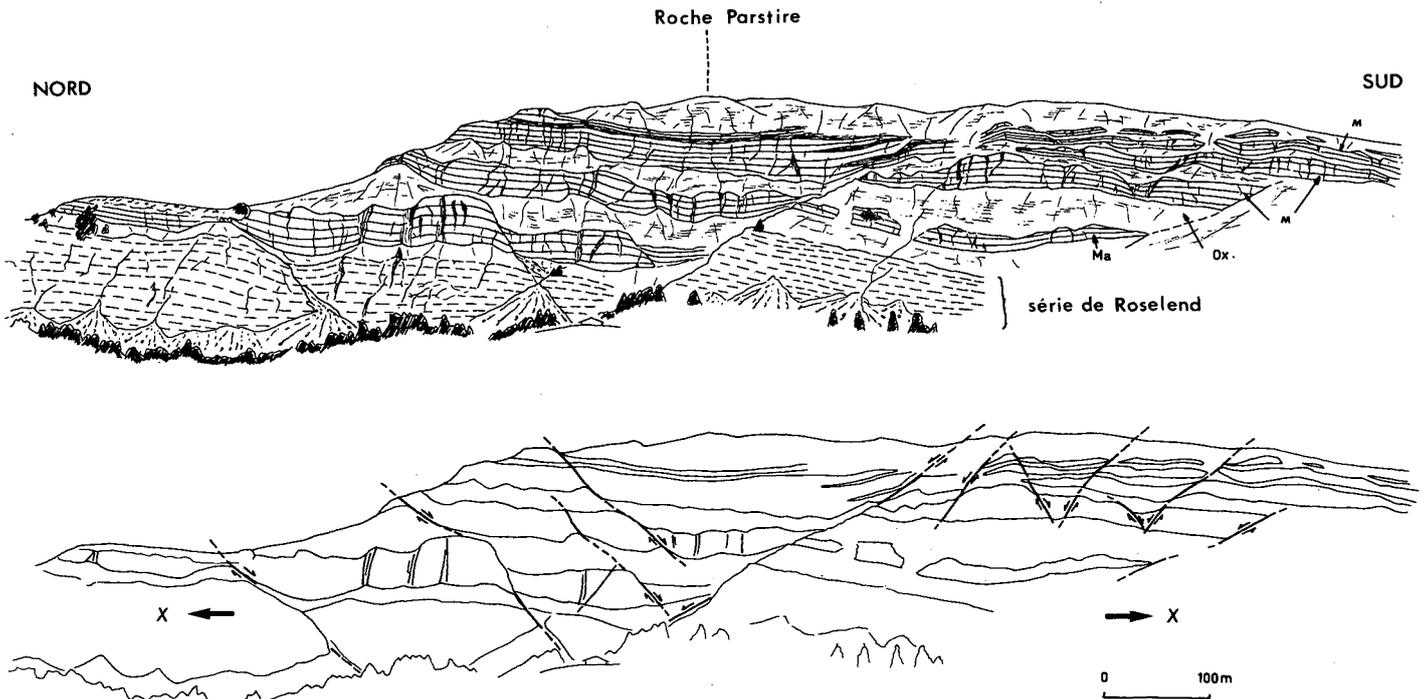


Fig. 8. — Panorama du flanc Ouest de Roche Parstire, vu d'Arèche.

4) Schistes sériciteux (Crétacé ?) (20 m).

5) Calcaires du Malm supérieur qui vont former la barre Ma vers le Sud. Ils forment ici, grâce à de multiples replis, la falaise Nord des Roches Franches entre le col de la Gicle et les Aiguilles de la Pénaz.

Puis, après une grande fracture verticale N 30° E (FG2), viennent :

6) Calcaires du Malm des Aiguilles de la Pénaz, affectés de multiples replis.

7) Lambeaux cristallins des écailles de la Pénaz (EP).

Les niveaux 2 à 4 représentent la série transgressive. Au-delà, de multiples replis et fractures ne laissent affleurer, sur une grande distance, que les calcaires du Malm. Le niveau 7 appartient déjà à la série du Mont-Blanc.

#### Coupe du Doron de Roselend.

Vers le Sud, lorsque la lame de la Gitte a disparu, nous retrouvons la série, avec ses niveaux repères, directement contre la « série de Roselend ».

Au printemps, lorsque le barrage de Roselend est presque vide, on peut observer, dans le lit du Doron, une coupe continue entre la série de Roselend et l'unité de la Gitte.

En partant de sous l'ancien pont et en remontant le Doron, nous trouvons :

1) Les calcaires spathiques à petits éléments dolomitiques détritiques.

2) Les schistes et calcschistes gréseux de la série de Roselend.

3) Une petite falaise calcaire qui prolonge indubitablement la barre Ma citée précédemment. A sa base, elle présente un niveau ferrugineux (bien visible au bord de la route, juste avant le nouveau pont).

4) Les schistes oxfordiens avec une dizaine de mètres au-dessus de la barre précédente (Ma), la passée à *nodules noirâtres à ammonites*.

#### Roches Parstire, Mont des Acras, Pointe de Riondet, Col de la Louze, Prolongement Sud de l'unité.

Les petites barres calcaires de la base du Rocher du Vent (Ma et Mb), qui disparaissent une à

une dans le lac de Roselend, en ressortent au Sud du barrage et vont former la Roche Parstire. Là, les barres de Malm sont entrecoupées de vires schisteuses correspondant à l'Oxfordien. Ces ressauts calcaires se suivent jusqu'au dessus du Lac de Saint-Guérin tout en se regroupant deux par deux. Le panorama du flanc Ouest de Roche Parstire (fig. 8) permet d'observer à grande échelle un système de failles normales soulignant l'étirement général des structures.

Les calcaires à entroques du Jurassique moyen, se retrouvent en dalles structurales, sur le versant oriental du *Mont des Acras*, près du passage des Charmettes, flanqués à l'Est par les schistes argileux oxfordiens à nodules noirs, caractéristiques de l'unité. A partir de Saint-Guérin, il ne reste plus que deux barres calcaires et seule la plus externe (Ma) atteint le col de la Louze, l'autre disparaissant dans les schistes au niveau du chalet de Riondet.

Dans le flanc Nord de la *Pointe de Riondet* apparaissent des schistes Aaléniens encadrés par deux minces niveaux de calcaires spathiques.

#### *Coupe du Roc Marchand.*

Depuis le col de la Louze, la barre Ma se prolonge vers le Sud en bordant la vallée de Grande Maison à l'Est, et va former la falaise inférieure du Roc Marchand au-dessus du Grand Naves en Tarentaise, presque à l'Isère. Là, au cours d'une sortie avec J.C. BARFETY, nous avons pu observer la même disposition. En partant du replat herbeux sous la première falaise importante (Ma) et en nous déplaçant vers le Nord, nous relevons la coupe suivante :

- 1) Trias (replat herbeux).
- 2) Schistes aaléniens (datés).
- 3) La barre calcaire Ma, formée de deux ou trois replis (Malm ?) (50 m).
- 4) Schistes noirs oxfordiens (datés) avec leurs nodules noirs à ammonites (200 m).
- 5) Calcaires spathiques en bancs décimétriques, formant le sommet principal du Roc Marchand (Jurassique moyen ?).
- 6) Schistes aaléniens (datés).

A cet endroit, l'unité de la Gitte ne comprend donc plus que quatre termes (3 à 6), constituant

une simple série renversée chevauchante sur les schistes aaléniens.

#### 2.3. LES DÉFORMATIONS INTERNES.

La *schistosité*, de direction toujours sensiblement N 30° E, passe à une pente de plus en plus douce à mesure que nous nous déplaçons vers le Sud. La direction générale des grandes structures évoluant de la même façon donne une impression de débordement de la couverture par dessus Belle-donne, ce que confirme l'observation des *systèmes de fractures*. Les valeurs de directions d'étirement obtenues par le calcul (N 140° à N 160° E, légèrement penté vers le Sud) dans les plans de schistosité, sont les mêmes que celles mesurées directement sur le terrain. Selon ces plans, les compartiments supérieurs se déplacent vers le Nord-Ouest.

Le *métamorphisme* donne des valeurs de cristallinité de l'illite à la limite de l'épizone, avec à nouveau la présence de paragonite.

#### 2.4. GRANDS TRAITES STRUCTURAUX.

Cette unité met particulièrement bien en évidence un phénomène général qui affecte l'ensemble de la région étudiée : *fracturations et plissements se reproduisent selon le même schéma, à toutes les échelles*, du système de failles décimétrique à un système décamétrique voire hectométrique, du micropli centimétrique au pli décamétrique, et aussi de la schistosité à une fracturation homogène décamétrique que nous pourrions appeler « macroschistosité ».

Ce style de déformation s'applique à deux ensembles bien individualisés :

— La lame de la Gitte et son tégument, cantonnés au N de Roselend, au style de déformation rigide par chevauchement sur des niveaux triasiques (cargneules, gypses) ou schisteux, à la manière d'un coin, puis morcellement et rejeux le long de fractures N 30° E, plus ou moins verticales.

— La série mésozoïque interne (qu'il faudra peut-être individualiser ultérieurement) continue, traversant tout le secteur étudié du Nord vers le

Sud, au style de déformation souple, par grands plis isoclinaux et glissements dans les plans de schistosité (et de macroschistosité).

### 3. L'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture autochtone et parautochtone.

Cette unité, qui enveloppe vers le Nord l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc, comprend une enveloppe tégumentaire triasico-liasique, et une série jurassique supérieur et tertiaire plus ou moins décollée.

C'est vers le Nord, dans la région col du Bonhomme - col des Fours, où l'unité est la plus complète, que nous en aborderons l'étude. Puis nous suivrons les structures vers le Sud jusqu'à la Grande Berge à l'Est du lac de Roselend où elle disparaît. Un paragraphe sera ensuite consacré aux déformations internes de l'unité.

#### 3.1. LA RÉGION COL DU BONHOMME - COL DES FOURS.

Dans cette région, le cœur cristallin de la structure émerge entre deux bandes sédimentaires qui le bordent à l'Est et à l'Ouest (fig. 9).

#### *Le cœur cristallin et son tégument triasico-liasique.*

Le socle cristallin est affecté de grandes fractures N 30° E délimitant des claveaux qui ont tendance à se chevaucher les uns les autres vers l'Ouest. Deux de ces fractures (FB et FB') se suivent très bien depuis les lacs Jovets vers le Nord jusque vers les chalets de la Sausse. Elles délimitent un panneau effondré, séparé par FB d'un ensemble oriental plus massif. Ces panneaux possèdent chacun leur propre série triasico-liasique, ce qui prouve le jeu des fractures au Trias et surtout pendant le Lias. Sur le panneau Ouest, le « tégument » est légèrement décollé et forme plusieurs replis (bandes de cargneules et de Lias au-dessus de la Sausse).

Le panneau oriental, au contraire, forme une vaste voûte anticlinale à peine bombée enveloppée de façon spectaculaire par les dolomies capucin triasiques et surtout par une croûte de 15 à 30 m d'épaisseur de « grès singuliers » liasiques. Ce cœur triasico-liasique réapparaît en rive gauche du torrent de la Gitte, dans le flanc Nord de la Crête des Merles, où il s'ennoie sous la série jurassique supérieur (fig. 10).

#### *Les deux bandes sédimentaires.*

Si nous observons le panorama du col du

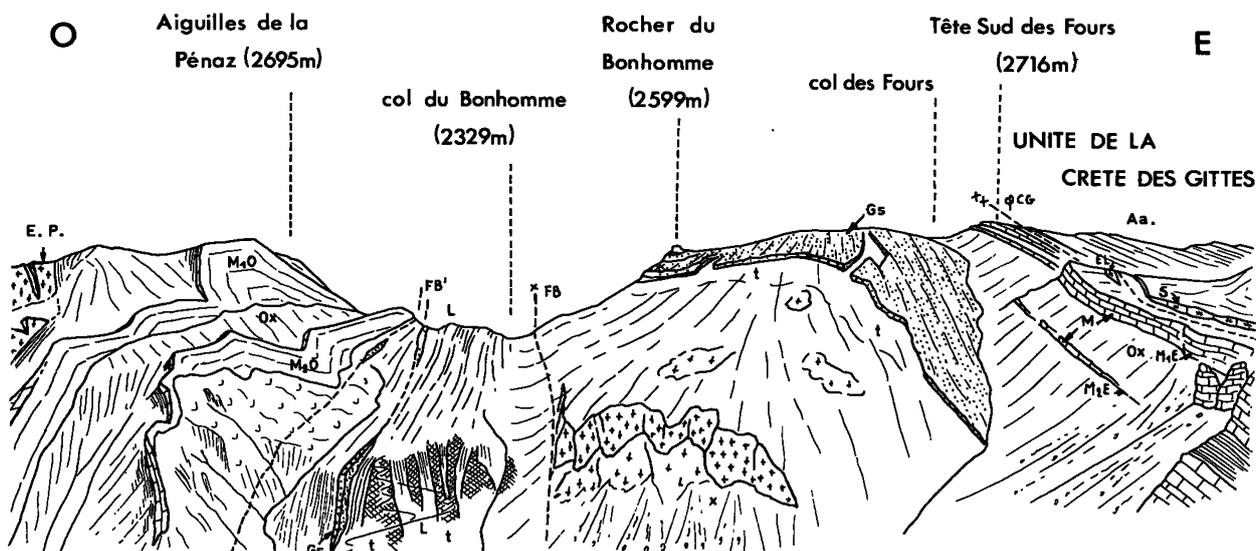


Fig. 9. — Panorama du col du Bonhomme, vu du col de la Louze.

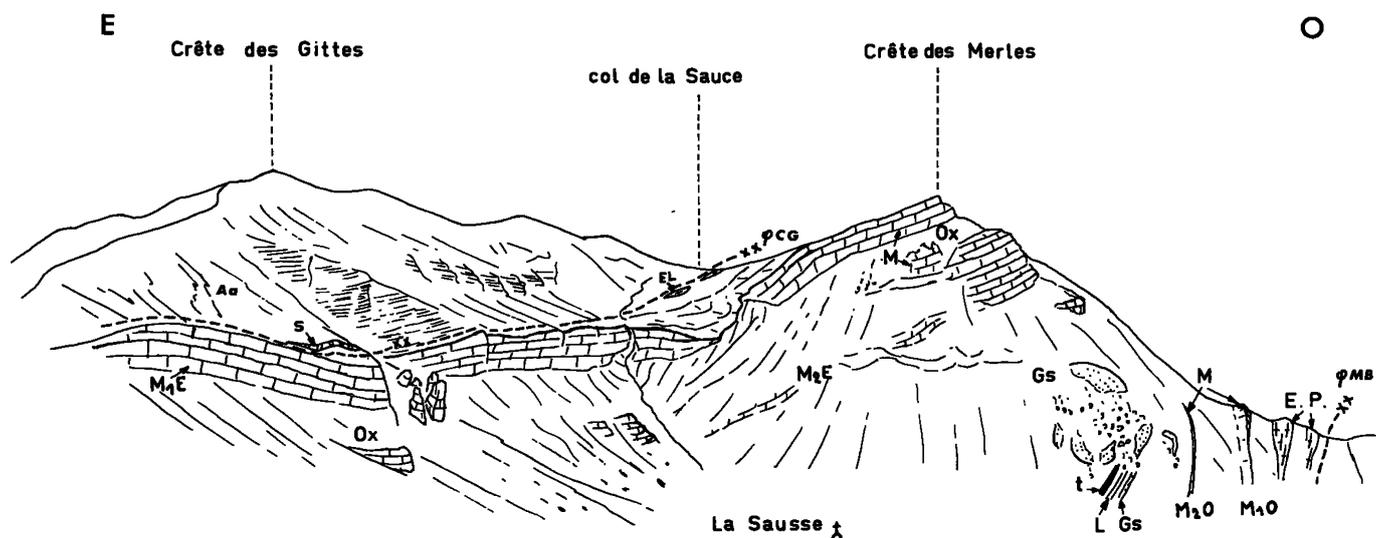


Fig. 10. — Panorama du flanc Nord de la crête des Merles, vu du col du Bonhomme.

Bonhomme (fig. 9) nous voyons se succéder d'Ouest en Est :

- 1) Le chapelet des écailles de la Pénaz (E.P.) (10 à 20 m).
- 2) 30 m environ, de calcschistes (Crétacé ?).
- 3) 15 m environ de calcaires plaquetés (Malm ?), barre M1 0.
- 4) 50 m environ de schistes argileux noirs et calcschistes, datés de l'Oxfordien.
- 5) 10 m environ de calcaires plaquetés (Malm ?), barre M2 0.
- 6) 20 m environ de schistes noirs (Oxfordien ? puis Aalénien ?).
- 7) Cœur triasico-liasique, enveloppant l'axe cristallin.

Puis reprenant à partir du col des Fours :

- 8) 30 m environ de schistes (Aalénien ?), sableux et jaunâtres dans les derniers mètres (Oxfordien ?).
- 9) 3 m de calcaires plaquetés (Malm ?), barre M2 E.
- 10) 20 m environ de calcschistes sableux jaunes (datés de l'Oxfordien).
- 11) 15 m environ de calcaires plaquetés (Malm ?), barre M1 E.
- 12) Chapelets d'écailles (E.L.) (5 m).

En gros, l'ensemble forme un vaste anticlinal plongeant vers le Sud, qui enveloppe l'extrémité méridionale du Mont-Blanc. De part et d'autre de l'axe cristallin, nous retrouvons le chapelet d'écail-

les et le redoublement de la barre du Malm. Aussi, bien que le faciès de l'Oxfordien évolue légèrement d'un côté à l'autre, nous pouvons dire que les deux bandes sédimentaires sont symétriques par rapport au cœur de la structure.

Cette symétrie, nous allons la retrouver dans toutes les coupes suivantes, au fur et à mesure de notre déplacement vers le Sud.

### 3.2. LA RÉGION ROCHER DU VENT / ROC DU BIOLLEY.

A partir de la transversale de la Crête des Merles, le cœur triasico-liasique s'enfonce sous la couverture pour ne plus réapparaître. Dès lors, l'unité n'est plus représentée que par les niveaux tertiaires (?) qui la bordent à l'Est et à l'Ouest, et par les replis du Jurassique supérieur.

#### *Les chapelets d'écailles.*

A l'Est, nous suivons très bien le chapelet d'écailles (EL) depuis le col des Saucés jusqu'aux chalets du Plan de la Lai. La partie supérieure de la première barre calcaire M1E contient des niveaux jaunes dolomitisés parfois séparés des écailles par quelques mètres de schistes. Cette limite se poursuit vers le Sud en direction de la Petite Berge, puis au niveau de la cascade, passe dans la falaise du versant occidental de Grande

Berge, où elle semble rejoindre la limite occidentale de l'unité.

A l'Ouest, la dernière des écaïlles cristallines de la bande externe (EP) est visible au-dessus de la ferme de la Planta, en rive gauche du torrent de la Gitte. Au-delà, le chapelet d'écaïlles cristallines est remplacé par un niveau calcaire à petites Nummulites, la barre Priabonienne se substituant morphologiquement aux ressauts engendrés par les écaïlles. Les calcaires à Nummulites vont former un ressaut important à mi-pente sur le versant Sud-Ouest du Rocher du Vent (Panorama 11) puis, disparaissent sous les éboulis du flanc Ouest de la Grande Berge.

*Les replis du Jurassique supérieur du Rocher du Vent.*

Les deux bandes sédimentaires Est et Ouest qui se sont juxtaposées sur la transversale de la Crête des Merles forment maintenant un empilement de 4 barres calcaires.

Les deux barres orientales forment respectivement les arêtes sommitales de la Crête des Merles (MIE) et du Rocher du Vent (M2E). Puis, elles

fusionnent au niveau du Doron et forment le Roc du Biolley (ME). Cette dernière falaise calcaire, haute de plus de 100 mètres, montre, dans son tiers inférieur, une importante vire schisteuse qui doit correspondre au cœur anticlinal du repli.

Les barres de la bande occidentale sont séparées des précédentes par un contact anormal (FB) qui s'amortit progressivement. Vertical au col du Bonhomme, il s'infléchit puis se déverse nettement vers l'Ouest au Rocher du Vent. Ces deux barres (M10 et M20) forment les deux ressauts compris entre la falaise nummulitique (N) et la barre du sommet (M2E) dans le flanc Sud-Ouest du Rocher du Vent (fig. 11). La mince vire schisteuse qui les sépare disparaît au Sud du Doron. Elles ne forment alors plus qu'un seul ressaut calcaire (MO) entaillé par la route sous le Roc du Biolley. Les deux barres (ME et MO) disparaissent à leur tour un peu plus au Sud, et c'est toute l'unité qui s'ennoie ainsi dans le flanc occidental de la Grande Berge. Plus au Sud, les deux grands ensembles II et IV viennent directement au contact l'un de l'autre, sans l'intermédiaire d'un chapelet d'écaïlles comme nous pourrions nous y attendre s'il s'agissait d'écaïlles tectoniques.

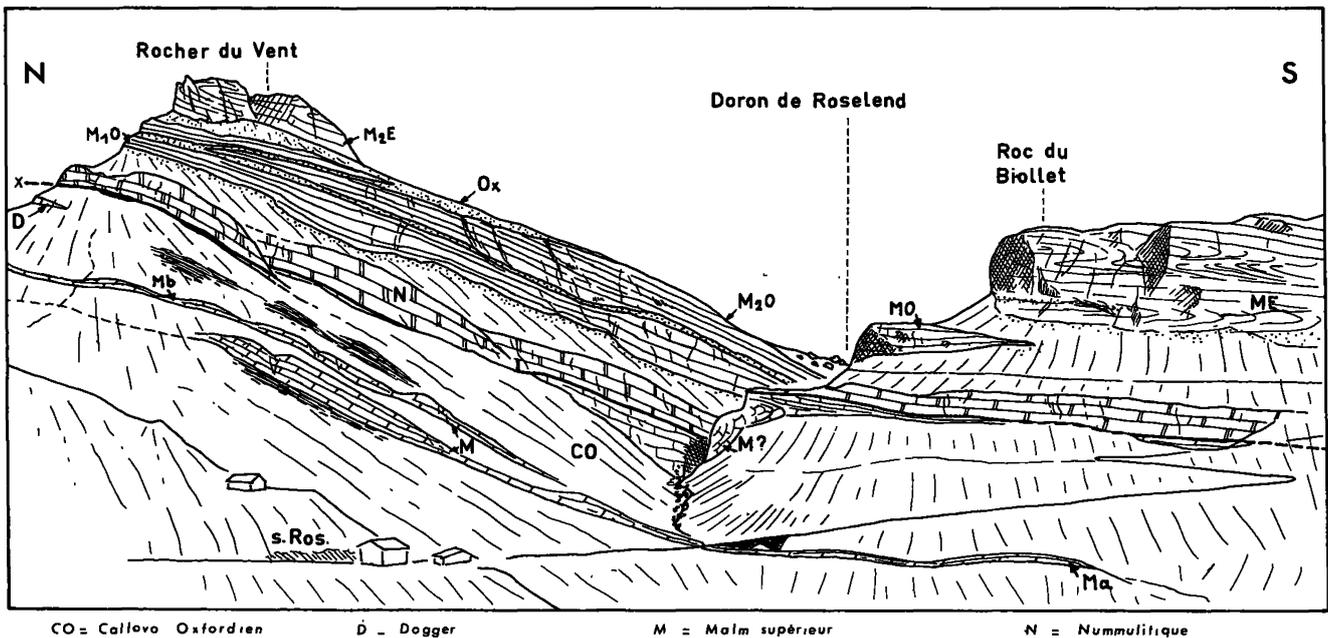


Fig. 11. — Le Rocher du Vent, vu du col de Meraillet.

### 3.3. LES DÉFORMATIONS INTERNES DE L'UNITÉ.

La schistosité, toujours aussi dense, change légèrement d'orientation et se rapproche d'une direction plutôt N 50° E avec un pendage vers l'Est de 30° à 60°. Les linéations d'étirement se modifient également et prennent des valeurs de l'ordre de N 100° E.

L'examen de petits plis décimétriques permet de mieux comprendre le style de déformation de l'unité. En effet, ces petits plis « enroulent » de nombreux microplis plus anciens, eux-mêmes accompagnés d'une schistosité de strain slip. L'unité a donc été affectée par au moins deux stades de déformations synschisteuses.

Seules trois mesures de cristallinité de l'illite ont été prises sur des échantillons de cette unité. Les valeurs trouvées CR 2,9, Cr 3,4 avec paragonite et Cr 3,6 sont à nouveau des cristallinités d'an-chizone.

### 3.4. GRANDS TRAITÉS STRUCTURAUX.

L'unité entière apparaît comme un vaste anticlinal d'axe N 30° E à 40° E, penté vers le Sud, dont les deux flancs, séparés par une fracture axiale, portent des séries légèrement différentes et sont nettement déversés vers le Nord-Ouest. Le socle cristallin de l'extrémité Sud du massif du Mont-Blanc, par l'intermédiaire de cette faille axiale (FB), chevauche même le flanc occidental de l'unité. Nous voyons ainsi (ce que laissait déjà prévoir le comportement de la lame de la Gitte) que le socle cristallin, loin de se cantonner à de simples mouvements verticaux ou longitudinaux, participe également au chevauchement général de la couverture vers le Nord-Ouest.

### 4. L'unité de la crête des Gittes.

Au-delà des écaillés cristallines du rebord oriental de l'unité précédente, vient une puissante masse de schistes aaléniens d'où émergent quelques bandes de calcschistes gréseux, attribués au Jurassique moyen, et un petit ressaut épais de 10 à 20 mètres de calcaires spathiques datés du Sinémurien. La limite entre les deux unités ( $\varphi$  CG)

n'étant pas très nette, cette petite barre permet de nous repérer. Vers l'Ouest, le chevauchement des premières unités du domaine valaisan est souligné par un niveau triasique à cargneules et quartzites.

### 4.1. LA LIMITE OCCIDENTALE DE L'UNITÉ.

Sur l'arête Sud-Est de la Tête Sud des Fours, un petit pointement rocheux en forme de bec se découpe dans le ciel. Il s'agit de la barre des calcaires sinémuriens qui jalonne le contact occidental. Elle se suit bien jusque vers le chalet du col de la Croix du Bonhomme, puis se dirige vers la Crête des Gittes qu'elle contourne par l'Ouest. Là, dans les abrupts qui dominent le col des Saucés, elle disparaît. Nous la retrouvons plus au Sud, vers les chalets du Plan de la Lai, en arrière du Roc du Biolley. De là, elle monte en direction de la Grande Berge, redescend vers Treicol puis, par l'intermédiaire de petits affleurements sporadiques, sort de la région étudiée vers le Sud.

### 4.2. LE PROLONGEMENT DE L'UNITÉ VERS LE SUD, A PARTIR DE LA TÊTE SUD DES FOURS.

L'unité borde la partie orientale de la couverture du massif du Mont-Blanc d'une épaisse série schisteuse monotone. Le long de l'arête Sud-Est de la Tête Sud des Fours, elle est marquée par un ressaut peu prononcé correspondant à la présence, dans les schistes, de niveaux plus calcaires contenant de petits lits de quartz. Ce sont les calcaires gréseux zonés du Jurassique moyen, les *arenarie zonate* des auteurs italiens (CITA M.B., 1953). Le chemin qui descend depuis le chalet du col de la Croix du Bonhomme aux Chapieux, serpente assez longtemps sur ce niveau qui, formant un vaste V topographique, remonte soudain et va former la Crête des Gittes. Nous le retrouvons ensuite à l'Est de la Grande Berge puis, vers les chalets du Dard où il forme un ensemble original, bien distinct des schistes aaléniens.

### 4.3. LE CHEVAUCHEMENT DU DOMAINE VALAISAN, LIMITE ORIENTALE DE L'UNITÉ.

Cette limite est le seul élément de l'unité qui se suive de façon continue du Nord au Sud. Elle

est jalonnée par les niveaux triasiques de la plus externe des unités valaisanes, qui forment un res-saut important dans l'arête Sud-Est de la Tête Sud des Fours. Ils se suivent jusqu'aux chalets de la Raja, puis, après avoir traversé une zone plus ou moins glissée, remontent vers les chalets du Truc. Au Cormet de Roselend, les quartzites et les carneules du Trias forment le talus de la route. La limite passe ensuite à l'Ouest de la Grande Berge, à Treicol, au passage des Embouchures, puis rejoint le Cormet d'Arêches.

#### 4.4. LES DÉFORMATIONS INTERNES DE L'UNITÉ.

La schistosité a une direction N 40° E à N 60° E, pentée de 40° à 60° vers l'Est. Les linéations d'étirement dans les plans de schistosité sont dirigées selon une direction moyenne N 60° E.

Une seule mesure de cristallinité a été effectuée dans ce secteur. La valeur élevée (Cr 3,2), et cela malgré la présence de paragonite, montre que nous sommes très proches de l'épizone.

#### 4.5. STRUCTURE GÉNÉRALE.

Cet ensemble est surtout remarquable par sa continuité et sa monotonie. Il constitue un épais « tampon » schisteux (Aalénien) entre le domaine valaisan et les séries rattachées aux massifs cristallins externes.

### CONCLUSIONS : ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE COMPARAISON AVEC LES RÉGIONS VOISINES

#### 1. Conséquences de l'étude stratigraphique : Evolution paléogéographique.

##### *L'histoire antéstéphanienne.*

Aussi bien C. BORDET (1961) et F. CARME (1970) pour le massif de Belledonne, que J. VON

RAUMER (1976) pour celui du Mont-Blanc, considèrent les fractures N 30° E comme responsables de l'architecture anté-stéphanienne des massifs cristallins.

##### *Le Houiller.*

Les sédiments du Houiller vont se déposer parallèlement aux grandes fractures de socle, dans de petits bassins continentaux aménagés par leurs rejeux verticaux. La sédimentation fine du rameau interne s'oppose aux puissants conglomérats du rebord du massif.

##### *Le Trias.*

Sur Belledonne, la faible épaisseur des dépôts indique une transgression dans un milieu sublittoral devenant progressivement lagunaire. La tectonique synsédimentaire est active au niveau du futur massif du Mont-Blanc : les brèches sont fréquentes et nous connaissons deux discordances par ravinement. L'encroûtement ferrugineux des derniers conglomérats annonce une nouvelle tendance à l'émersion.

Ces deux domaines, bien distincts, étaient donc, soit très éloignés dans l'espace, soit plus proches mais séparés par un seuil : le claveau cristallin-houiller de la Gitte (future lame de la Gitte).

##### *Le Lias.*

Sur le massif de Belledonne débute le remplissage du « sillon dauphinois ». Les dépôts épais, couvrant de grandes surfaces, vont se poursuivre pendant tout le Lias, sauf peut-être sur la bordure Sud-Est du massif actuel où les dépôts liasiques semblent absents ou en tous cas très incomplets.

Sur le massif du Mont-Blanc, la mer tente de s'installer et les premiers dépôts de marnes et de calcaires à ammonites de l'Hettangien indiquent une forte subsidence. Rapidement cependant, le substratum va à nouveau se soulever et, dès le Sinémurien, apparaissent des niveaux spathiques et bréchiques à l'Ouest, tandis que le panneau oriental immergé est débarrassé de sa couverture liasique. Sur les deux panneaux vont se déposer ensuite les « grès singuliers » du Pliensbachien (?), dont la grosseur des éléments détritiques atteste la présence de terres émergées voisines.

A la fin du Lias, une subsidence générale affecte la région. La mer dépose alors les sédiments vaseux de l'Aalénien, sauf peut-être sur certaines parties de l'unité de la Gitte restées émergées et auxquelles nous pouvons attribuer la valeur de cordillère.

#### *Le Dogger (?)*

A nouveau, les unités sont bien individualisées.

Sur Belledonne, se déposent les séquences rythmiques négatives de la série de Roselend, reflet de la subsidence saccadée du socle, et les calcaires spathiques à petits éléments dolomitiques, témoins de la présence de hauts fonds ou de terres émergées soumis à l'érosion.

Dans l'unité de la Gitte, ce sont également des calcaires spathiques gréseux qui représentent le Dogger à l'Est. Sur le rebord occidental, la « cordillère » de la Gitte est graduellement reprise par la mer. Les oolithes ferrugineux de la partie orientale peuvent être mis en rapport avec cette transgression dont les premiers niveaux sont également très ferrugineux.

Curieusement, la couverture du Mont-Blanc ne contient aucun niveau qui puisse être attribué avec certitude au Dogger.

Dans l'unité de la Crête des Gittes, nous le trouvons à nouveau sous le faciès de calcaires légèrement spathiques, arénacés, zonés.

#### *L'Oxfordien*

Si le bassin de la Gitte semble assez profond, comme l'attestent d'épais dépôts marneux à ammonites et à petits bancs calcaires, son rebord occidental, immergé depuis la fin du Jurassique moyen, fonctionne comme un haut fond et n'est recouvert que par quelques mètres de marnes noires.

La couverture du Mont-Blanc avec ses faciès plus détritiques devait se déposer dans un bassin plus tourmenté.

#### *Le Malm supérieur*

La mer dépose sur toute la région une couche épaisse et monotone de calcaires pélagiques, sauf sur le seuil de la Gitte où à nouveau le faciès est

réduit. Il présente en plus de nombreuses passées de silice amorphe.

#### *Le Crétacé*

Les seuls dépôts conservés et attribués avec doute au Crétacé montrent une alternance de marnes et calcaires.

#### *Le Tertiaire*

La mer envahit la région pendant l'Eocène et dépose des marnes, des calcaires finement gréseux et des grès. Il semble également que l'on puisse interpréter les nombreuses écailles sédimentaires et cristallines de l'unité du Mont-Blanc comme de véritables olistolithes déposés dans les bassins priaboniens.

## **2. Principaux résultats de l'étude structurale : Essai d'interprétation géodynamique.**

### **2.1. RAPPEL DES PRINCIPAUX RÉSULTATS, SYNTHÈSE.**

Les résultats à l'échelle régionale ont été rassemblés sous la forme d'une série de coupes et de schémas structuraux (fig. 12 à 14).

En premier lieu, nous remarquons :

— la continuité de l'ensemble I qui semble indéniablement en rapport avec le socle de Belledonne ;

— la limitation de la lame de la Gitte au Nord de Roselend et, au contraire, la continuité du reste de l'ensemble II sur tout le secteur étudié ;

— l'ensemble III qui encadre la terminaison Sud du massif du Mont-Blanc, en position de voûte anticlinale plongeante vers le Sud et déversée vers le Nord-Ouest ;

— la continuité de l'ensemble IV, bordant à l'Ouest le domaine valaisan.

D'un point de vue purement tectonique, cet examen fait ressortir d'une part le morcellement des grandes structures selon de nombreuses fractures N 30° E et un étirement général apparent selon cette direction, d'autre part le déversement vers le Nord-Ouest des couvertures sédimentaires et de lambeaux de socle à l'Ouest de l'axe cristallin du

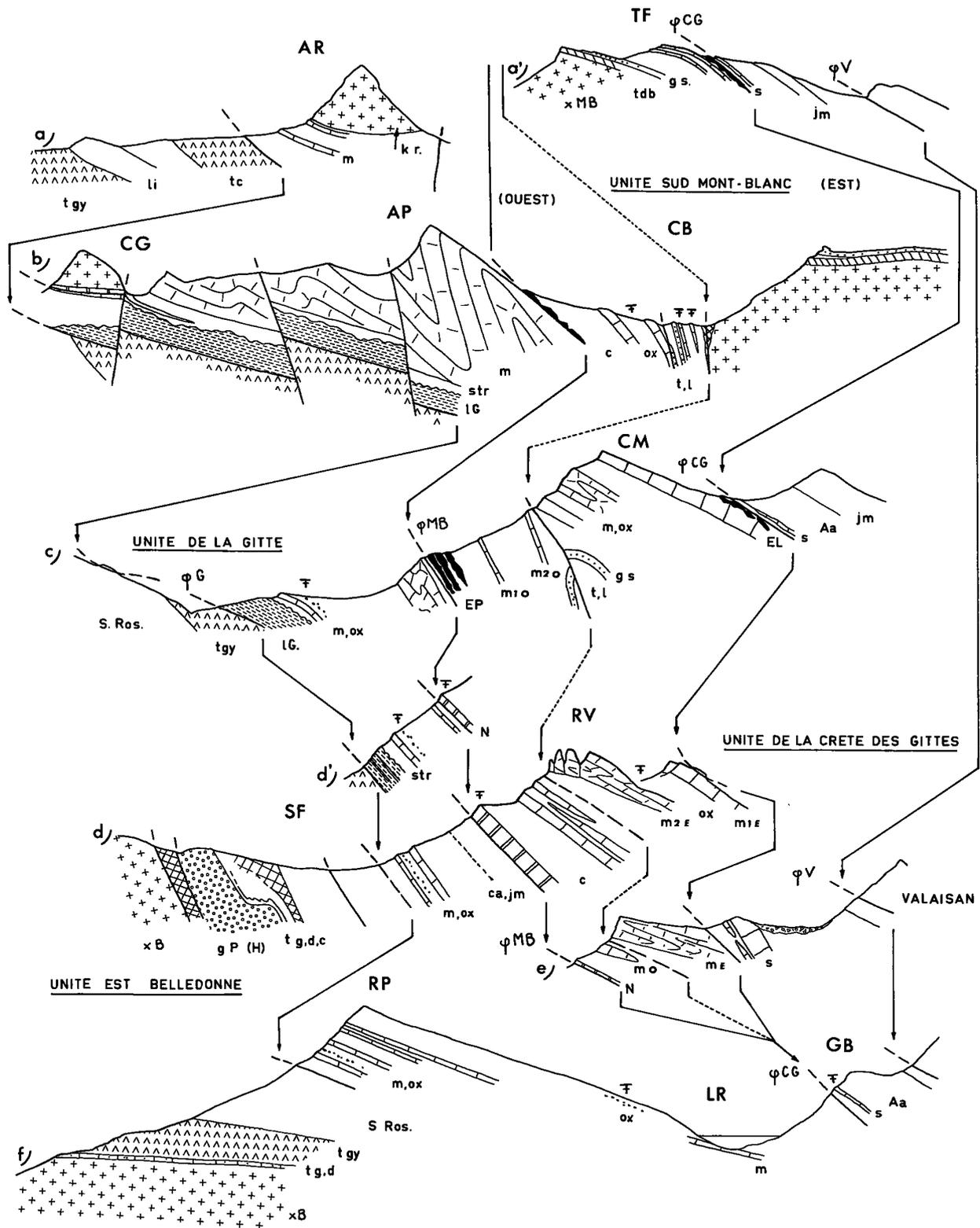


Fig. 12. — Coupes NO-SE, évolution des unités du Nord au Sud.

# SCHEMA STRUCTURAL (NE de Roselend)

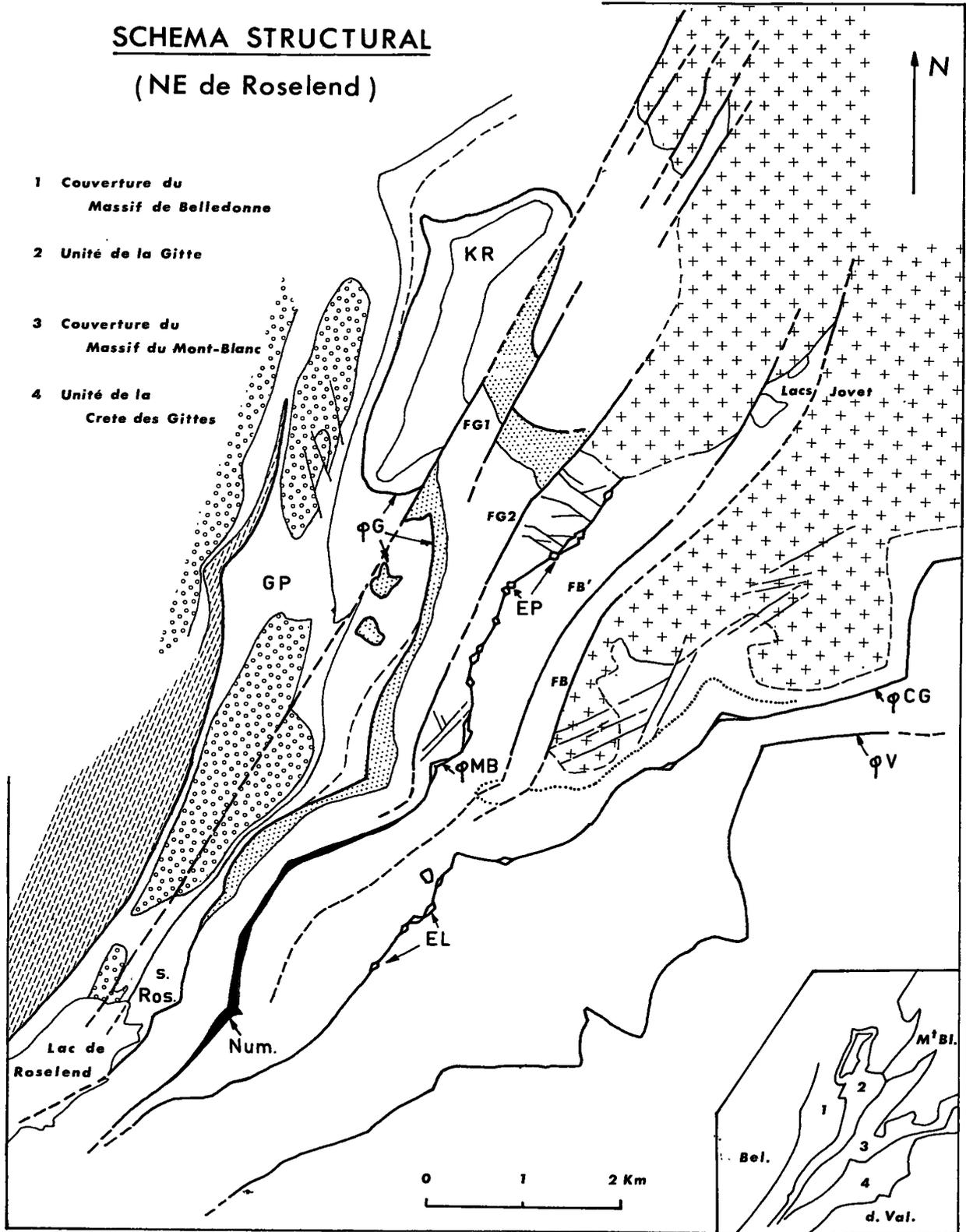


Fig. 13. — Schéma structural (Nord-Est de Roselend).

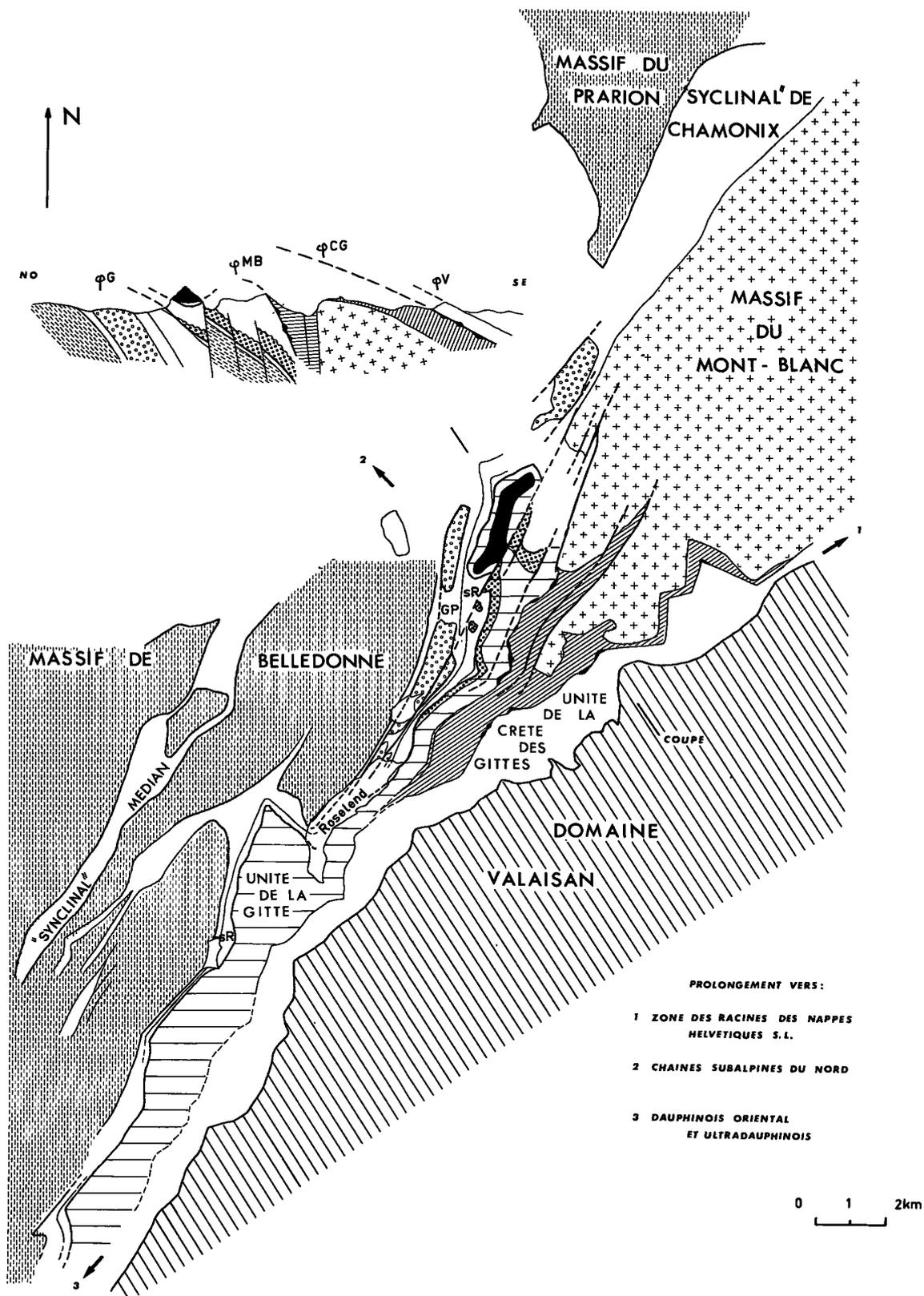


Fig. 14. — Carte structurale régionale.

Mont-Blanc. C'est à ce déversement qu'est dû l'étirement réel des structures, mesuré sur le terrain, N 50° E dans des plans de schistosité sub-horizontaux à légère pente Est. Ce style tectonique complexe peut donc se décomposer en deux modes de déformations bien différents et superposés.

Le premier correspond à une succession de stades de déformations rigides dont la constance dans le temps est remarquable. En effet, ces grandes fractures N 30° E ont fonctionné du Paléozoïque au Priabonien et sans doute jusqu'au Pliocène. Si leurs derniers mouvements ont été essentiellement verticaux, il est fort probable que ces fractures ont joué à un moment ou un autre comme de grands décrochements.

Ceci pourrait expliquer les brusques variations de faciès observées d'un claveau à l'autre (et que n'expliquent pas totalement les seuls jeux verticaux des fractures) et surtout les difficultés que nous éprouvons à interpréter la continuité des structures d'un claveau à l'autre.

Le second mode de déplacement a été facilité par une multitude de grandes et de petites failles. Les unes, subhorizontales vont de la simple schistosité à de véritables plans de chevauchement kilométriques. Les autres, subverticales, forment, à toutes les échelles, des systèmes de failles normales conjuguées.

Ce fin découpage des unités a permis un style de déformations très souple ayant engendré de grands « plis » couchés. Contrairement au jeu des fractures de socle, ce mouvement ne s'est produit qu'une seule fois pendant l'histoire orogénique de la région, probablement à la fin du Priabonien.

L'observation attentive des microstructures montre l'existence de deux stades (au moins) de déformations synschisteuses. L'un d'eux est forcément anté-priabonien puisque les linéations d'étirement (N 140° E à N 160° E) qui correspondent au chevauchement de la fin du Priabonien reprennent les axes de microplis résultant d'une première schistosité.

L'analyse de la cristallinité des illites présente une grande homogénéité pour l'ensemble des valeurs, quel que soit le niveau et le lieu de prélèvement des échantillons analysés. La région a été affectée d'un métamorphisme d'anchizone proche

de l'épizone, qui a nécessité des températures de l'ordre de 200° à 300 °C. Il a affecté les dépôts de tous âges, y compris le Priabonien.

## 2.2. EVOLUTION GÉODYNAMIQUE : ESSAI D'INTERPRÉTATION DE L'HISTOIRE DES DÉFORMATIONS SUBIES PAR LA RÉGION ÉTUDIÉE DEPUIS LA FIN DE L'ÉPOQUE HERCYNIEUNE.

De petits mouvements de socle, générateurs de brèches dans diverses parties de la région, vont se succéder durant tout le début du Secondaire, notamment pendant le Trias, le Lias moyen et le Jurassique moyen. Ces mouvements prémonitoires annoncent les grands mouvements alpins de la fin du Crétacé et du Tertiaire.

L'absence de sédiments entre le Jurassique supérieur et le Priabonien nous prive malheureusement de l'enregistrement daté des déformations pendant 100 millions d'années environ. Nous pourrions cependant, rapporter notre première phase synschisteuse anté-priabonienne, au Crétacé supérieur, comme par exemple dans le Dévoluy.

Aussitôt créé, cette schistosité va permettre un nouveau type de déformation, par glissement sur S1, et engendrer le second stade de déformation. Cette phase, génératrice de grands plis isoclinaux, a donc affecté un matériel très plastique. Nous devons lui attribuer la forme tourmentée des calcaires, avec leurs multiples replis et leurs systèmes de failles normales, ainsi que la remarquable homogénéité des déformations aux différentes échelles d'observation. Elle correspond à un déversement vers le Nord-Ouest accompagné d'un réajustement des structures selon la direction N 140° E - N 160° E à l'Ouest du Mont-Blanc et N 60° E à l'Est, ce que soulignent les linéations d'étirement dans les plans de schistosité. De grands panneaux rigides (lame de la Gitte, ...) participent à ces mouvements.

Ces mouvements, générateurs de la schistosité S2, semblent contemporains du métamorphisme (qui affecte les sédiments priaboniens). Ils datent selon toute vraisemblance de la fin du Priabonien et correspondent à la période d'écrasement des schistes cristallins du Mont-Blanc, fixée à environ 40 millions d'années (LEUTWEIN *et al.*, 1970).

Le soulèvement des massifs cristallins, qui a

notamment pour conséquence le rejeu vertical des grandes fractures N 30° E, termine cette histoire orogénique.

### 3. Comparaison avec les régions voisines.

Ces nouvelles interprétations tant stratigraphiques que structurales nous poussent à élargir notre champ d'investigation et à essayer d'intégrer les diverses unités de Roselend dans un cadre plus vaste.

Si ces unités s'interrompent brusquement au Sud-Est où elles sont chevauchées par le domaine valaisan, elles se prolongent par contre de façon très nette au Nord-Est et au Nord, de part et d'autre du massif du Mont-Blanc, et au Sud-Ouest où elles longent le rebord oriental de Belledonne. L'amorce du chevauchement vers le Nord-Ouest, constaté à Roselend, nous incite à regarder aussi ce qui se passe à l'Ouest et au Nord de Belledonne, dans les chaînes subalpines du Nord.

#### 3.1. NORD-EST : LA ZONE DES RACINES DES NAPPES HELVÉTIQUES *s.l.*

(Ce problème a déjà été largement développé dans les notes de P. ANTOINE *et al.*, 1975-1976).

La zone des racines des nappes helvétiques a été étudiée par M.B. CITA (1951) et G. ELTER (1953) dans le Val Ferret italien et le Val Veni, ainsi que par K. GRASMUCK (1961) dans le Val Ferret suisse.

En Suisse, cet auteur a distingué deux unités, la couverture autochtone du Mont-Blanc, et la zone des racines des nappes helvétiques *s.l.* à l'Est. Dans ces unités, les faciès rappellent nettement ceux de nos ensembles III et IV. Le Malm de la série autochtone présente dans sa partie sommitale une « brèche authigène dolomitique » tout comme dans notre ensemble III, et enfin un chapelet de lames cristallines mylonitisées jalonne le toit de la série autochtone. Ces lames marquent ainsi ainsi la limite entre les deux unités tout comme les écailles du Plan de la Lai séparent nos ensembles III et IV.

En conséquence, il paraît logique d'admettre les conclusions suivantes :

— L'ensemble de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc et de sa couverture auto- et parautochtone (III) est bien l'homologue structural de la série de même nom du Val Ferret suisse.

— Notre « unité de la Crête des Gittes » (IV) représente la prolongation méridionale de la zone des racines des nappes helvétiques *sensu lato*, bien qu'il ne soit pas possible de différencier dans cette dernière unité (IV) les termes qui reviennent à l'Helvétique *s. str.* ou à l'Ultraselvétique.

#### 3.2. NORD : LA ZONE MÉSOZOÏQUE DE CHAMONIX.

La zone de Chamonix a été étudiée dans le détail par E. PAREJAS (1922). Plus récemment, G.F. AMBERGER (1960) et P. LAURENT (1967) se sont plus particulièrement préoccupés du massif cristallin des Aiguilles Rouges et de sa couverture sédimentaire. Ces diverses études ont permis de différencier, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, la série autochtone du massif des Aiguilles Rouges, d'une part, la zone radicale de la nappe de Morcles, sur le rebord externe du massif cristallin du Mont-Blanc, d'autre part.

Il faut remarquer :

— La présence d'une puissante masse de Houiller détritique sur le rebord externe des Aiguilles Rouges, qui peut être mis en parallèle avec le claveau de la Grande Pierrière.

— L'absence de Lias et une transgression générale du Jurassique moyen sur le cristallin des Aiguilles Rouges, ce qui fait penser à la série détritique transgressive de la lame de la Gitte.

— L'existence de faciès et d'un style tectonique, très voisins de ceux de Roselend, assez loin vers le Nord, au col de Balme notamment.

Ainsi, malgré l'absence de bons niveaux repères qui permettraient de faire des corrélations précises, nous pouvons dire que la zone mésozoïque de Chamonix garde indéniablement un cachet « Roselend ».

Nous voici en présence de séries qui, de part et d'autre du Mont-Blanc, semblent avoir un lien avec la nappe de Morcles. Il devient donc très tentant de pousser plus au N nos investigations et de nous intéresser au problème de la nappe de Morcles, surtout lorsque nous lisons dans R. TRÜMPY (1960) : « Il est hors de doute que le flanc inverse de la nappe (de Morcles) se relie à

la partie interne également renversée de la zone mésozoïque de Chamonix... Mais il est tout aussi évident que le flanc normal de la nappe de Morcles encapuchonne le massif du Mont-Blanc, et qu'il est constitué par la couverture décollée de celui-ci ».

### 3.3. LA NAPPE DE MORCLES.

Cette nappe a été étudiée dans le détail par M. LUGEON (1930) et H. BADOUX (1972) au N du Rhône et par L. COLLET (1943) plus au Sud.

La frontière franco-suisse arrange bien les choses ... tant que l'on n'essaie pas de la franchir. De longue date, les géologues suisses admettent la prolongation des nappes parautochtones (Morcles) en France, chose qui avait toujours été plus ou moins contestée par leurs homologues français (J. GOGUEL, 1951-1954, X. PIERRE *et al.*, 1966). Les auteurs qui étudient aujourd'hui les chaînes subalpines du Nord semblent de plus en plus se ranger à cet avis (B. DOUDOUX, 1975 ; B. et J.L. PAIRIS, 1975).

La nappe de Morcles présente certains caractères dont l'analogie avec ceux de notre série de couverture du Mont-Blanc est frappante :

— Elle se présente comme un vaste pli anticlinal déversé vers le Nord-Ouest.

— Le cœur liasique de cette structure présente une série complète comprenant : un Rhétien gréseux, un Hettangien calcaro-marneux, un Sinémurien fait de calcaires spathiques, un Domérien gréseux et un Lias supérieur schisteux.

— Il existe des variations de faciès sensibles entre le flanc normal et le flanc inverse.

— Son flanc inverse repose sur un synclinal priabonien pincé contenant des calcaires à petites Nummulites mais aussi des écaillés cristallines et sédimentaires interprétables comme des olistolithes priaboniens.

Les conclusions de ces trois premiers paragraphes nous conduisent à penser que *le domaine paléogéographique de la nappe de Morcles se prolonge tout naturellement en France*, où il est représenté par la couverture sédimentaire de l'extrémité Sud du massif du Mont-Blanc (notre ensemble III), et que ce domaine a donc pour patrie le socle cristallin du Mont-Blanc. Ceci admis, les

écaillés cristallines du Val Ferret pourraient à leur tour être interprétées comme des olistolithes priaboniens (ce qui reste tout de même à prouver) et, par ailleurs, la disparition progressive, du Nord vers le Sud, des termes crétacés de la nappe de Morcles sous la discordance Tertiaire, expliquerait peut-être la quasi-absence de Crétacé à Roselend.

### BIBLIOGRAPHIE

- AMBERGER (G.F.) (1960). — L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais) (*Publ. Lab. Géol. Genève*, n° 108, 103 p.).
- ANTOINE (P.) (1971). — La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière Italo-Suisse (*Géologie Alpine*, Mém. n° 9, 367 p.).
- ANTOINE (P.) et LANDRY (P.) (1976). — Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristallin Belledonne/Mont-Blanc (*Eclogae geol. Helv.*, 69/2, p. 403-413).
- ANTOINE (P.), PAIRIS (B.) et PAIRIS (J.L.) (1975). — Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France) (*Géologie Alpine*, t. 51, p. 5-23).
- APRAHAMIAN (J.) (1974). — La cristallinité de l'Illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (*Géologie Alpine*, t. 50, p. 5-15).
- AYRTON (S.) (1972). — Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France (*Elogae geol. Helv.*, 65/2, p. 321-326).
- BADOUX (H.) (1972). — Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne (*Mat. carte geol. Suisse*, n° 143, 78 p.).
- BARBIER (R.) (1944 a). — Sur l'existence d'un dôme émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Chatelard (Rocheray), près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) (*C.R.S.G.F.*, p. 38).
- BARBIER (R.) (1946). — Le Nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, p. 97-98).
- BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère (*Mém. S.C.G.F.*).
- BARBIER (R.) (1960-1963). — Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise (*Livre à la mémoire de P. Fallot*, t. II, p. 321-329).

- BARBIER (R.) (1962). — Les reliefs « vindeliens » et la transgression liasique dans la zone dauphinoise ; aperçu paléogéographique de cette zone au Lias (*Colloque sur le Lias Français. Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 691-694).
- BOIS (J.P.) (1959). — Galerie d'amenée de Roselend à la Bathie (Savoie) (*Documents B.R.G.M.*, Hy, Th 10, A1416, 11 p.).
- BOIS (J.P.) et RICOUR (J.). (1955). — Observations géologiques effectuées dans la galerie d'alimentation de la chute de Roselend (Savoie) (*Documents B.R.G.M.*, Hy Th 10, A794, 30 p.).
- BORDET (C.) (1952). — Observations sur la tectonique du cristallin dans les massifs de l'Aiguille de Roselette, de la Tête de la Cicle et de l'Aiguille de la Pénaz au Sud-Est du Mont-Blanc (*C. R. Ac. Sc.*, t. 234, p. 450-452).
- BORDET (C.) (1961). — Recherches géologiques sur la partie septentrionale de Belledonne (Alpes Françaises) (*Thèse, Paris, Mém. S.C.G.F.*, 218 p.).
- CARFANTAN (J.C.) (1973). — La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville ; caractères stratigraphiques et structuraux (*Ann. C.U. Savoie*, t. I, p. 119-124).
- CARFANTAN (J.C.) (1975). — Les terrains ante-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes, Savoie) ; caractères stratigraphiques et structuraux (*Ann. C.U. Savoie*, t. 2, p. 59-67).
- CARME (F.) (1970). — Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements (*C.R. Ac. Sc.*, t. 271, p. 2232-2235).
- CITA (M.B.) (1953). — Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta). (*Boll. Serv. geol. Italia*, v. 75, p. 69-172).
- COLLET (L.). (1943). — La nappe de Morcles entre Arve et Rhône (*Mat. carte géol. Suisse*, n° 79).
- DOUDOUX (B.) (1973). — Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie) (*Ann. C.U. Savoie*, t. I, p. 125-139).
- DUMAS (J.P.). (1964). — Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie) (*D.E.S., Grenoble*, 81 p., dactyl.).
- ELTER (G.) (1953). — Osservazioni geologiche nella regione di Courmayeur (Alta Valle d'Aosta) (*Publ. Ist. Geol. Univ. Torino*, II, p. 86-93).
- FAVRE (A.) (1867). — Géologie de la région du Mont-Blanc (*Masson, Paris*, 3 t.).
- FUDRAL (S.) (1973). — Contribution à l'étude de l'Unité de Moutiers (zone des brèches de Tarentaise). (*Thèse de III<sup>e</sup> cycle*, Grenoble).
- GAND (G.) (1973). — Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne, de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte (Savoie). (*Thèse III<sup>e</sup> cycle*, Grenoble).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1929). — Observations à propos de deux notes récentes de Géologie alpine : grès singuliers du col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Equisétites du Briançonnais (*C.R.S.G.F.*, I-II, p. 17-19).
- GOGUEL (J.) (1948). — Dérivation Bionnassay-Gittaz et prise sous-glaciaire de Bionnassay (*Documents B.R.G.M.*, Hy Th 10, 24 p.).
- GOGUEL (J.) (1951). — Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins (*B.S.G.F.*, (16), t. I, p. 439-451).
- GOGUEL (J.) (1954). — La zone radicale de la nappe de Morcles (*B.S.C.G.F.*, t. LII, n° 241, p. 207-211).
- GRASMUCK (K.) (1961). — Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blancs Massivs (zwischen Sembranacher und dem Col Ferret) (*Eclogae geol. Helv.*, 54/2, p. 351-450).
- GRATIER (J.P.), LEJEUNE (B.), VERGNE (J.L.) (1973). — Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (*Thèse de III<sup>e</sup> cycle*, Grenoble).
- GROS (Y.) (1974). — Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (nord de Belledonne) (*Thèse III<sup>e</sup> cycle*, Grenoble).
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) (1912). — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (*Mém. S.C.G.F.*, t. II, fasc. 2).
- LAURENT (R.) (1967). — Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France) (*Arch. Sc. Genève*, vol. 20, fasc. 2, p. 223-354).
- LEUTWEIN (F.), SONET (J.) et ZIMMERMANN (J.L.) (1970). — Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc (*C.R.A.S.*, t. 271, p. 156-158).
- LORY (C.) et VALLET (P.) (1866). — Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (*B.S.G.F.*, (12), t. 23, p. 580-597).
- LUGEON (M.) (1947). — Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles (*Verhandlungen Nat. Ges. Basel*, vol. LVIII, p. 108-131).
- MASSON (H.) (1972). — Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique (*Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 27-41).
- MENNESSIER (G.) (1965). — Sur la présence de Nummulites dans la région de Roselend (*C.R.S.G.F.*, n° 4, p. 133-134).
- PAIRIS (B.) (1975). — Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie) (*Thèse de III<sup>e</sup> cycle*, Grenoble).

- PIERRE (X.) et USELLE (J.P.) (1966). — Le massif de Sixt (*T.L.G.*, t. 42, p. 203-235).
- RABOWSKI (F.) (1917). — Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar (*Soc. vaudoise sc. nat.*).
- REUIL (J.) (1895). — Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le nord (*B.S.C.G.F.*, t. VII, n° 44, p. 140-143).
- REUIL (J.) (1896-97). — Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme (*B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 53, p. 188-190).
- RITTER (E.) (1897-98). — La bordure sud-ouest du Mont-Blanc (*B.S.C.G.F.*, t. IX, n° 60, 232 p.).
- ROSSET (J.) (1954). — Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie) (*B.S.C.G.F.*, t. 53, n° 247, 147 p.).
- SCHOELLER (H.) (1929). — La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère (*B.S.C.G.F.*, t. XXXIII, 422 p.).
- SCHOELLER (H.) (1930). — Notice explicative, feuille Bourg - Saint - Maurice (*Carte géol. France*, 1/50 000).
- TRÜMPY (R.) (1945). — Le Lias autochtone d'Arbignion (groupe de la dent de Morcles) (*Eclogae geol. Helv.*, 38/2, p. 421-428).
- TRÜMPY (R.) (1952). — Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au sud-ouest du massif du Mont-Blanc (*C.R.S.G.F.*, (6), t. II, p. 149-151).
- TRÜMPY (R.) (1960-1963). — Sur les racines des nappes helvétiques (*Livre à la mémoire de P. Fallot*, t. II, p. 419-428).

Manuscrit déposé le 20 novembre 1977.

#### LISTE DES ABBREVIATIONS UTILISEES DANS LE TEXTE ET POUR LES FIGURES

|               |  |       |   |
|---------------|--|-------|---|
| gl            | : glaciaire;   | Aa    | : Aalénien;   |
| N             | : Priabonien;  | L     | : Lias indifférencié;                                 |
| EP            | : écailles de la Pénaz;  | Ls    | : Lias supérieur, Toarcien;                           |
| EL            | : écailles du Plan de la Lai (olistolithes priaboniens ?);     | Gs    | : « Grès singuliers » (Pliensbachien);                |
| KR            | : klippe de Roselette;   | Lm, s | : Sinémurien;   |
| c             | : Crétacé ?;   | Li    | : Lias inférieur, Hettangien;                         |
| M             | : Malm supérieur calcaire;                                     | t     | : Trias indifférencié;                                |
| Ma, Mb        | : barres calcaires du Malm, de l'unité de la Gitte;            | tg    | : grès  |
| M1 O et M2 O, | : id, de l'extrémité Sud du Mont-Blanc;                        | td    | : dolomie;  |
| M1 E et M2 E, |  | tdb   | : dolomie brèche (Mont-Blanc);                        |
| MO et ME      |  | tc    | : cargneules;   |
| Ox            | : Oxfordien;   | tgy   | : gypse;  |
| Ca            | : Callovien;   | H     | : Houiller;   |
| D, Jm         | : Jurassique moyen;  | GP    | : claveau de la Grande Pierrière (Houiller et Trias); |
| S. Ros.       | : série de Roselend (Lias à J. moy. ?);                        | IG    | : lame de la Gitte (cristallin et Houiller);          |
| str           | : série transgressive réduite de la Gitte (J. moy. à Crétacé); | x     | : cristallin.   |