



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie) - Alpes françaises

Patrice Landry

► **To cite this version:**

Patrice Landry. Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie) - Alpes françaises. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00562487

HAL Id: tel-00562487

<https://theses.hal.science/tel-00562487>

Submitted on 3 Feb 2011

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.

N° d'ordre

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE
GRENOBLE**

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPECIALITE

(MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE)

par

Patrice LANDRY

**CONTRIBUTION A L'ETUDE
GEOLOGIQUE DE LA REGION DE
ROSELEND (SAVOIE)**

Soutenue le 12 juillet 1976 devant la commission d'examen

R. BARBIER

P. ANTOINE

J. DEBELMAS

H. MASSON

P. VIALON

Président

Rapporteur

Examineurs

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

10145714

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier tous les membres du Laboratoire de Géologie de Grenoble, enseignants et techniciens qui m'ont fait profiter de leurs connaissances et ont permis la réalisation de ce travail.

Je remercie particulièrement :

Monsieur P. ANTOINE pour la confiance qu'il m'a accordée et pour la part qu'il a pris à ce travail tant par ses sorties sur le terrain que par les nombreuses discussions que nous avons eues ensemble ;

Monsieur R. BARBIER, président de mon jury, qui a suivi ce travail depuis le début ;

Monsieur J. DEBELMAS, pour l'intérêt qu'il a porté à ces recherches ;

Monsieur P. VIALON qui m'a initié à l'analyse structurale et a toujours trouvé le temps pour répondre à mes questions ;

Monsieur H. MASSON pour sa participation à ce jury et pour les conseils qu'il a bien voulu me donner concernant ce qui touche l'Helvétique. ;

Messieurs JC. BARFETY et JL. PAIRIS pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée tant par leurs sorties sur le terrain que par les nombreuses discussions parfois houleuses que nous avons pu avoir ensemble ;

Monsieur J. APRAHAMIAN "spécialiste maison" des argiles ;

Monsieur J. VON RAUMER qui a bien voulu observer mes lames minces de cristallin ;

Monsieur B. DOUDOUX qui m'a initié à la géologie de terrain dans Les Bauges ;

Messieurs R. MOUTERDE, R. ENAY et A. BLONDEAU qui ont bien voulu examiner et donner un nom aux fossiles que j'osais à peine leur montrer ;

Monsieur H. SCHOELLER pour les précisions qu'il a bien voulu me donner sur son travail déjà ancien ;

Monsieur H. BADOUX qui a bien voulu corriger mon premier Chapitre consacré à l'Helvétique.

Je remercie enfin tous mes parents et amis qui n'ont cessé de m'encourager.

Je dédie ce travail à Christiane qui a dactylographié ce texte,

à mes parents auxquels je dois la chance d'avoir pu poursuivre des études aussi longues et

à ma fille Sophie.

18 AOUT 2003

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS
TABLE DES MATIERES
LISTE DES FIGURES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENÔBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 .. Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION

1. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE..... 3

1.1. Délimitation du sujet..... 3

1.2. Cadre géographique 3

1.3. Cadre géologique 4

2. HISTORIQUE DES RECHERCHES..... 4

2.1. Généralités 4

2.2. L'époque des "géologues explorateurs"..... 4

2.3. Les grands travaux 5

2.4. Les travaux récents 5

PREMIERE PARTIE : DAUPHINOIS ET HELVETIQUE

1. DEFINITIONS . LIMITES GEOGRAPHIQUES..... 9

1.1. Généralités 9

1.2. Les massifs cristallins externes 9

1.3. La couverture sédimentaire en France 11

1.3.1. Les chaines subalpines 11

813.0717

13.11.80
BIBLIOTHÈQUE
GÉOLOGIQUE
MUSEUM
NATURAL
HISTORIQUE
GENÈVE

1.3.2. La zone dauphinoise orientale.....	11
1.3.3. La zone ultradauphinoise	11
1.4. La couverture sédimentaire en Suisse	11
1.4.1. Généralités.....	11
1.4.2. Autochtone et parautochtone (=Helvétique inférieur)	11
1.4.3. Helvétique	13
1.4.3.1. Nappes helvétiques s.str. (Helvétique supérieur).....	13
1.4.3.2. Nappes ultrahelvétiques - supérieur	13
- inférieur	13
1.4.3.3. Klippes de Savoie.....	15
1.4.3.4. Südhelvétiques	15

2. CADRE GEOLOGIQUE

2.1. Critères stratigraphiques et paléogéographiques	15
2.1.1. Trias	15
2.1.2. Lias	15
2.1.3. Dogger	17
2.1.4. Callovo-oxfordien	17
2.1.5. Malm	17
2.1.6. Néocomien	17
2.1.7. Crétacé supérieur	17
2.1.8. Tertiaire	18
2.2. Critères tectoniques	18

2.2.1. Les chaines subalpines, auto- et parautochtone suisse	18
2.2.2. La zone ultradauphinoise	19
2.2.3. Les nappes helvétiques s. str.	19
2.2.4. Les nappes ultrahelvétiques	19
2.3. Les rapports socle-couverture	19
2.3.1. Dans les Alpes françaises	19
2.3.2. Le problème des zones radicales helvétiques..	21
2.4. Critères orogéniques	21

3. COMPARAISON - PRINCIPAUX PROBLEMES

3.1. Les zones ultra-	22
3.2. La corrélation "dauphinois" - "helvétique" ses problèmes	23
3.2.1. Comparaison D.H.	23
3.2.2. Raccord D.H.	23

DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

1. L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE BELLEDONNE

1.1. Le socle métamorphique	27
1.2. Le Houiller	28
1.2.1. Généralités	28
1.2.2. Le Houiller à sédimentation schisteuse pré-dominante	28

1.2.3. Le Houiller à sédimentation détritique grossière prédominante	28
1.2.4. Age de la série	28
1.3. Le Trias	29
1.3.1. Généralités	29
1.3.2. Description détaillée	29
1.3.2.1. Coupe du col de la Louze	29
1.3.2.2. Coupe de la Chapelle de Roselend	30
1.3.2.3. Coupe de la Bathie	30
1.3.3. Problème des cargneules	31
1.3.4. Age	32
1.4. Le Lias	32
1.5. La série de Roselend	33
1.5.1. Généralités	33
1.5.2. Coupe détaillée de la série à Roselend	33
1.5.3. Coupe détaillée de la série à St Guérin	34
1.5.4. Age de la série	36

2. L'UNITE DE LA GITTE

2.1. Le matériel cristallin de la lame de la Gitte	37
2.2. Les schistes Aaléniens	37
2.3. Les calcaires à entroques	38
2.3.1. Généralités	38
2.3.2. Examen détaillé	38
2.3.2.1. Les calcaires détritiques transgressifs	38
2.3.2.2. Les calcaires à entroques du coeur des structures	39

2.3.3. Age de ces niveaux	40
2.4. Les schistes Callovo-oxfordiens	40
2.5. Les calcaires plaquetés massifs	42
2.5.	
 <u>3. L'EXTREMITE MERIDIONALE DU MASSIF DU MONT-BLANC</u>	
3.1. Le socle cristallin	42
3.2. Le Trias	42
3.2.1. Généralités	42
3.2.2. Coupe du col de la Bathie	43
3.2.3. Age de la série	45
3.3. Le Lias	45
3.3.1. Généralités	45
3.3.2. Etude détaillée	45
3.3.2.1. Coupes entre la Sausse et le col du Bonhomme	45
3.3.2.2. Les "Grès singuliers" du col du Bonhomme	47
3.3.3. Age	48
3.4. La série schisteuse	48
3.5. Les calcaires plaquetés	49
3.5.1. Généralités	49
3.5.2. Description détaillée	49
3.5.2.1. Les différents faciès	49
3.5.2.2. Les niveaux jaunêtres	50
3.5.3. Age	51

3.6. Le Tertiaire	51
3.6.1. Généralités	51
3.6.2. Les calcaires à petites Nummulites	51
3.6.3. Les grès	52
3.6.4. Les lames de cristallin	53
<u>4. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES</u>	
4.1. Les calcaires à entroques du Lias	54
4.1.1. Généralités	54
4.1.2. Description détaillée : coupe du plan de la Lai	54
4.1.3. Age	55
4.2. Les schistes argileux à miches	55
4.3. Les calcaires zonés	56
<u>5. LE QUATERNAIRE</u>	
5.1. Introduction	57
5.2. Le Quaternaire lié au matériel cristallin	57
5.2.1. Généralités	57
5.2.2. Les éboulis	58
5.2.3. Les "glaciers rocheux".....	58
5.3. Le Quaternaire lié aux schistes argileux	59
5.3.1. Généralités	59
5.3.2. Les grands glissements de versants	60
5.3.3. Les produits d'altération sur place	60
5.4. Le Quaternaire lié aux calcaires	60
5.4.1. Généralités	60
5.4.2. Les versants O	61
5.4.3. Les versants E	61
5.4.4. Les versants N et S	61
5.4.5. Les formes de dissolution	62

5.5. Les formes à matériel mixte	62
5.5.1. Les cônes de déjection	62
5.5.2. Les remplissages flucio-glaciaires.....	62
5.5.3. Les produits morainiques	63

TROISIEME PARTIE : ETUDE STRUCTURALE

1. INTRODUCTION : LA COUPE NATURELLE DU ROCHER DU VENT

2. L'EXTREMITÉ NE DU MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE ET SA
COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE

2.1. Introduction	73
2.2. Le remplissage sédimentaire du "synclinal médian".....	73
2.2.1. Introduction	73
2.2.2. Structure	73
2.2.3. Déformations internes : métamorphisme, microstructures	74
2.3. Les lambeaux sédimentaires associés au rameau interne de Belledonne	77
2.4. Le claveau de la Grande Pierrière	77
2.4.1. Introduction	77
2.4.2. La structure	78
2.4.3. Continuité	79
2.5. La série de Roselend	79
2.5.1. Série stratigraphique, limites	79
2.5.2. Extension de la série de Roselend	79
2.5.2.1. Vers le N.	79
2.5.2.2. La série charriée de Roselette	80
2.5.2.3. Vers le S	81
2.5.3. Les déformations internes de la série	81
2.5.3.1. Les microstructures	82
2.5.3.2. Le métamorphisme	83

3. L'UNITE DE LA GITTE

3.1. Introduction	84
-------------------------	----

3.2. La limite occidentale de l'unité de la Gitte	84
3.2.1. La lame cristalline de la Gitte	84
3.2.2. Le problème de l'enracinement de la lame de la Gitte	85
3.2.3. La klippe de Roselette, prolongement occidental éventuel de la lame de la Gitte	86
3.2.4. La limite occidentale de l'unité de la Gitte au S de Roselend	87
3.3. La couverture mésozoïque de la lame cristalline de la Gitte ...	88
3.3.1. Coupe détaillée de la série entre le col de Sur Frêtes et le Rocher du Vent	88
3.3.2. La région Roches Franches-Aiguilles de la Pénaz Prolongement de l'unité vers le N.	90
3.3.3. Roche Parstire/Mont des Acrais, Pointe de Riondet/ Col de la Louze ; prolongement S de l'unité.	92
3.4. Les déformations internes de l'unité	94
3.4.1. Les microstructures	94
3.4.2. Le métamorphisme	96
3.5. Enseignement provisoire à tirer de l'étude de l'unité de la Gitte	97
 <u>4. L'EXTREMITE MERIDIONALE DU MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC ET SA COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE .</u>	
4.1 Introduction	99
4.2. La région col du Bonhomme-col des Fours	99
4.2.1. Le coeur cristallin et son tégument triasico- liasique	101
4.2.2. La bande sédimentaire	101
4.2.3. La bande sédimentaire orientale	103
4.3. Etude de l'unité vers le S dans la région Rocher du Vent- Roc du Biolley	105
4.3.1. Les limites de l'unité	105
4.3.2. Les replis du Jurassique supérieur du Rocher du Vent	105
4.4. Les déformations internes de l'unité	106

4.4.1. Les microstructures	106
4.4.2. Le métamorphisme	107
4.5. Conclusions provisoires sur la structure de l'unité	107
<u>5. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES</u>	
5.1. Introduction	109
5.2. La limite occidentale de l'unité	109
5.3. Le prolongement de l'unité vers le S, à partir de la Tête Sud des Fours	109
5.4. La limite orientale	110
5.5. Les déformations internes de l'unité	110
5.5.1. Les microstructures	110
5.5.2. Le métamorphisme	110
<u>SYNTHESE GENERALE, COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES</u>	
<u>1. RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE :</u>	
<u> CONSEQUENCES : L' EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE REGIONALE</u>	
1.1. Les séries stratigraphiques	
1.1.1. Couverture auto- et parautochtone du massif cristallin de Belledonne	113
1.1.2. L'unité de la Gitte	115
1.1.3. L'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc	115
1.2. Evolution paléogéographique	116
1.2.1. L'histoire anté-stéphanienne	116
1.2.2. Le Houiller	117
1.2.3. Le Trias	117
1.2.4. Le Lias	117
1.2.5. Le Dogger	117
1.2.6. L'Oxfordien	118
1.2.7. Le Malm supérieur	118
1.2.8. Le Crétacé	118
1.2.9. Le Tertiaire	119
<u>2. LES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRUCTURALE</u>	
<u> ESSAI D'INTERPRETATION</u>	
2.1. Rappel des principaux résultats	119

2.2. Evolution géodynamique : Essai d'interprétation de l'histoire des déformations subies par la région étudiée depuis la fin de l'époque Hercynienne	124
--	-----

3. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

3.1. Introduction	127
3.2. La zone des racines des nappes helvétiques s. l.	127
3.3. La zone mésozoïque de Chamonix	129
3.4. La nappe de Morcles	130
3.5. Le Mont Joly et les chaines subalpines du Nord	131
3.6. La zone dauphinoise orientale	131
3.7. Le domaine valaisan	131

4. CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

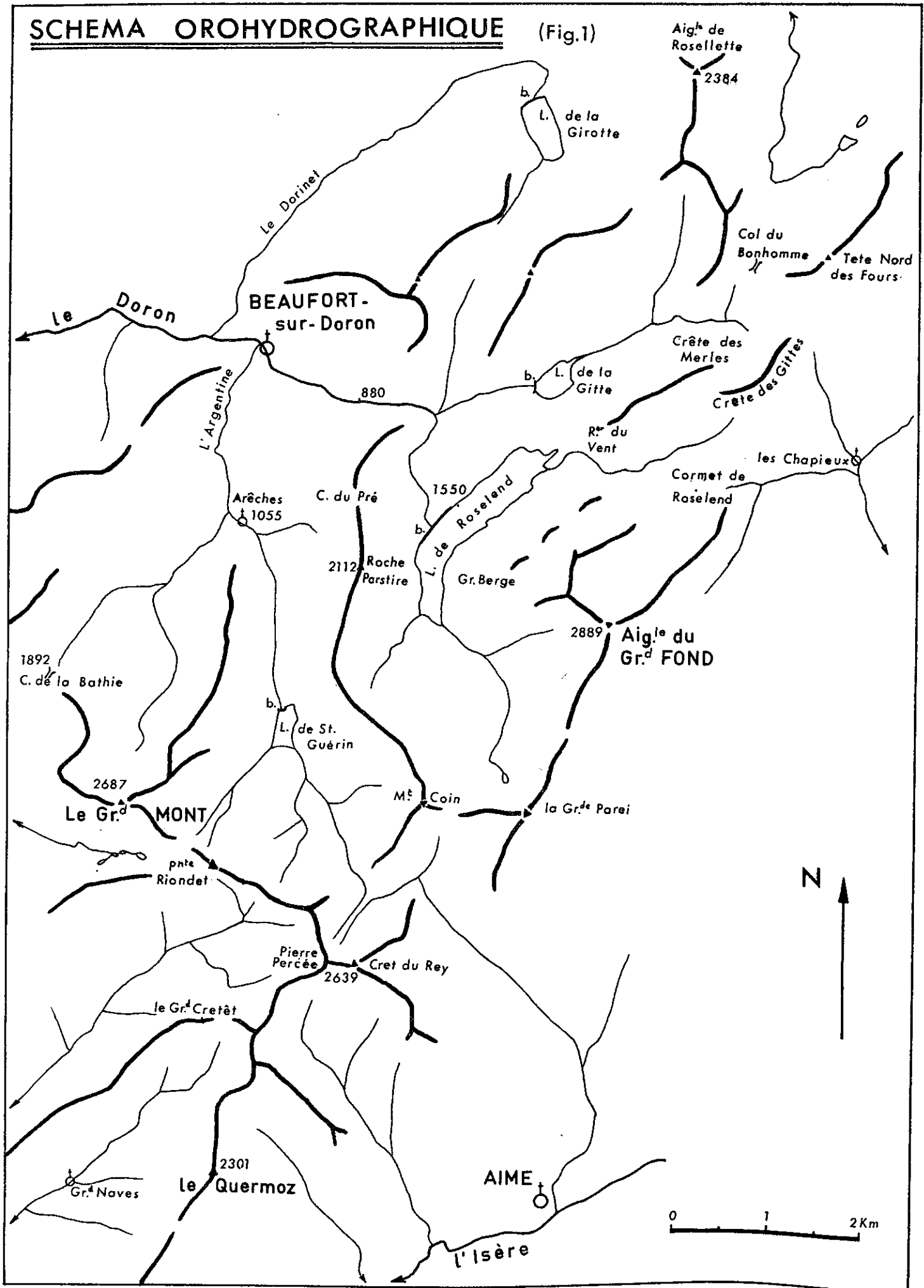
LISTE DES FIGURES

1.	Schéma orohydrographique	2
2.	Cadre géologique.....	10
3.	Zone alpine externe.....	10
4.	Schéma tectonique des Alpes externes en Suisse	12
5.	Tableau récapitulatif des principales subdivisions de la zone alpine externe.....	14
6.	Faciès de la zone helvétique s. l.	16
7.	Préalpes du Chablais (coupe schématique).....	20
8.	Diverticulation de l'Ultrahelvétique.....	20
9.	Coupes dans le Trias autochtone de Belledonne	31
10.	Coupe dans la série de Roselend à Saint-Guérin.....	34
11.	Coupe du Trias autochtone du Mont-Blanc	43
12.	Coupes dans le Lias autochtone du Mont-Blanc	47
13.	Unité de la Crête des Gittes	56
14.	Coupe naturelle du Rocher du Vent	70
15.	Schéma structural de l'extrémité NE de Belledonne.....	75
16.	Coupes schématiques dans le "synclinal médian".....	76
17.	Replis du Trias sur le Houiller du claveau de la Grande Pierrière.....	78
18.	Déformation d'une linéation So/Sn selon l'étirement X....	82
19.	Paramètres cristallographiques de l'Illite pour la série de Roselend	83
20.	Panorama du col de la Gicle, vu depuis le Sud	85
21.	Coupe de la galerie Bon Nant-Girotte	86
22.	Panorama du flanc O de Roche Parstire, vu d'Arêches	91
23.	Panorama du col de la Louze, vu depuis Saint-Guérin	93
24.	Réseau de failles normales	95
25.	Réseau de fentes en échelon conjuguées et faillées	95
26.	Réseau de fissures d'extension	96
27.	Paramètres cristallographiques de l'Illite pour l'unité de la Gitte	97
28.	Schéma structural de l'unité de la Gitte, au 1/50 000 ...	98
29.	Panorama du col du Bonhomme, vu du col des Saucés	100
30.	Panorama du flanc N. de la Crête des Merles, vu du col du Bonhomme	102
31.	Panorama du flanc S. du Rocher du Vent, vu du col de Méraillet	104

32.	Micropli dans les calcaires de la couverture du Mont- Blanc	107
33.	Schéma structural de l'extrémité S du Mont-Blanc au 1/50 000	108
34.	Schéma récapitulatif des différents faciès de la région..	114
35.	Coupe NO-SE entre le col du Joly et la Tête Sud des Fours	120
36.	Coupe NO-SE au niveau de la Crête des Merles	121
37.	Coupe NO-SE au niveau du Rocher du Vent	121
38.	Coupe NO-SE au niveau de Roche Parstire	122
39.	Coupe NO-SE au niveau du Mont des Acras	122
40.	Coupe entre le col de la Louze et le col de la Bathie....	123
41.	Carte structurale régionale	125

INTRODUCTION

SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE (Fig.1)



INTRODUCTION

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE (fig. 1 et 2)

1.1. Définition du sujet

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

Elle forme dans le massif de Beaufort une bande large de 4 à 5 km, orientée NNE-SSO, étendue sur une vingtaine de Km, depuis le village du Grand Nave au-dessus de la vallée de l'Isère, en rive droite, jusqu'à l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, dans la région Tête des Fours-Col du Bonhomme.

1.2. Cadre géographique

Longtemps desservi par la seule route d'Albertville à Beaufort qui emprunte les gorges du Doron, le Beaufortin représente une région à part en Savoie. Le Doron et ses affluents, le Dorinet et l'Argentine, drainent de petites vallées bordées de crêtes élevées. Cet isolement a permis plus que partout ailleurs d'y préserver les traditions et un certain archaïsme qui font aujourd'hui le charme de cette région.

L'un de ses villages le plus typique est sans doute le hameau de Boudin avec ses vieux chalets en bois accrochés en pleine pente autour d'un clocher savoyard à bulbe.

L'industrie du fromage y est également traditionnelle. Depuis longtemps organisés en coopérative, les éleveurs pratiquent un élevage unique dans les Alpes. Les bêtes vivent dehors tout l'été à brouter les pentes herbues. La nuit, et pendant la traite, on les attache à des piquets sur de petits replats aménagés. Cette montagne "à vaches" n'en est pas moins relativement élevée (1500 à 3000 m) et sa position perchée au-dessus de la vallée de l'Isère (660 m à Aime) en fait un terrain de prédilection pour les barrages hydroélectriques. C'est ainsi que vivent le jour, le barrage de la Girotte puis l'ensemble Roselend/la Gittaz/Saint-Guérin, relié à la vallée de l'Isère par la plus haute chute de France.

L'ouverture de deux voies nouvelles vers la Tarentaise, le Cormet de Roselend en direction de Bourg-Saint-Maurice et le Cormet d'Arêches en direction d'Aime, a permis le désenclavement de la région.

1.3. Cadre géologique

L'étude entreprise ne concerne que les terrains sédimentaires compris entre le domaine valaisan à l'E (représenté par les sommets des Roignais - 2999 m, de l'Aiguille du Grand Fond 2886 m et de la Grande Parei 2736 m) et les massifs cristallins de Belledonne à l'O (le Grand Mont - 2687 m) et du Mont-Blanc au N (Tête Nord des Fours - 2756 m).

Il s'agit de séries essentiellement schisteuses parcourues de barres calcaires dont les nombreux redoublements donnent un aspect typique aux falaises. Alors que la direction générale des structures reste plutôt constante aux environs de N 30°E, les pendages, tous plongeant vers l'E, sont de plus en plus redressés du S vers le N. Ainsi, les barres calcaires presque horizontales de la Roche Parstire (2112 m) sont pentées d'environ 40° au Rocher du Vent (2326 m) et à la Crête des Merles (2497 m), et presque verticales aux Aiguilles de la Pénaz (2688 m).

2. HISTORIQUE DES RECHERCHES

2.1. Généralités

La région étudiée n'avait toujours représenté qu'une zone d'intérêt secondaire dans le Beaufortin. Les massifs cristallins et le domaine valaisan étaient autant de sujets d'études beaucoup plus attrayants que cette étroite bande schisteuse dépourvue de fossile.

C'est pourquoi la littérature ne fournit généralement que des renseignements ponctuels, disparates et souvent peu précis.

2.2. Epoque des "Géologues-explorateurs"

Très tôt, les premiers géologues alpins attirés par la proximité du Mont-Blanc ont parcouru ces régions. Dès la fin du XVIIIème siècle, DE SAUSSURE (1779) découvrit les "grès singuliers" du col du Bonhomme et donna de remarquables descriptions des échantillons recueillis. 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) fait quelques courses dans la région. Il remarque une certaine similitude avec les alpes bernoises.

2.3. Les grands travaux

J. REVIL (1895 et 1896) publie deux notes sur les vallons de Navés et de Roselend qui montrent la continuité des structures sur la bordure orientale de Belledonne.

E. RITTER (1897), 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 S du "synclinal de Chamonix". Il 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 S dans des niveaux effectivement liasiques, ils semblent commodes ici pour différencier les falaises calcaires de la grande masse schisteuse.

Pour les géologues de l'"après RITTER", le "synclinal de Chamonix" va trouver une prolongation vers le S toute indiquée :

" le synclinal médian" du massif cristallin de Belledonne.

Cette nouvelle explication structurale se retrouve dans les travaux de H. SCHOELLER (1929). Bénéficiant du nouveau fond topographique au 1/50 000, cet auteur produit une carte remarquable par son détail. Cependant, aucune précision nouvelle n'est apportée à la série stratigraphique dans le secteur étudié.

2.4. Les travaux récents

La nouvelle carte Bourg-Saint-Maurice ne laisse guère l'espoir de trouver une quelconque nouveauté dans cette étroite bande "liasique". Cependant, R. TRUMPY (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 N 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 N 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.

La région étudiée se trouve donc au point de rencontre d'unités appelées "Helvétique" par les uns et "Dauphinois" par les autres.

Il convenait de bien définir et de comparer ces différents termes avant d'entreprendre ce travail.

C'est le but de la première partie de cette étude.

PREMIERE PARTIE : DAUPHINOIS ET HELVETIQUE

1. DEFINITIONS - LIMITES GEOGRAPHIQUES

2. CADRE GEOLOGIQUE

3. COMPARAISON - PRINCIPAUX PROBLEMES

I. DEFINITIONS . LIMITES GEOGRAPHIQUES

1.1. Généralités

On regroupe classiquement sous le terme de "zone alpine externe" un ensemble de domaines structuraux dans lesquels l'orogénèse alpine n'a pas atteint son paroxysme.

En France, elle a les caractères d'une chaîne de couverture de plateforme (style Jura, Provence) mais avec une grande épaisseur de sédiments (2000 à 4000 m).

En Suisse, les sédiments, moins épais, ont acquis une indépendance beaucoup plus grande vis à vis de leurs socles et s'épanchent en de vastes nappes vers le N.

La zone helvétique, employée dans son sens le plus général, correspond à la totalité de cette zone externe. On peut alors l'appeler zone delphinohelvétique (fig. 3). Ce domaine englobe donc la zone dauphinoise (= zone alpine externe en France) et, en Suisse, un vaste pays de nappes formant une bande EO.

Le domaine helvétique est bordé par les bassins molassiques périalpins au N et à l'O et par le chevauchement pennique frontal au S en Suisse puis à l'E en France.

On y distingue principalement trois zones :

- les massifs cristallins externes,
- la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire auto- ou parautochtone (ex : les chaînes subalpines françaises), ou charriée (ex : les nappes helvétiques),
- les zones ultradauphinoise et helvétique.

1.2. Les massifs cristallins externes

Ces massifs comprennent du N au S :

- l'ensemble Gastern/Aar/Tavetsch/St-Gothard
- les couples Belledonne/Grandes Rousses et Aiguilles Rouges/Mont-Blanc (y compris le Mont Chétif)
- les massifs de l'Argentera-Mercantour et du Pelvoux.

Leur alignement suit d'assez près la limite interne actuelle du domaine helvétique. La couverture sédimentaire n'occupera donc qu'une faible surface sur leur côté alors qu'elle forme de vastes ensembles du N et à l'O.

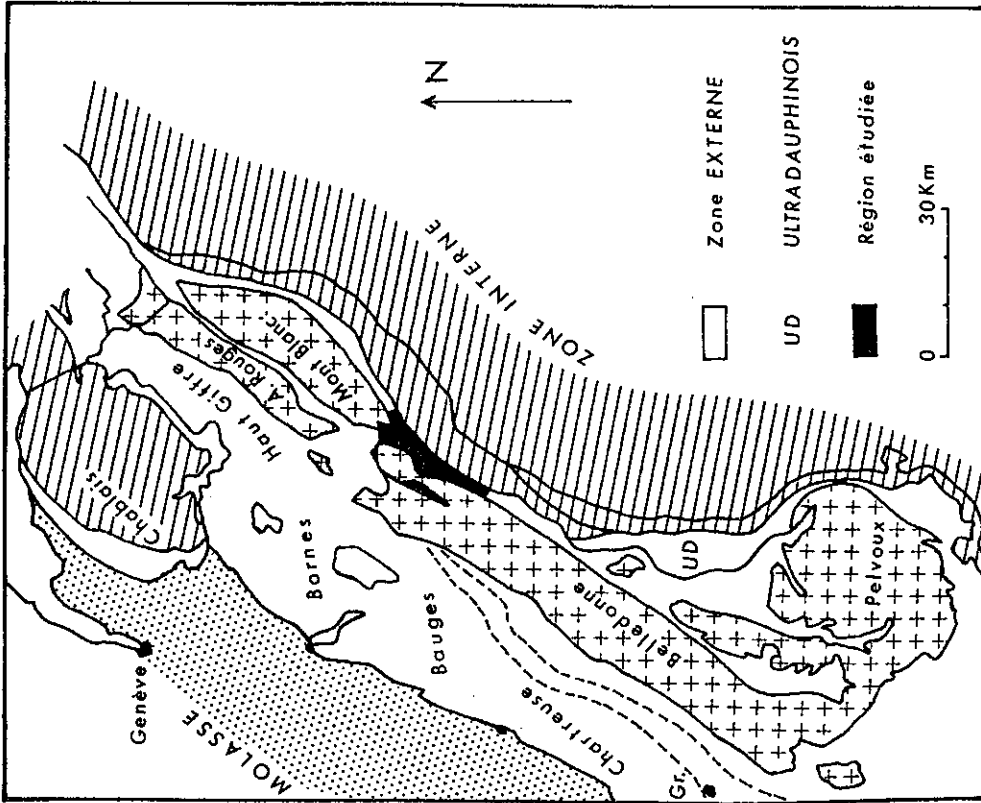
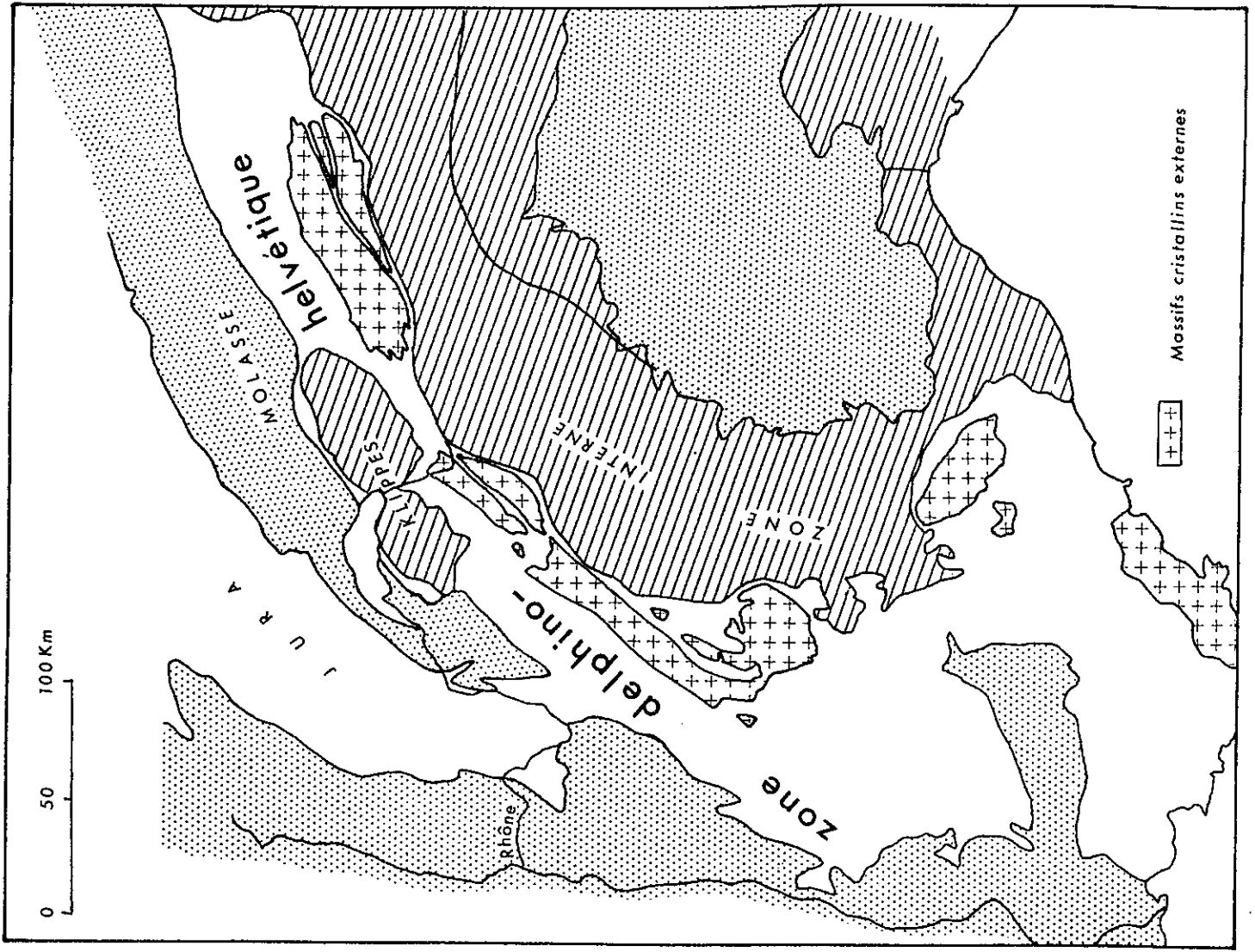


Fig.2 Cadre géologique

Fig.3 Zone alpine externe

1.3. La couverture sédimentaire en France

1.3.1. Les chaînes subalpines

Elles constituent la plus grande partie de cette couverture.

On y distingue (J. DEBELMAS - 1974) :

- les chaînes subalpines du N comprenant les massifs bien délimités du Haut Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Chartreuse et du Vercors, auxquels il faut ajouter les "collines bordières" du flanc occidental de Belledonne.
- les chaînes subalpines méridionales comprenant les chaînes vocontiennes (Diois, Baronnies, Dévoluy) et les chaînes de Haute Provence (arc de Digne, de Castellane et Nice).

1.3.2. La zone dauphinoise orientale

Entre les massifs cristallins, à l'E de Belledonne et au N du Pelvoux, et la zone ultradauphinoise, la couverture sédimentaire forme une mince bande de terrain appelée "zone dauphinoise orientale". (R. BARBIER - 1960-63)

1.3.3. La zone ultradauphinoise

Ce sont GIGNOUX M. et MORET L. (1933 A) qui ont créé ce terme par analogie avec le terme de "nappe ultrahelvétique" des auteurs suisses. C'est la zone la plus interne du domaine dauphinois. Cet ensemble est bien défini au N du Pelvoux où il chevauche le Dauphinois à l'O et se trouve chevauché par la zone interne à l'E. On éprouve des difficultés pour le prolonger tant au N qu'au S (R. BARBIER - 1960-1963).

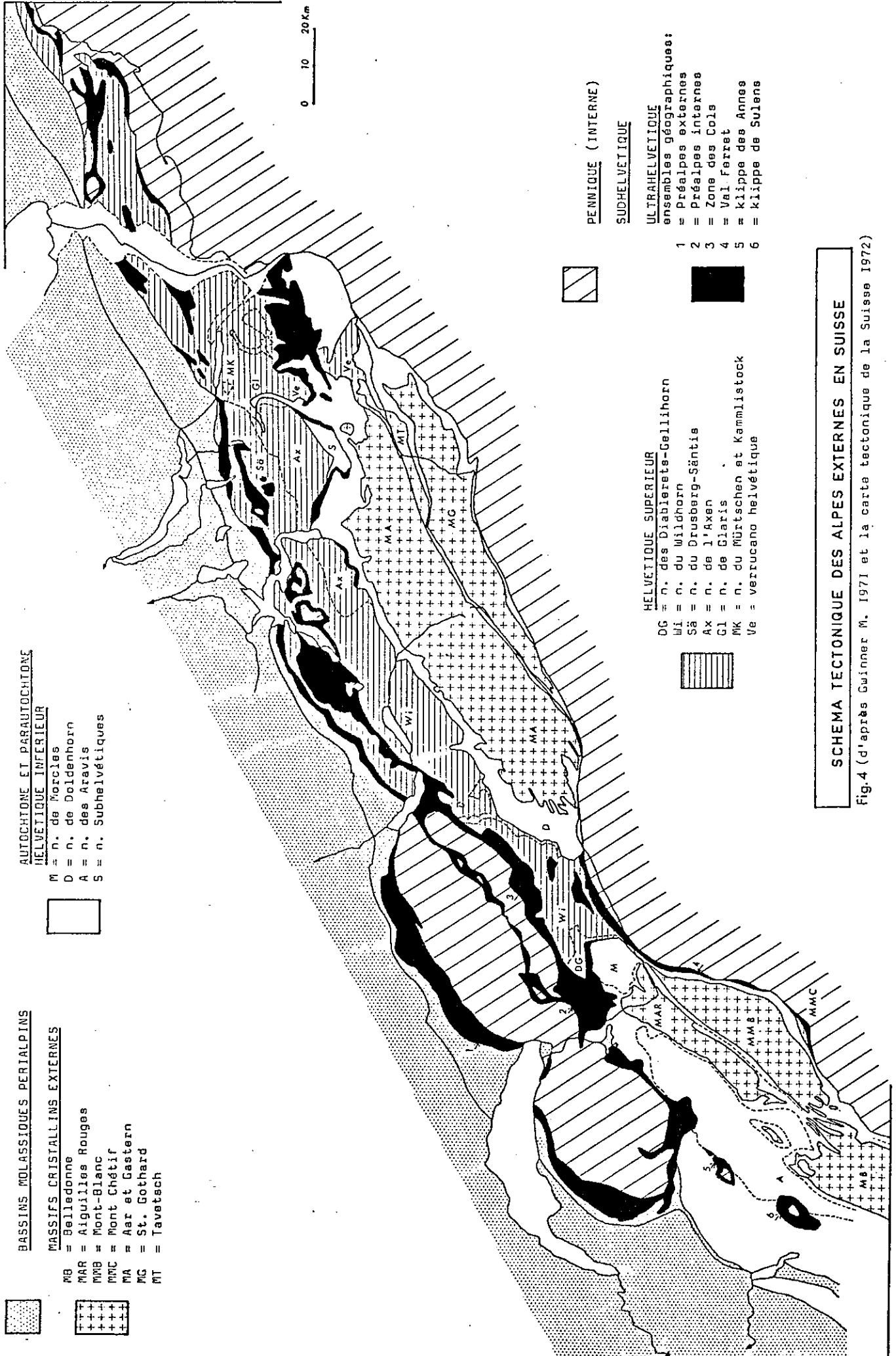
1.4. La couverture sédimentaire en Suisse

1.4.1. Généralités

Des vagues de nappes successives mêlant différents domaines paléogéographiques ont abouti à un ensemble très complexe (fig. 4). Sur la carte tectonique de la Suisse au 1/500 000 (1972), on groupe d'une part les massifs cristallins et leur couverture auto- et parautochtone (AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE), d'autre part, les nappes helvétiques s. str. et les nappes ultrahelvétiques (HELVETIQUE).

1.4.2. Autochtone et parautochtone (=Helvétique inférieur)

On appelle ainsi les quelques lambeaux de couverture mésozoïque et



AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE

HELVETIQUE INFÉRIEUR

- M = n. de Morcles
- D = n. de Doldenhorn
- A = n. des Aravis
- S = n. Subhelvétiques

BASSINS MOLASSIQUES PERIALPINS

MASSIFS CRYSTALLINS EXTERNES

- MB = Belledonne
- MAR = Aiguilles Rouges
- MWB = Mont-Blanc
- MWC = Mont Chétif
- MA = Aar et Gastern
- MG = St. Gothard
- MT = Tavetsch

PENNIQUE (INTERNE)

SUDHELVÉTIQUE

ULTRAHELVÉTIQUE

- ensembles géographiques:
- 1 = Préalpes externes
 - 2 = Préalpes internes
 - 3 = Zone des Cois
 - 4 = Val Ferret
 - 5 = klippe des Annes
 - 6 = klippe de Sulens

HELVÉTIQUE SUPÉRIEUR

- DG = n. des Diablerets-Gellhorn
- Wi = n. du Wildhorn
- Sä = n. du Orusberg-Säntis
- AX = n. de l'Axen
- GI = n. de Glaris
- MK = n. du Müritschen et Kammlistock
- Ve = verrucano helvétique

SCHEMA TECTONIQUE DES ALPES EXTERNES EN SUISSE

Fig.4 (d'après Guinnee M. 1971 et la carte tectonique de la Suisse 1972)

tertiaire qui sont restés plus ou moins en contact avec leur socle cristallin. Les massifs de l'Aar et des Aiguilles Rouges sont ainsi bordés d'une bande autochtone. On inclut dans cet ensemble des nappes non totalement déracinées. C'est le cas de la nappe de Morcles-Doldenhorn (rattachée par certains aux nappeshelvétiques s. str.) et celui des nappes subhelvétiques en Suisse orientale. H. BADOUX (1975) propose le terme d'"Helvétique inférieur" pour ces ensembles paraautochtones, les nappes helvétiques s. str. devenant l'"Helvétique supérieur".

1.4.3. Helvétique

Cet ensemble comprend les nappes helvétiques s. str. et les nappes ultrahelvétiques.

1.4.3.1. Nappes helvétiques s. str.

(= Helvétique supérieur)

On distingue les nappes des Diablerets-Gellihorn et du Wildhorn, à l'O et une série de nappes (Glaris, Mürtschen, Axen), les nappes glaronnaises, à l'E. Ces dernières ont en commun, à leur base, une puissante masse de verrucano (Permien continental conglomératique).

1.4.3.2. Nappes ultrahelvétiques

L'Ultrahelvétique est l'unité la plus élevée de l'édifice helvétique. Elle provient sans doute de sa partie la plus interne.

On distingue (BADOUX H. 1963) dans leur position tectonique actuelle, de haut en bas :

. l'Ultrahelvétique supérieur

- la nappe du Chamossaire (ou : lame d'Oudioux, écaille de Brand) : noyaux triasico-liasiques entourés d'Aalénien, flysch transgressif ;

- la nappe de Meilleret (ou flysch d'Iserin) : Trias et flysch éocène moyen à supérieur.

- la nappe d'Arveyes : Aalénien et Dogger, Oxfordien,

- la nappe de Bex : cargneules et gypses triasiques, Lias épais.

Lorsque ces 4 nappes ne sont pas différenciables, elles prennent le nom de nappe du Laubhorn.

. l'Ultrahelvétique inférieur

- la nappe du Sex Mort (=Tothorn, anciennement du Mont Bonvin) : Jurassique supérieur et flysch priabonien transgressif.

- la nappe de la Tour d'Anzeinde : grande lentille de Jurassique supérieur, Crétacé inférieur.

- la nappe de la plaine Morte : flysch à lentilles de Crétacé supérieur.

ZONE ALPINE EXTERNE = ZONE HELVETIQUE S.L.						
ZONE DAUPHINOISE			AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE		HELVETIQUE	
MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES	CHAINES SUBALPINES	ZONE ULTRA-DAUPHINOISE	MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES	AUTOCHTONE et PARAUTOCHTONE (=HELV. INFERIEUR)	NAPPES HELVETIQUES S.STR. (=HELV. SUPERIEUR)	NAPPES ULTRAHELVETIQUES et SUDHELVETIQUES
Mont-Blanc	Chaines subalpines du NORD:		Aiguilles-Rouges Mont-Blanc	<u>Autochtone</u>	<u>Helv. occidental:</u>	<u>UH. supérieur:</u>
Aiguilles-Rouges	Haut-Giffre		Mont-Chétif	<u>Parautochtone:</u>	n. des Diablerets	(= n. du Laubhorn)
Belledonne	Bornes			n. de Morcles	=n. de Gellihorn	n. du Chamossaire
	Bauges		Gastern		n. du Wildhorn	n. du Meilleret
	Chartreuse		Aar	=n. du Doldenhorn		n. d'Arveyes
	Vercors					n. de Bex
	Zone dauphinoise ORIENTALE	Ultra-dauphinois				<u>UH. inférieur:</u>
Pelvoux	Chaines subalpines du SUD:					n. du Sex Mort
	- vocontiennes					= Tothorn
	Diois					= Mont Bonvin
Argentera	Baronnies					n. de la Tour
Mercantour	Devoluy					d'Anzeinde
	- de Haute Provence					n. de la Plaine
	arc de Digne					Morte
	arc de Castellane					<u>Südhelvétique</u>
	arc de Nice					verrucano du Saint-Gothard
						flyschs

TABLEAU RECAPITULATIF DES PRINCIPALES SUBDIVISIONS DE LA ZONE ALPINE EXTERNE. (Fig.5)

Nous remarquons que les nappes les plus élevées renferment les terrains les plus anciens.

On divise également l'Ultrahelvétique en unités géographiques : Préalpes externes, Préalpes internes, zone des Cols, Val Ferret.

1.4.3.3. Klippes de Savoie

Il ressort de récentes études (J. ROSSET et alt. 1976) que l'on doit attribuer à l'Ultrahelvétique une partie au moins des klippes de Savoie (Les Annes, Sulens).

1.4.3.4. Nappes südhelvétiques

En Suisse orientale, les nappes südhelvétiques jouent le même rôle que les nappes ultrahelvétiques à l'O. On les assimile à l'Ultrahelvétique.

Tous ces ensembles sont représentés sur le tableau (fig. 5).

2. CADRE GEOLOGIQUE

2.1. Critères stratigraphiques et paléogéographiques

2.1.1. Trias

Les grands ensembles structuraux alpins ne sont pas encore individualisés. En France, les dépôts de Trias "germanique" prédominent, avec leurs niveaux à évaporites.

On rencontre des dépôts semblables dans l'Ultrahelvétique de la zone des Cols. Cependant, dans les zones radicales et dans les Préalpes internes, la série se termine par des dolomies blondes noriennes, ce qui pourrait traduire une affinité briançonnaise.

L'Autochtone et l'Helvétique présentent la succession : quartzites, schistes bariolés et dolomies.

2.1.2. Lias

C'est pendant le Lias que va s'individualiser la "zone dauphinoise" en tant que domaine paléogéographique.

Cependant, le Lias présente en de nombreux points des faciès brècheux ou gréseux témoignant de l'existence de terres émergées tant en Suisse ("terre alémanique" ou "île du Mont-Blanc") qu'en France ("Hômes helvétiques" R. BARBIER, J.C BARFETY - 1970).

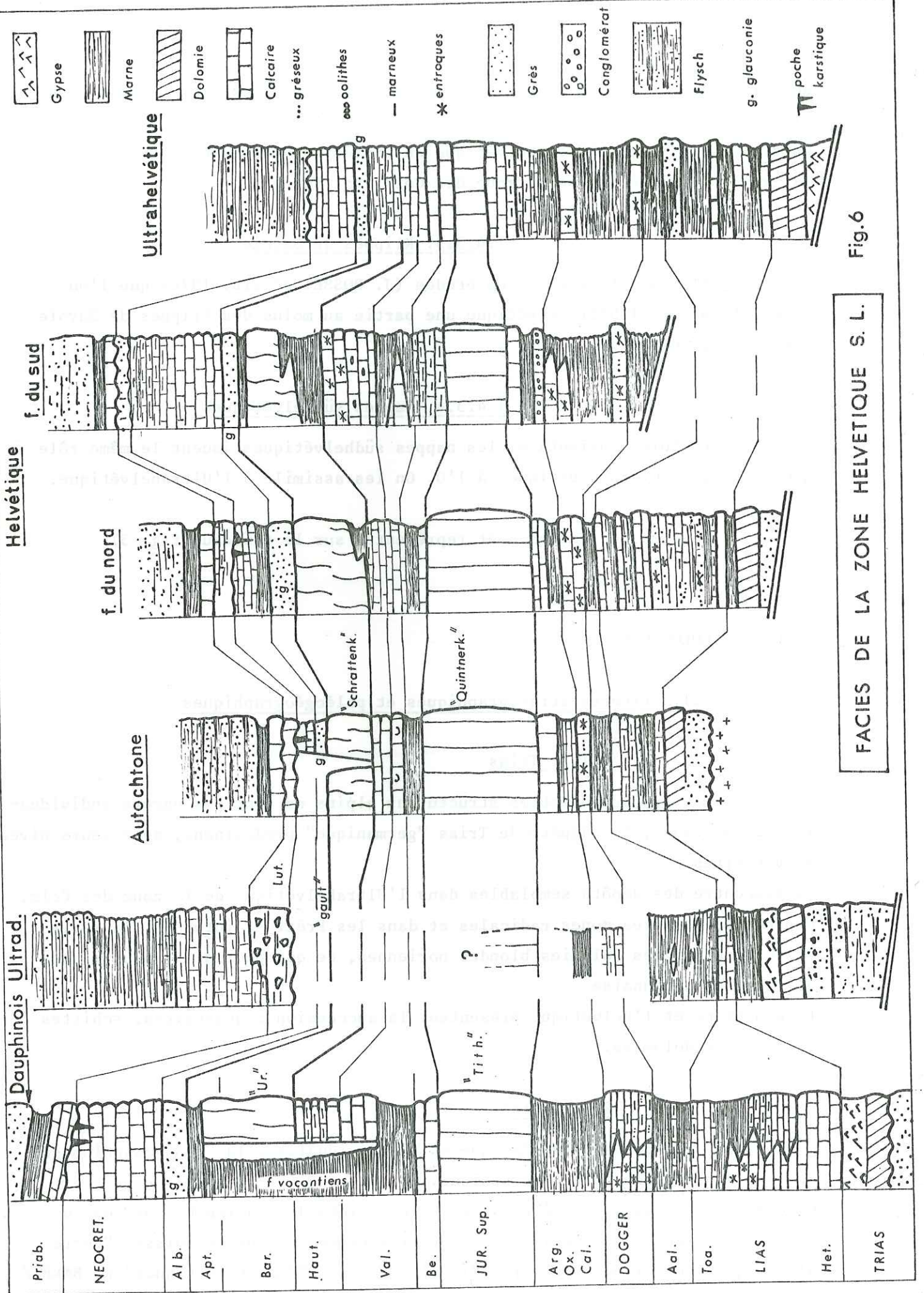


Fig.6

FACIES DE LA ZONE HELVETIQUE S. L.

2.1.3. Dogger

L'épaisse série marneuse à miches de l'Aalénien se retrouve à peu près partout. Il se dépose ensuite des marno-calcaires à Cancellophycus, souvent interrompus dans les domaines helvétiques par des faciès à entroques.

2.1.4. Callovo-oxfordien

Le dépôt de marnes noires pyriteuses est général ("terres noires" dauphinoises - schistes argileux noirs helvétiques).

2.1.5. Malm

Les dépôts deviennent plus calcaires. Le "Tithonique" caractérise les dépôts pélagiques dauphinois. L'Ultrahelvétique et le S de la nappe du Wildhorn montrent aussi des faciès pélagiques. On passe vers l'Aar à des calcaires plus massifs, coralligènes, parfois bitumineux, le "Quintnerkalk". Les brèches intraformationnelles sont assez fréquentes dans la partie supérieure de la série. Le Malm est le dernier niveau connu dans l'Ultra-dauphinois (R. BARBIER - 1956 -a).

2.1.6. Néocomien

Après une série de marno-calcaires et de calcaires échinodermiques, un deuxième épisode calcaire (faciès "Urgonien") vient rompre la monotonie de la série dauphinoise. Le "Schrattenkalk" est son équivalent helvétique. Au S, le domaine vocontien s'individualise par ses dépôts marneux qui persisteront jusqu'à la fin du Crétacé.

2.1.7. Crétacé supérieur

Le dépôt de sédiments gréseux et glauconieux (sables verts du "Gault") semble général, avec toutefois une tendance schisteuse dans la zone ultrahelvétique.

Des calcaires clairs, en bancs minces, les recouvrent généralement.

Le Crétacé se termine par un soulèvement général et une émergence du domaine externe. C'est seulement à partir de cette époque que la zone alpine externe est graduellement incorporée au domaine alpin.

2.1.8. Tertiaire

Pendant l'émersion, les terrains crétacés vont être érodés et donner les dépôts continentaux du "siderolithique". Ce sont des argiles et des grès rouges ou bruns que l'on retrouve souvent dans des poches karstiques. La sédimentation marine qui avait repris dès le Crétacé dans les zones très internes, envahit de nouveaux territoires au Paléocène et semble se généraliser à l'Eocène.

Durant l'Eocène, il se dépose une série en trois termes (trilogie nummulitique) comprenant de bas en haut : des calcaires à Nummulites, des marnes à globigérines et des grès.

Le flysch des Aiguilles d'Arves de l'Ultradauphinois évoque la trilogie nummulitique par ses légères variations de faciès (flysch calcaire, flysch marneux, flysch gréseux).

En Suisse, on a appelé Wildflysch des faciès renfermant d'énormes blocs pouvant provenir de tous les terrains sous-jacents, calcaires ou cristallins. A partir de l'Oligocène, les dépôts molassiques vont dominer. Selon l'époque ou le lieu, ils sont continentaux, saumâtres ou marins.

L'effondrement puis le remplissage Pliocène des bassins périalpins termine la sédimentation.

2.2. Critères tectoniques

Nous pouvons opposer la structure relativement simple des chaînes subalpines françaises à celle, extrêmement complexe, des nappes helvétiques.

2.2.1. Les chaînes subalpines, auto- et parautochtone suisse

Les chaînes subalpines du N forment des unités géographiques, pour la plupart bien individualisées. Un décollement généralisé de la couverture le long des niveaux à évaporites du Trias ou marneux du Jurassique, a provoqué des plissements assez réguliers d'axe NS, plus ou moins chevauchant vers l'O. Par contre vers le S, la structure est compliquée par "la superposition de plusieurs phases tectoniques dans les chaînes vocontiennes (plissements EO puis NS), ainsi que par des problèmes de morphotectonique. En Suisse occidentale, seule la tectonique des unités autochtones ou parautochtones ressemble à celle des chaînes subalpines. Mais le décollement constaté dans le N des Alpes françaises s'amplifie pour donner les nappes de Morcles, vaste pli couché, et du Dolhenhorn.

Ces travaux récents montrent que des phénomènes analogues semblent affecter

la série dauphinoise dans des zones plus méridionales. En effet, M. GIDON (1975) a mis récemment en évidence un charriage d'au moins 15 km de la série dauphinoise de Remollon, au S du Pelvoux.

2.2.2. Zone ultradauphinoise

Elle forme au N du Pelvoux une vaste écaille de plus en plus chevauchante vers l'O. BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972) y ont signalé des structures EO.

2.2.3. Les nappes helvétiques s. str.

Les nappes helvétiques s. str. (Diablerets et Wildhorn) reposent soit sur l'Ultrahelvétique soit sur la nappe de Morcles (fig. 7). Elles sont elles-mêmes chevauchées par d'autres unités ultrahelvétiques. Ces nappes, chevauchant l'Autochtone sur plusieurs dizaines de Km vers le N, montrent des structures plus ou moins continues.

2.2.4. Les nappes ultrahelvétiques

Elles ne montrent pas de plis continus, mais au contraire un empilement d'écaillles discontinues, de structure extrêmement complexe, dont un bon exemple a été révélé par H. BADOUX (1963) dans la zone des Cols (fig. 8).

Un écaillage initial (diverticulation) met en place les unités ultrahelvétiques sur le domaine helvétique qui n'a pas encore bougé. Les terrains les plus récents seraient les premiers et la tranche suivante serait venue recouvrir une série plus jeune.

De nouvelles déformations ont lieu ensuite lors de la formation ou du passage des nappes helvétiques s. str. et des Préalpes.

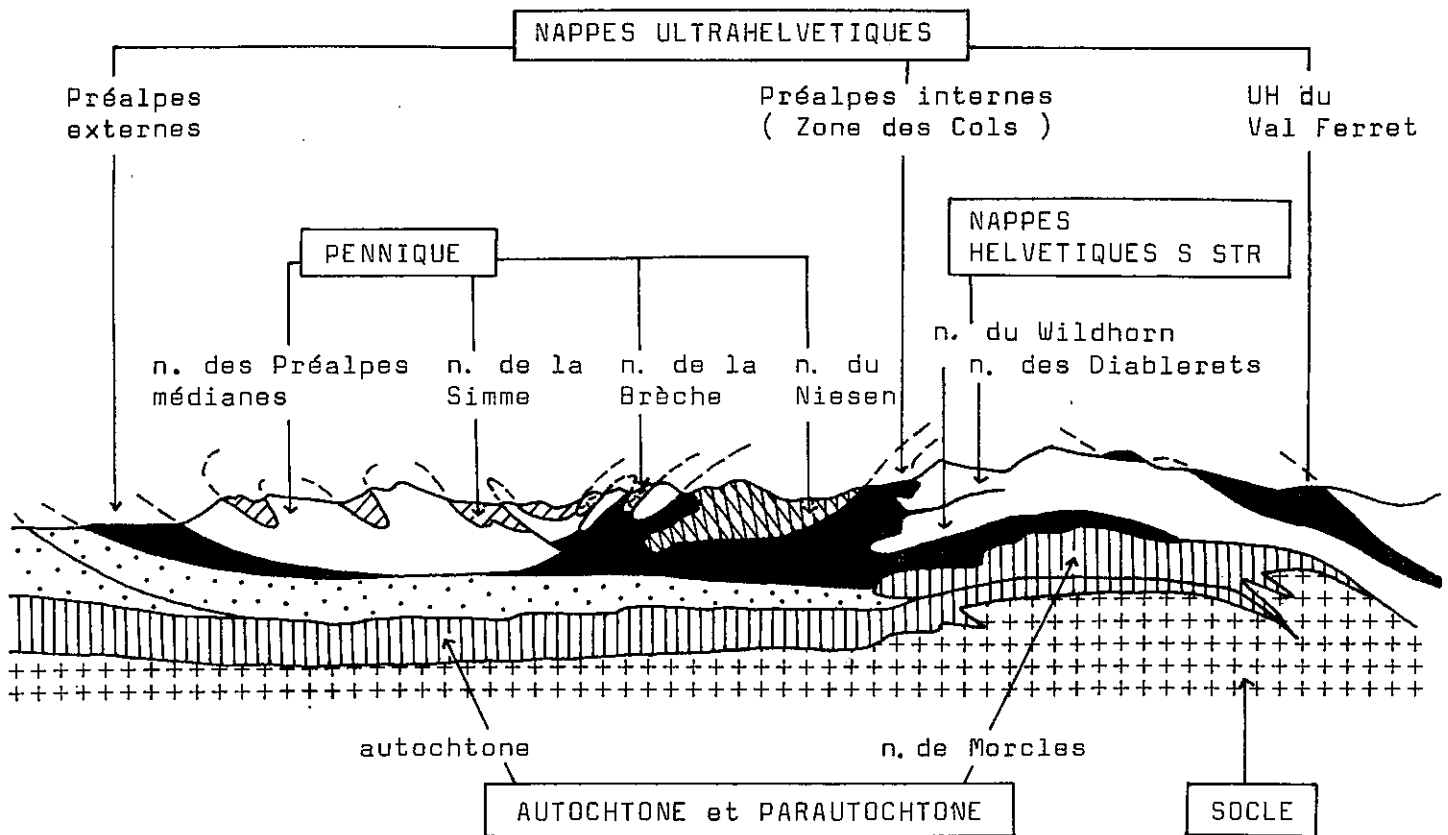
Lors du plissement final, les unités helvétiques ont transporté le matériel ultrahelvétique qui les recouvrait, le replissant avec elles. On explique ainsi la présence d'Ultrahelvétique pincé entre les nappes de Morcles et des Diablerets.

Ce domaine externe est lui-même chevauché par des unités penniques (internes) : les nappes des Préalpes médianes, de la Brèche, de la Simme et du Niesen.

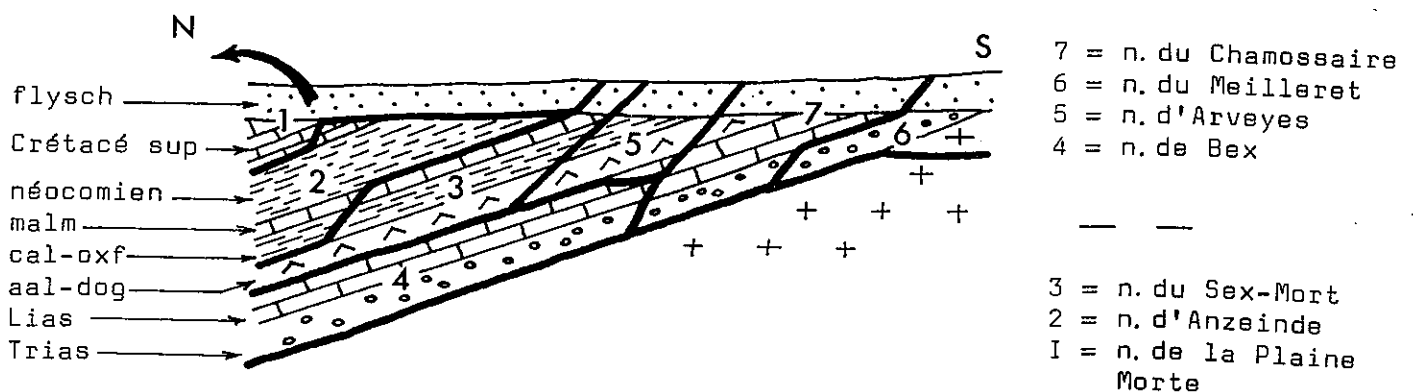
2.3. Les rapports socle-couverture

2.3.1. Dans les Alpes françaises

La couverture sédimentaire est simplement décollée de son substratum



PREALPES DU CHABLAIS: coupe schématique d'après Bearth P. et Lombard A. (1964) rectifiée par Badoux H. (1975)
Fig. 7



DIVERTICULATION DE L'ULTRAHELVETIQUE (d'après Badoux H. 1963) **Fig. 8**

-- Les unités vont se mettre en place au nord, sur l'helvétique, dans l'ordre de leurs numéros, les plus anciennes recouvrant les plus récentes.

cristallin qui, par le jeu relatif de panneaux prédécoupés, lui impose sa structure dans une compression globale NS (P. VIALON 1974-1976). Les massifs cristallins externes représentent une réapparition locale de ce socle.

2.3.2. Le problème des zones radicales helvétiques

La couverture helvétique est totalement décollée de son substratum. R. TRUMPY (1960-1963) cherchant des liens entre les massifs cristallins et les diverses nappes arrive aux conclusions suivantes :

- la nappe de Morcles coiffe l'extrémité septentrionale du Mont-Blanc
- les nappes helvétiques s. str. semblent s'enraciner dans le Val Ferret, au S du Mont-Blanc, en arrière d'une zone tégumentaire (K. GRASMUCK - 1961).
- les unités ultrahelvétiques proviendraient d'un domaine encore plus méridional qui pourrait représenter le Mont-Chétif.
- les nappes glaronnaises, en Suisse orientale, montrent un plan de charriage beaucoup plus régulier qui, par dessus le prolongement oriental du massif de l'Aar, va s'enraciner vers le massif du Tavetsch.

Pour H. BADOUX (1975), ces relations sont cependant discutables et cet auteur pense " *qu'il y a une indépendance générale des couvertures décollées et des grands coins de cristallins que sont les massifs actuels*".

2.4. Critères orogéniques

Nous pouvons dire qu'en gros, les séries alpines externes ne participent à l'orogénèse alpine que tardivement. Ce sont évidemment les parties internes (ultra-) qui sont touchées les premières. En fait, il y a des mouvements préparoxysmaux. Par exemple, la série jurassique est marquée par un certain nombre de transgressions et de paléofailles qui sont les signes de mouvements prémonitoires. Mais, c'est au Crétacé supérieur, qu'apparaissent les premiers mouvements importants.

C'est de la même époque que datent les plissements EO du Dévoluy (phase "anté-Sénonienne").

A l'Eocène inférieur, le soulèvement est général. Il est accompagné de mouvements dans les chaînes subalpines méridionale ainsi que dans la zone ultradauphinoise (mouvements "ante-nummulithiques". R. BARBIER -1963).

La phase paroxysmale, pour la zone externe, débute à l'Oligocène moyen et se prolonge jusqu'au Pliocène.

Les chaînes subalpines se plissent et les nappes helvétiques se mettent en place (UH puis H + UH).

Le soulèvement des massifs cristallins, suivi de l'affaissement des plaines du Pô et du Rhône, et de la Méditerranée, termine l'histoire orogénique.

3. COMPARAISON . PRINCIPAUX PROBLEMES

3.1. Les zones ultra-

Le terme d'"Ultrahelvétique" s'applique aux ensembles répondant aux 3 conditions suivantes :

- avoir des sédiments plutôt pélagiques (par opposition aux dépôts néritiques de l'Helvétique)
- avoir un style tectonique en écaillés ou nappes
- avoir (et ce caractère est le plus important) une mise en place en deux temps : dépôt de paquets ultrahelvétiques sur l'Helvétique dans un premier temps et remobilisation lors des mouvements de l'Helvétique dans un second temps.

Ce caractère ne peut évidemment pas s'observer dans les zones radicales.

Il faut préciser que de nombreux géologues travaillent actuellement sur les séries ultrahelvétiques et qu'ils apportent de nouvelles précisions modifiant le schéma classique. (CARON C. 1976 ; WEIDMANN et al - 1976)

Le terme de "Ultradauphinois" doit s'appliquer à des ensembles définis par 3 critères (R. BARBIER - 1960-1963) :

- un critère stratigraphique : faciès plus néritiques (l'inverse des domaines ultrahelvétiques) mais surtout présence du flysch des Aiguilles d'Arves, seule véritable différence avec les sédiments dauphinois avoisinants.
- critère tectonique : un écaillage, évident au N du Pelvoux.
- un critère orogénique : une tectonique ante-nummulitique (elle-même, non absolue, puisque de tels mouvements sont connus dans le Dauphinois).

L'Ultrahelvétique est donc parfaitement défini par rapport à l'Helvétique s. str. Par contre, la différence entre l'Ultradauphinois et le Dauphinois est beaucoup moins nette. Quoiqu'il en soit, la valeur de cette différenciation n'a pas du tout le même sens.

De plus, si les différents caractères des domaines ultra- ne sont pas totalement incompatibles, l'Ultradauphinois représente une partie radicale. Il lui manque donc le caractère fondamental qui pourrait permettre de

l'assimiler à l'Ultrahelvétique.

En fait, il semble bien que le seul caractère commun à ces deux ensembles soit une position plus interne (ultra-) de domaines beaucoup plus étendus.

3.2. La corrélation "DAUPHINOIS" "HELVETIQUE" - Ses Problèmes

3.2.1. Comparaison "dauphinois" - "helvétique"

Par définition, les domaines dauphinois et helvétique ont les mêmes caractères fondamentaux, ceux de la zone alpine externe. Ils présentent cependant, des différences notables.

D'un point de vue sédimentaire, l'un présente une série épaisse et monotone alors que l'autre montre des faciès néritiques variant constamment du N vers le S.

D'un point de vue tectonique, les chaînes subalpines, auto- et parautochtone s'opposent aux nappes helvétiques totalement désolidarisées de leurs socles.

D'un point de vue orogénique, il semblerait que le domaine helvétique soit touché plus tôt par l'orogénèse alpine.

Il semble donc difficile de les assimiler à un seul et même ensemble. Mais, ces deux domaines viennent géographiquement à la rencontre l'un de l'autre. Il se pose alors le problème de leur raccordement.

3.2.2. Raccord "dauphinois" - "helvétique"

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. Les auteurs qui étudient aujourd'hui les chaînes subalpines du N semblent de plus en plus se ranger à cet avis (B. DOUDOUX 1975 - B et JL. PAIRIS 1975, JC. CARFANTAN 1975).

Du côté interne, nous avons vu que P. ANTOINE et alt. (1975) amenaient les unités radicales helvétiques depuis le Val Ferret suisse jusqu'à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc. C'est la région dont l'étude est entreprise dans les chapitres suivants.

DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

1. L'EXTREMITE NE DU MASSIF DE BELLEDONNE

2. L'UNITE DE LA GITTE

3. L'EXTREMITE S DU MASSIF DU MONT-BLANC

4. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES

5. LE QUATERNAIRE

L'étude géologique de la région m'a conduit à définir un certain nombre d'unités structurales. Les sédiments montrent d'une série à l'autre des modifications sensibles et il m'a semblé plus logique de présenter, dans un premier temps, une étude stratigraphique unité par unité.

Il convient donc d'indiquer dès à présent le résultat de cette étude structurale. Nous rencontrons successivement d'O en E :

- l'extrémité NE du massif cristallin de Belledonne et sa couverture autochtone et paraautochtone
- l'unité de la Gitte
- l'extrémité S du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture autochtone et paraautochtone
- l'unité de la Crête des Gittes.

Un cinquième paragraphe sera consacré à l'étude du Quaternaire.

I. L'EXTREMITE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE BELLEDONNE

1.1. Le socle métamorphique

Le massif cristallin de Belledonne a été étudié dans le détail par C. BORDET (1957).

Les développements structuraux et l'étude pétrographique de ce massif dans le Beaufortin ont récemment fait l'objet d'une thèse de IIIème cycle à Grenoble par Y. GROS (1975).

J'ai résumé ici les principales divisions que ces auteurs ont réalisées. Les structures s'allongeant grossièrement NS, nous notons d'O en E :

C. BORDET

Y. GROS

RAMEAU EXTERNE	- série satinée (ectinites)	- micaschistes et leptynites
SYNCLINAL MEDIAN		(mésozoïque)
RAMEAU INTERNE	- série verte (schistes et amphibolites)	- série verte supérieure (schistes)
	- série satinée (migmatites)	- complexe leptyno-amphibolique - complexe blasto-mylonitique

Il faut y ajouter quelques masses granitiques syntectoniques.

1.2. Le Houiller

1.2.1. Généralités

Le Houiller a été longtemps exploité pour ses ardoises et son anthracite. Les mines d'Arêches fonctionnaient encore il y a une dizaine d'années. C. BORDET (1957) distingue deux séries à sédimentation détritique, l'une fine l'autre grossière.

1.2.2. Le Houiller à sédimentation schisteuse prédominante.

Il se rencontre sous l'aspect de bandes de schistes noirs pincées dans les schistes cristallins du rameau interne. Quelques intercalations de grès et d'anthracite ont permis d'attribuer ces schistes au Carbonifère supérieur.

1.2.3. Le Houiller à sédimentation détritique grossière prédominante.

Généralement plus épais que le Houiller schisteux, il forme des bandes plus larges et rigides. Ce type de sédimentation et de structure est très bien illustré par le claveau de la Grande Pierrière.

Le Houiller détritique grossier présente une alternance de conglomérats de grès, d'arkoses, de psammites et de schistes. Sous le nouvelle Chapelle de Roselend, les conglomérats montrent de nombreux galets de cristallin dont la taille peut dépasser 30 centimètres.

1.2.4. Age de la série.

Ces sédiments ont fourni dans tous le massif d'assez nombreux débris

végétaux (flore à Mixoneura ovata et Pecoptéris lamurensis) attribués au Stéphanien inférieur et moyen.

1.3. LE TRIAS.

1.3.1. Généralités.

Le Trias se présente sous la forme d'un tégument discordant tantôt sur le cristallin, tantôt sur le Houiller.

Lorsqu'elle est complète, la série comprend de bas en haut :

- des quartzites,
 - des argilites gréseuses,
 - des calcaires dolomitiques,
 - du gypse,
- et à différents niveaux des cargneules.

1.3.2. Description détaillée

1.3.2.1. Coupe du col de la Louze

Le torrent qui descend du col de la Louze vers le lac de Saint-Guérin s'écoule sur la limite cristallin/Trias. Vers l'altitude 1850, on relève la coupe suivante de bas en haut (fig. 9a) :

- 1 - - cristallin
puis discordant sur le précédent,
- 2 - 0,3m, un banc de grès quartziteux blanc, contenant quelques gros quartz centimétriques, tantôt roses et arrondis, tantôt gris et anguleux.
- 3 - 0,7m, grès quartziteux blanc à litage entrecroisé.
- 4 - 1,0m, grès quartziteux blanchâtre, massif.
- 5 - 1,0m, argilite gréseuse calcaire et dolomitique (23 % calcite, 15 % dolomite), jaunâtre, en bancs centimétriques.
- 6 - 5 m environ, cargneules.
- 7 - schistes noirs mordorés, à miches silicoalumineuses (Aalénien).

1.3.2.2. Coupe de la Chapelle de Roselend.

Au N de la retenue de Roselend, vers la Chapelle, les quartzites du Trias forment de nombreux replis dans le talus de la route sur le Houïllèr. En contrebas, nous pouvons observer la coupe suivante (fig. 9b) :

- 1 - , Houïllèr
puis discordant sur le précédent, et parfois décollé tectoniquement :
- 2 - 2 m environ, grès quartziteux blanchâtre, en bancs plusieurs fois décimétriques.
- 3 - 5 m environ, argilite gréseuse dolomitique, de moins en moins gréseuse et de plus en plus dolomitique, jaunâtre.
- 4 - 2 m environ, dolomie jaunâtre en bancs décimétriques.
- 5 - , cargneules.

1.3.2.3. Coupe de la Bathie

Sur le rebord oriental du col de la Bathie, on relève la coupe suivante (fig. 9c) :

- 1 - , cristallin
puis discordant sur le précédent :
- 2 - 0,4m , un banc de grès quartziteux à gros quartz roses détritiques centimétriques.
- 3 - 2 m environ, grès quartziteux blanchâtre massif
- 4 - 5 m environ de cargneules débutant par quelques niveaux d'argilite gréseuse dolomitique.
- 5 - 40 m environ, de gypse, contenant dans la partie supérieure un niveau de cargneule.
- 6 - 2 m environ, calcaire dolomitique gris clair
- 7 - 10 m environ, alternance de schistes violets légèrement calcaires, de schistes argileux noirs et de schistes argileux versicolores.

8 - , calcschistes noirs à patine gris brun foncé légèrement granuleux scintillant (paillettes de micas ?).

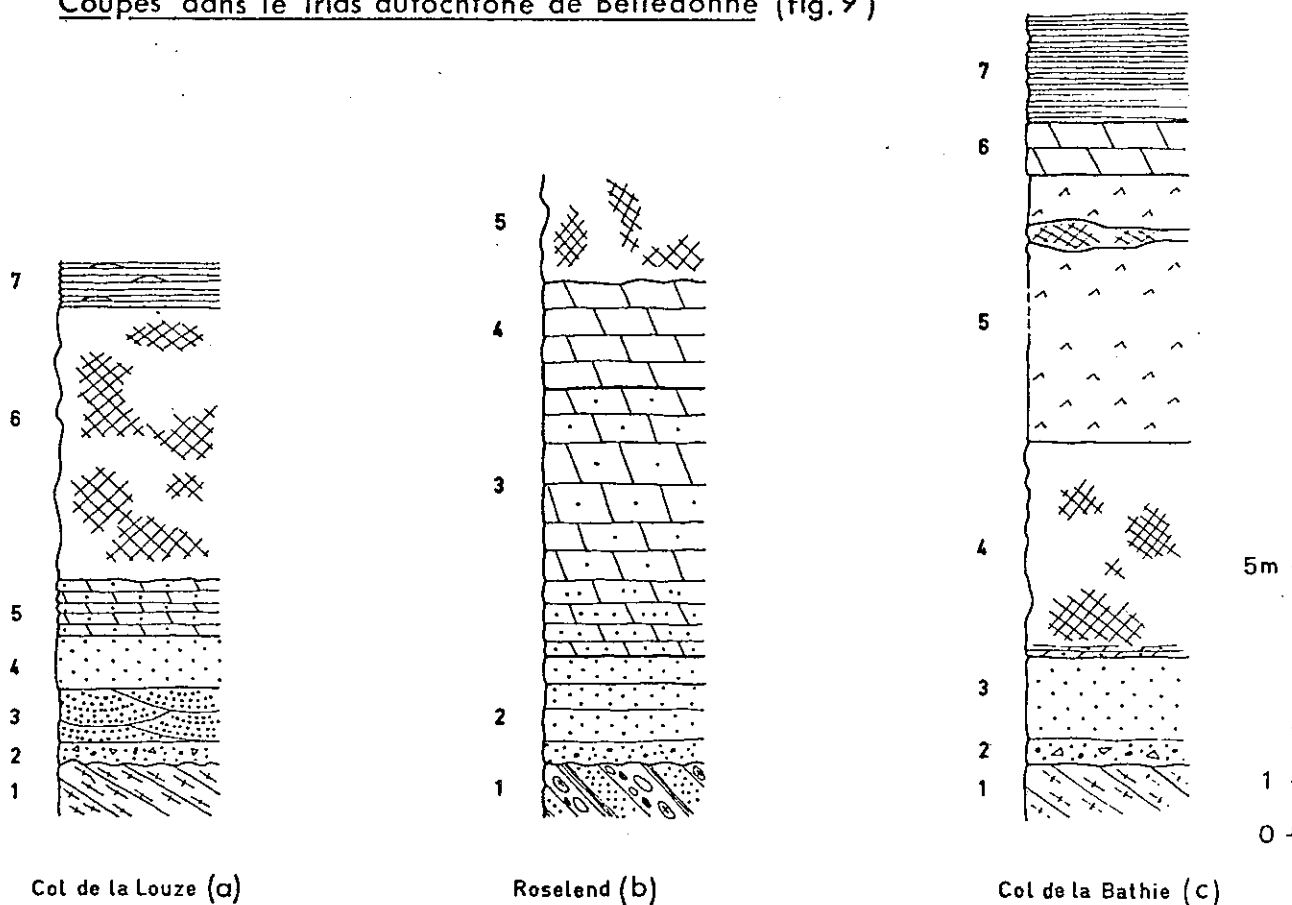
Le gypse se présente ici comme une série sédimentaire à stratigraphie normale, bien visible, et non en amas tectonique.

On le retrouve dans les mêmes conditions au col du Pré et, plus au N au col du Joly.

1.3.3. Problème des cargneules.

Nous remarquons que les cargneules ne correspondent pas à un niveau stratigraphique déterminé. Elles semblent tronquer la série triasique plus ou moins haut selon les affleurements, affichant ainsi un caractère tectonique évident. Cependant elles présentent en certains points des caractères sédimentaires tels qu'une granoclassement. H. MASSON (1972) explique l'origine de la "cornieule" par un "mécanisme de bréchification par fracturation hydraulique, sous l'effet de pressions fluides anormalement élevées qui régnaient notamment à la base des nappes lors de leur mise en place." Il explique ainsi la présence simultanée et paradoxale de caractères sédimentaires et tectoniques dans ces brèches. Toutes les cargneules de la région peuvent s'expliquer de la sorte et je ne leur donnerai donc pas la valeur d'un niveau stratigraphique.

Coupes dans le Trias autochtone de Belledonne (fig. 9)



1.3.4. Age

G. GAND (1973) pense que l'on peut attribuer au Permien une partie des grès de base. Pour cela, il met en relation certains niveaux plus colorés avec les grès d'Allevard dont l'âge est connu. Il ne semble pas que de tels niveaux existent sur le rebord NE de Belledonne. C'est le Trias de type "germanique réduit", classique dans la zone dauphinoise. La trilogie grès-dolomies-gypses représenterait respectivement le Buntsandstein, le Muschelkalk et le Keuper. Les auteurs suisses émettent la même opinion quant aux dépôts semblables du massif des Aiguilles Rouges.

J. RICOUR (1962) pense que les quartzites seraient plutôt d'âge Muschelkalk moyen à supérieur. Pour cela, il s'appuie sur la découverte de nombreuses *Myophoria goldfussi* ALB. dans les dolomies sus-jacentes. Ce point de vue a été critiqué par R. BARBIER (1963). Cependant, ici, il semble bien que l'âge Muschelkalk moyen à supérieur soit confirmé par la découverte de M. BLAYAC en 1900 d'une *Myophoria goldfussi* ALB. dans un galet de quartzite dans les "grès singuliers" du col du Bonhomme.

1.4. LE LIAS

Au-dessus du Trias, nous rencontrons des schistes et des calcschistes dont la position semble normale. Ces niveaux se rencontrent au col du Pré (côté N), en bandes étroites à l'O du Grand Mont et surtout dans le "synclinal médian".

Au col du Pré, ils se présentent sous l'aspect de calcaires bruns foncé à patine claire, en bancs décimétriques, et présentant en dalles structurales, sur les faces patinées beige clair, de petites tâches ferrugineuses. Ils peuvent contenir de petites entroques éparses. Nous pouvons attribuer ces niveaux au Lias inférieur.

Dans les ravins qui descendent vers le Doron, nous pouvons observer un petit ressaut contenant de nombreuses grosses belemnites tronçonnées. Ce niveau bien connu dans la région et notamment au Mont Joly, vers le N où il a été daté du Domérien.

Dans le "synclinal médian", nous trouvons à nouveau ces schistes et calcschistes. Ils contiennent de petits nodules pyriteux qui ont dû être des ammonites. Le faciès rappelle nettement l'Hettangien.

Dans la zone haute du "synclinal", apparaissent des calcaires à entroques dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. Ces calcaires se

rencontrent également au Passage du Dard, à l'O du Grand Mont. Là, ils contiennent de nombreux débris d'ammonites et en particulier d'Arietites qui permettent de les dater du Sinémurien.

1.5. LA SERIE DE ROSELEND

1.5.1. Généralités

J'ai appelé ainsi un ensemble de terrains compris entre la série autochtone de Belledonne et l'écaille cristalline de la Gitte. Venant en contact tectonique sur l'ensemble précédent par l'intermédiaire d'un puissant niveau de cargneules, son rattachement au massif de Belledonne est incertain. Ces niveaux peuvent être qualifiés de parautochtones.

La série est constituée de calcschistes plus ou moins gréseux ou argileux.

Ces niveaux peuvent s'observer sous deux formes légèrement différentes au N de la retenue de Roselend d'une part, et au bord du lac de Saint Guérin vers le S d'autre part.

1.5.2. Coupe détaillée de la série à Roselend

On peut observer cette série le long de la route, au N de la retenue de Roselend, vers le café "l'Etoile des Neiges".

N.B. Pour toutes ces séries schisteuses extrêmement replissées, les épaisseurs ne sont données qu'à titre indicatif. Elles ne représentent absolument pas l'épaisseur réelle d'origine.

D'O en E, nous rencontrons :

- 1 - 30 m environ, alternance de schistes et de calcschistes noirs se terminant par quelques bancs décimétriques d'un calcaire détritique sombre à patine brunâtre, à grains millimétriques de dolomie jaune, de quartz et de débris d'entroques;
- 2 - 20 m environ, schistes argileux sombres à patine moirée ;

3 - 30 m environ, calcschistes gréseux sombres à patine brunâtre, montrant des rythmes très réguliers d'environ 20 cm dans lesquels on relève 1 à 3 cm de grès à ciment calcaire, 10 à 15 cm de calcaire sombre contenant quelques grains de quartz et 5 cm environ de calcschistes sériciteux.

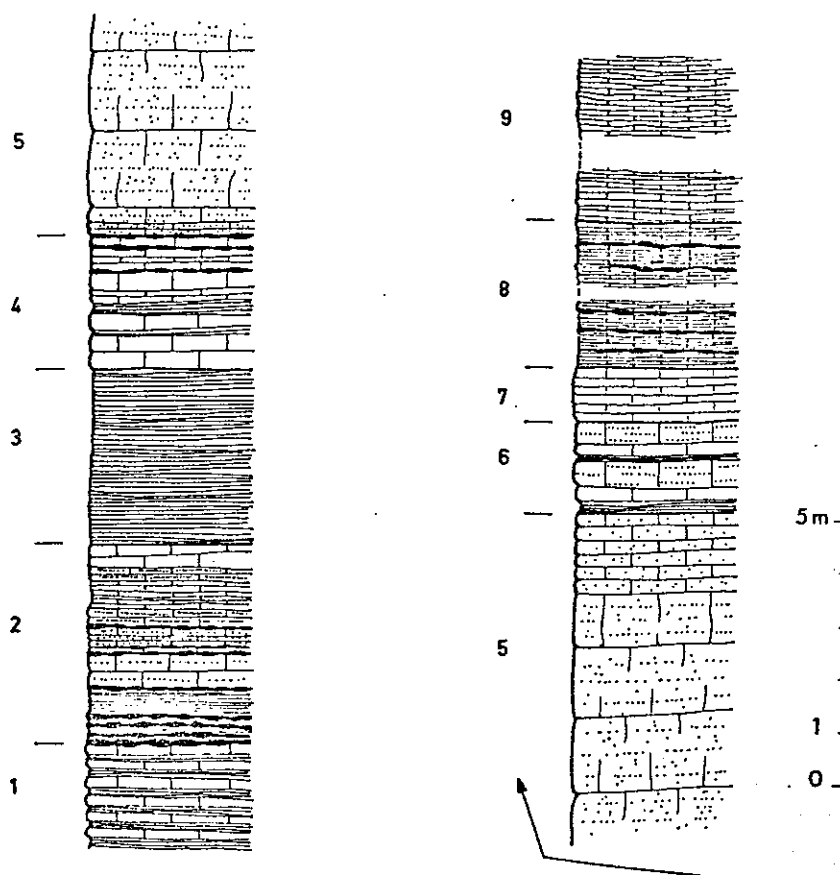
L'examen des argiles aux rayons X montre parfois, outre la présence d'Illite et de Chlorite, une assez forte teneur en Paragonite.

1.5.3. Coupe détaillée de la série à St Guérin

Il s'agit d'une bande de terrains à sédimentation détritique rythmique qui se rencontre entre le massif cristallin de Belledonne et les multiples replis des calcaires et schistes du Malm sous l'arête Roche Parstire-Mont des Acrais.

L'ancien chemin du Cormet d'Arêches qui passe le long de la retenue de St Guérin permet de lever une coupe détaillée. Nous notons du N vers le S (fig. 10).

Coupe du lac de Saint Guérin (fig. 10)



- 1 calcschistes gris sombre à patine brunâtre, légèrement pyriteux en bancs décimétriques à interlits schisteux de 2 à 8 cm ;
- 2 - 3,5 m calcschistes noirs à patine grise, en lits réguliers de 0,5cm séparés par de minces délits siliceux. La silice envahit progressivement les lits calcaires jusqu'à une proportion de 50 %. Ce niveau contient en outre, une dizaine de bancs siliceux centimétriques boudinés ;
- 3 - 3,5 m schistes gris à patine claire ;
- 4 - 2,3 m calcschistes gris à patine gris sombre à rousse, sans niveau siliceux blanc dans les lits, se terminant par deux bancs centimétriques de silice boudinée ;
- 5 - 10 m environ calcaire sombre à patine gris bleu, contenant de petits grains détritiques siliceux (?) particulièrement bien visibles sur les surfaces patinées. Ces grains s'organisent en lits ou/et se rencontrent épars dans la pâte calcitique en bancs passant du centimètre au décimètre sur 0,5 m puis franchement métriques et massifs (6 bancs), le dernier se débitant en lits décimétriques ;
- 6 - 1,7 m deux séquences rythmiques comprenant : 0,2 m schistes, 0,3 m calcaire, 0,5 m calcaire à bandes claires siliceuses, puis à nouveau 0,1 m schistes, 0,2 m calcaire, 0,4 m calcaire à bandes siliceuses ;
- 7 - 1,0 m calcaire noir plaqueté mais massif ;
- 8 - 8 m environ calcschistes noirs à patine poudreuse bleu clair à gris clair, contenant de nombreux niveaux boudinés de silice et de calcite à patine jaune d'or ;
- 9 - plusieurs dizaines de mètres d'une série de calcschistes sériciteux brun sombre à patine roussâtre en bancs irréguliers centimétriques.

Plusieurs échantillons de cette coupe ont fait l'objet d'une analyse

aux rayons X ayant révélé d'une part, la présence en assez grande quantité de Paragonite et d'autre part, la nette prédominance de l'Illite par rapport à la Chlorite.

1.5.4. Age de la série

A Roselend, la série n'a fourni que quelques belemnites très mal conservées. En outre, les calcschistes gréseux se chargent en entroques parmi lesquelles on peut reconnaître des Pentacrines le long du chemin du col de Sur Frêtes.

Le niveau terminal de l'ensemble 1 contenant de petits débris de dolomie peut rappeler des niveaux semblables et datés du Bajocien, décrits par L. W. COLLET (1943) dans la nappe de Morcles, par J. ROSSET (1957) et plus récemment par JC. CARFANTAN (1975) dans la chaîne du Charvin, sur le rebord occidental de Belledonne.

J'attribuerai du moins provisoirement, cette série au Jurassique moyen.

A Saint-Guérin, les niveaux ne m'ont fourni aucun fossile, même pas de fragments de belemnite. En outre, les niveaux à dolomie détritique n'existent plus.

Certaines plaquettes calcaires sont tachetées de petites formes noires ovoïdes rappelant des Nummulites. Aucune de ces tâches m'a montré des structures permettant d'affirmer qu'il s'agit bien de Nummulites et certaines se sont révélées être des débris d'entroques.

Il est toutefois possible que certains niveaux de la coupe appartiennent au Tertiaire.

2. L'UNITE 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 S, au moins deux niveaux de schistes noirs sédimentaires (?).

L'examen microscopique révèle la présence de :

- grains de quartz grossiers, parfois arrondis, pas très recristallisés ;
- plagioclases séricitisés ;
- des mélanges de Chlorite et de micas blancs, vestiges d'anciennes biotites ;
- des zircons ;
- des oxydes de fer.

L'aspect est celui d'une ancienne migmatite. Selon J. VON RAUMER qui a bien voulu observer ces lames minces - je l'en remercie vivement - la présence de certains quartz bréchiques allongés confère parfois à ce matériel cristallin l'aspect d'une blastomylonite.

En résumé, si le caractère cristallin de ce matériel est indéniable, on ne peut guère aller plus avant dans la détermination.

2.2. Les schistes Aaléniens

Dans la partie la plus interne de l'unité affleurent des schistes argilo-siliceux noirs ou bruns, à patine moirée à reflets métalliques bruns roux. Ils contiennent des miches silico-alumineuses et des niveaux siliceux et ferrugineux. Ces schistes, bien connus dans la région, ont fourni d'assez nombreuses ammonites de l'Aalénien. J'ai moi-même découvert dans des éboulis du flanc NO de la Pointe de Riondet un morceau d'ammonite que R. MOUTERDE a reconnu comme étant un fragment de *Graphoceras limitatum* BUCK. et qui confirme l'âge Aalénien des schistes.

2.3. Les calcaires à entroques

2.3.1. Généralités

L'unité de la Gitte contient deux niveaux détritiques à entroques. L'un est directement transgressif sur l'écaille de cristallin, l'autre s'observe dans les parties les plus internes de l'unité, au coeur des structures.

Ces niveaux qui ont des aspects plutôt dissemblables à l'affleurement se révèlent être assez voisins à l'examen microscopique.

2.3.2. Examen détaillé

2.3.2.1. Les calcaires détritiques transgressifs

Ces niveaux peuvent s'observer dans le lit des petits thalwegs, en rive gauche des torrents de la Gitte d'abord, puis de la Gicle au N, sur le rebord supérieur de la lame de la Gitte, entre le cristallin et la série mésozoïque sus-jacente.

La série qui transgresse directement le cristallin comprend plusieurs termes. Ce sont de bas en haut :

- 1 , cristallin ;
- 2 - 0 à 0,8m - conglomérat à éléments cristallins de 1 à 8 cm, anguleux pris dans un ciment calcaire ferrugineux ;
- 3 - 2 m environ, 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 ;
- 4 - 3 m environ, schistes argileux noirs, à patine rousse, ayant fourni une ammonite malheureusement indéterminable ;
- 5 - 0 à 4 m, calcaire sombre à patine bleu clair, contenant vers le haut de nombreux niveaux siliceux centimétriques faisant saillie sur les faces patinées.

L'examen du niveau 3 au microscope montre une pâte calcitique assez grossière à gros quartz détritiques craquelés, entourés d'une auréole de

recristallisation de quartz et de calcite. Les entroques sont fréquentes, elles aussi recristallisées et donnant de grandes plages calcitiques où de petites impuretés opaques soulignent les fantômes des cristaux d'origine. On y trouve également des bryozoaires. Ils contiennent en plus des fragments anguleux de 0,1 à 1 cm d'un calcaire sombre enfermant de petites formes arrondies cristallines (anciens fossiles ?).

2.3.2.2. Les calcaires à entroques du coeur des structures

Sur le versant S du Rocher du Vent, entre les deux petites barres de calcaires clairs qui descendent vers l'usine E.D.F. et au milieu d'une grande masse de schistes, les calcaires à entroques affleurent largement.

Nous pouvons y lever la coupe suivante :

- 1 , schistes noirs mats ;
- 2 - 1 m environ, schistes et calcschistes plissotés, laminés avec filonnets de quartz ;
- 3 - 0,2 m , schistes sériciteux parsemés de petits lits millimétriques de calcaires détritiques (à petites entroques) à patine gris clair.
- 4 - 0,6 m , calcaire à petites entroques, brun à patine rousse, en bancs de 5 cm jointifs puis de 1 cm à interlits sériciteux.
La partie sommitale se charge progressivement en petits galets noirs ;
- 5 - 1,8 m , le même calcaire, mais en bancs de 20 à 30 cm jointifs ;
- 6 - 0,2 m , schistes noirs broyés ;
- 7 - 1,3 m , calcaire détritique à petites entroques et à nombreux lits quartzeux, contenant quelques galets noirs centimétriques ;
- 8 - 0,4 m , schistes noirs ;
- 9 - 1,0 m , calcaire fin sombre à patine brune, à éléments noirs en bancs décimétriques très durs ;

10 - 3 à 4 m calcaire sombre à patine mordorée, zoné de grains de quartz, contenant quelques entroques et de rares galets noirs.

L'examen microscopique de ces calcaires montre des éléments détritiques moins gros que dans le calcaire précédent. Mais on y trouve à nouveau les débris de quartz, d'entroques et surtout les fragments de calcaire sombre.

2.3.3. Age de ces niveaux

Je n'ai récolté aucun fossile caractéristique dans ces niveaux. Outre les fragments de lamellibranches et d'échinodermes, j'ai trouvé quelques belemnites tronçonnées et une dent de poisson au col de la Gicle.

G.F. AMBERGER (1960) signale dans la couverture du massif des Aiguilles Rouges un niveau de calcaires spathiques noirs, zoogènes, datés du Callovien dont la description rappelle assez nettement celles des calcaires transgressifs sur le cristallin. A la Gitte, ces niveaux sont surmontés par des schistes noirs à petites miches et à ammonites malheureusement indéterminables rappelant fortement l'Oxfordien.

D'autre part, les calcaires du coeur des structures semblent encadrer les schistes Aaléniens. De plus, des niveaux semblables ont été datés du Bajocien, vers le S au col de la Madeleine (communication orale de JC. BARFETY).

Il faut toutefois remarquer que ces calcaires ressemblent, malheureusement, aux calcaires à entroques et à petits galets noirs, datés du Sinémurien au col du Bonhomme. Seule les différencie une forte proportion de quartz détritiques.

De tout ceci, il ressort qu'un âge jurassique moyen à Callovien semble être raisonnable pour ces niveaux.

2.4. Les schistes Callovo-oxfordiens

L'Oxfordien est représenté par une épaisse série de schistes argilo-siliceux noirs ou bruns à patine mordorée. Contrairement aux schistes aaléniens auxquels ils ressemblent beaucoup, ils sont souvent interrompus par de petits bancs calcaires et sont eux-mêmes un peu calcaires.

On y rencontre fréquemment de petits nodules calcaires noirs centimétriques contenant parfois des ammonites.

J'en ai découvert quelques unes en divers endroits que R. ENAY a pu reconnaître :

- sous les chalets de Plan Vorret (937, 19 ; 88, 57 ; 1860 et 937, 16 ; 88, 54 ; 1850) : plusieurs formes de petite taille à côtes simples et bifurquées, *Peltoceras* (*Parawedekindia*) sp. (SCHIND).

- dans le thalweg qui monte depuis le lac de Roselend vers le Passage des Charmettes (932, 78 ; 83, 08 ; 1790) plusieurs formes de grande et petite taille du genre cité précédemment et un Périspinctidé indéterminable.

- Au N de la Pointe de Riondet (929, 85 ; 77, 82 ; 2090) deux Périspinctidés indéterminables et un Oppedidé ou Phylloceratidé également indéterminable.

- Lors d'une sortie avec JC. BARFETY au Roc Marchand à l'O de Grand Naves en Tarentaise, nous avons découvert dans les arrachements du versant S (926, 20 ; 72, 65 ; 1960) deux exemplaires de *Peltoceras* (*Parawedekindia*) sp. (SCHIND).

Le même affleurement avait déjà fourni à R. BARBIER (1951) plusieurs formes. Une erreur de détermination d'une de ces ammonites avait fait attribuer ces schistes au Domérien. Monsieur BARBIER ayant conservé ces formes et nous les ayant obligeamment confiées pour une nouvelle détermination, R. ENAY a pu reconnaître :

Sowerbyceras sp. PARONA et BONARELLI, *Phylloceras* sp. SUESS et *Cardioceras* (*Cardioceras*) sp. NEUMAYR et UHLIG.

Selon les propres termes de R. ENAY, " si ces formes sont associées sur le terrain - elles le sont -, on peut avec un haut degré de confiance situer cette faune et les couches qui la renferme dans la zone à Cordatum de l'Oxfordien inférieur".

Dans le versant S du Rocher du Vent, j'ai découvert au sein de cette masse schisteuse un petit niveau calcaire, épais de quelques centimètres, contenant de nombreuses petites oolithes ferrugineuses. De tels oolithes sont connues dans le Callovien du domaine dauphinois (faciès jurassiens) et dans les sédiments de l'Autochtone et de la nappe de Morcles. Dans ce dernier cas

(L.W. COLLET - 1943), leur âge varie du Bajocien au Callovien. Quoiqu'il en soit, ces niveaux représenteraient donc la base de la série Callovo-Oxfordienne, ce que semble confirmer leur position structurale.

2.5. Les calcaires plaquetés massifs

La série comprend également de petits bancs d'un calcaire gris clair à patine gris bleu, en bancs décimétriques jointifs plus ou moins estompés par la schistosité. Vers le N, ces calcaires forment des falaises beaucoup plus importantes (Aiguilles de la Pénaz) où l'on peut observer de nombreux replis. Le calcaire y est beaucoup plus foncé. On trouve dans la partie supérieure des niveaux de brèche dolomitique dont la description détaillée sera reprise ultérieurement. (§ 3.5.2.2.)

3. L'EXTREMITE MERIDIONALE DU MASSIF DU MONT-BLANC

3.1. Le socle cristallin

Toujours selon C. BORDET (1957), le socle cristallin du Mont-Blanc serait représenté par la série verte (ectinites, migmatites et granites).

Les études en cours de J. VON RAUMER apporteront dans doute de nouvelles précisions.

3.2. Le Trias

3.2.1. Généralités

Là encore, le Trias se présente sous la forme d'un tégument transgressif sur le cristallin.

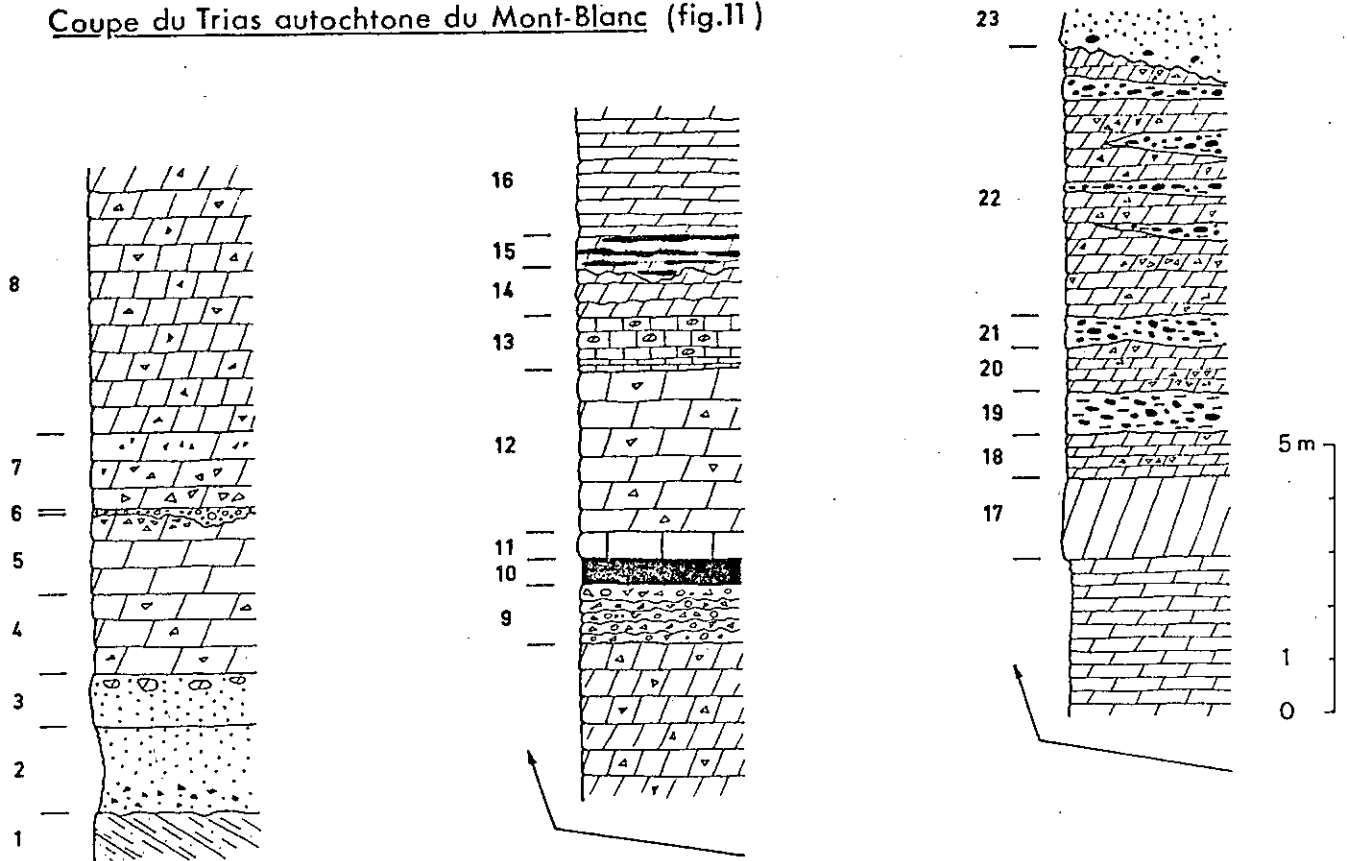
La série débute par quelques mètres de niveaux gréseux sur lesquels reposent plusieurs dizaines de mètres d'un calcaire dolomitique à brèche monogénique. Quelques passées conglomératiques terminent la sédimentation du Trias.

3.2.2. Coupe du col des Fours

Le rebord oriental du col des Fours nous offre une remarquable coupe du Trias entre le cristallin et la carapace liasique des "Grès singuliers".

Nous relevons de bas en haut (fig. 11) :

Coupe du Trias autochtone du Mont-Blanc (fig.11)



Col des Fours

- 1 schistes cristallins;
- 2 - 1,6 m, grès moyen, sombre à patine gris beige, fragile contenant quelques éléments quartzeux centimétriques;
- 3 - 1,0 m, grès sombre à patine sombre, très dur, contenant dans sa partie supérieure quelques éléments décimétriques de dolomie capucin zonée de grains de quartz;
- 4 - 1,5 m, dolomie capucin brêchique;
- 5 - 1,5 m, dolomie beige, en bancs décimétriques, brêchique vers le sommet;

puis ravinant le précédent :

- 6 - 0,1 m conglomérat "vitreux" à éléments dolomitiques centimétriques et quartzeux demi-centimétriques;
- 7 - 1,4 m dolomie bréchique brune à patine grise à éléments de plus en plus fins ;
- 8 - 10 m environ, dolomie bréchique à patine gris clair, en bancs décimétriques ;
- 9 - 1,0 m conglomérat et pseudobrèche gréseuse, sombre et vitreuse, à patine grise, à litage irrégulier, onduleux, centimétrique à décimétrique ;
- 10 - 0,5 m niveau rubéfié, rouge brique foncé ;
- 11 - 0,5 m calcaire cristallin gris clair à patine grise, très dur ;
- 12 - 3,0 m dolomie bréchique ;
- 13 - 1,0 m calcaire cristallin sombre à patine claire, à éléments dolomitiques, en bancs centimétriques puis décimétriques ;
- 14 - 0,9 m dolomie calcaire sombre à patine gris clair, à litage onduleux décimétrique ;
- puis ravinant le précédent :
- 15 - 0,6 m dolomie claire à patine rousse, massive, à silex noirs allongés ;
- 16 - 5,4 m dolomie fine, gris bleu clair à patine brun clair, plaquetée ;
- 17 - 1,5 m idem mais massive formant un ressaut ;
- 18 - 1,0 m dolomie grise à patine roux clair, à passées bréchiques, plaquetée ;
- 19 - 0,8 m conglomérats à ciment gréseux et à éléments arrondis de grès et de quartz (2 à 3 cm), à patine rouille ;
- 20 - 0,8 m semblable à 18 ;
- 21 - 0,6 m semblable à 19 ;

- 22 - 5,0 m alternance de dolomie bréchique rousse à éléments de dolomie roux-clair centimétriques et de conglomérats à galets gréseux (2 à 8 cm) patine rouille ;
- puis nettement discordants sur le niveau précédent :
- 23 des conglomérats de la base des "grès singuliers" datés du Lias.

Notons que dans cette coupe les brèches dolomitiques sont exclusivement monogéniques.

3.2.3. Age de la série

Cette coupe présente, très curieusement, un cachet "Trias valaisan" (=Trias briançonnais réduit) indéniable. Elle offre en effet des similitudes frappantes avec certaines des coupes décrites dans les travaux de P. ANTOINE (1971) et surtout de S. FUDRAL (1973 - coupes relevées dans la Combe de la Nova). Par analogie avec ces séries, on peut attribuer au Werfénien les grès à nodules dolomitiques. Les deux niveaux de ravinement pourraient correspondre à ceux décrits par S. FUDRAL (1973 - fig. 15, p. 56-57) et attribués l'un à l'Anisien inférieur, l'autre à la limite Anisien-Ladinien.

M. GIGNOUX et L. MORET (1929) signalent dans le Rhétien des alternances de dolomies et de conglomérats ferrugineux rappelant tout à fait le niveau 22.

3.3. Le Lias

3.3.1. Généralités

La série tégumentaire, adhérente au socle cristallin comprend en plus de Trias plusieurs niveaux dont les fameux "grès singuliers" du col du Bonhomme découverts et décrits pour la première fois par H. DE SAUSSURE (1779). Des ammonites découvertes dans les schistes et les calcaires qui accompagnent ces grès, ont permis d'attribuer cette série au Lias.

3.3.2. Etude détaillée

3.3.2.1. Coupes entre la Sausse et le col du Bonhomme

Lorsque l'on monte depuis le vallon de la Gitte vers le col du

Bonhomme, on rencontre au-dessus du lieu-dit "La Sausse" une série liasique que le sentier recoupe plusieurs fois.

Nous trouvons d' E en O (fig. 12 a) ;

- | | |
|-----------------|--|
| 1 | cargneules ; |
| 2 - 2 m | dolomie beige à patine jaune clair massive, contenant quelques grains de quartz ; |
| 3 - 2 m | dolomie blonde gréseuse ; |
| 4 - 3 m | dolomie microbrèche (80 % à 99 % dolomite) bleu clair à patine gris clair, à éléments centimétriques de dolomie blonde et rousse et à grains de quartz ; |
| 5 - 4 m | grès moyen sombre, d'aspect huileux, contenant de nombreux fossiles indéterminables (oursins, lamellibranches ...) ; |
| 6 - 0,4 m | calcaire bleu foncé, scintillant à la cassure, à patine bleu clair parfois rousse, en bancs décimétriques, contenant de gros lamellibranches ; |
| 7 - 1,6 m | le même calcaire mais avec de petits débris coquillers et quelques entroques. ; |
| 8 - 6 m environ | schistes sériciteux à patine rousse, contenant quelques petits bancs calcaires et des petites ammonites pyriteuses ; |
| 9 - 4 m environ | alternance de calcaires des niveaux 6 et 7 avec des schistes du niveau 8 ; |
| 10 - 5 à 8 m | grès moyen à ciment calcaire blanchâtre, en bancs décimétriques. Le dernier banc est un calcaire à grosses entroques. |

Dans cette coupe, les niveaux 1 à 4 représentent le Trias. Les autres niveaux varient très vite en épaisseur et même en faciès à mesure que l'on s'élève dans la pente. Le niveau 5, assez constant, diminue d'épaisseur. Deux niveaux plus calcaires, formant ressaut, s'individualisent dans les alternances de schistes et de calcaires des niveaux 6 à 9. Le premier (11), épais de 5 à 8 mètres, est constitué d'un calcaire sombre à patine gris clair, en bancs décimétriques. Le second (12), moins épais, est fait d'un calcaire sombre à patine rousse, chargé d'entroques et de débris noirâtres centimétriques

dont la plupart sont des fragments d'ammonites.

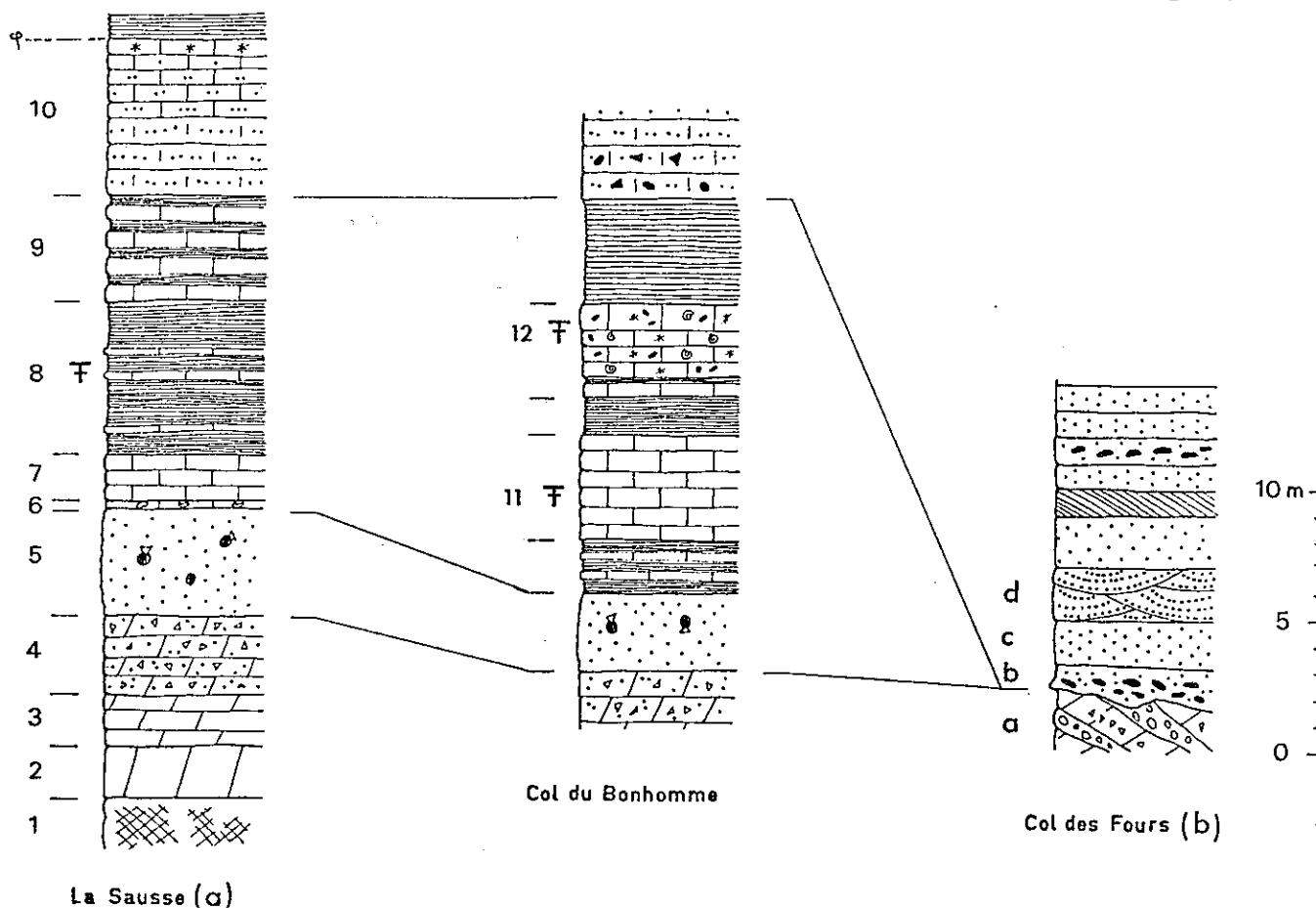
3.3.2.2. Les "grès singuliers" du col du Bonhomme

Les niveaux gréseux supérieurs (10) ont été baptisés par H. SAUSSURE (1779) les "Grès Singuliers".

Réduits tectoniquement, ils se développent au fur et à mesure que nous nous rapprochons du col. A la base apparaissent de véritables brèches et/ou conglomérats. On peut y voir de gros éléments anguleux (centimétriques à décimétriques) de dolomies jaunâtres ou grises, de calcschistes et de lumachelles, cotoyer des éléments parfaitement arrondis de quartz (cm) et parfois même des galets.

Ces grès forment une carapace de plus de 20 m d'épaisseur sur le Trias adhérent au socle entre le col du Bonhomme et la Tête des Fours. Ils se présentent sous plusieurs formes dessinées schématiquement dans la coupe du col des Fours. On peut voir, ravinant le Trias (a) des niveaux conglomératiques (b) à galets de protogine, de calcaire noir et de quartz centimétriques. Certains bancs massifs atteignent une épaisseur de 1 m et plus (c). On y observe également des figures de sédimentation entrecroisée (d) dans lesquelles les chenaux sont grossièrement alignés NNE-SSO. Le massif du Mont-Blanc devait être la principale source d'apport de ces grès.

Coupes dans le Lias autochtone du Mont-Blanc (fig.12)



3.3.3. Age

Dans la coupe du sentier allant de la Sausse au col du Bonhomme, les niveaux 1 à 4 représentent vraisemblablement le Trias. Le niveau gréseux 5 pourrait être attribué au Rhétien, d'autant plus que dans les niveaux calcaires et marneux sus-jacents (8 et 11), j'ai pu trouver de petites ammonites pyriteuses de l'Hettangien. En effet, R. MOUTERDE a reconnu parmi celles-ci *Schlotheimia angulata* (?) SCHL. E. PARAJAS (1922) avait déjà reconnu cet étage grâce à *Schlotheimia angulata* SCHL., *Schlotheimia charnassei* d'ORB. et *Caloceras* sp. Le niveau 12, qui s'intercale entre les niveaux 8 et 10 de la coupe du bas du sentier, m'a fourni de nombreuses ammonites parmi lesquelles R. MOUTERDE a reconnu des Arietites et des Arnioceras attestant l'âge Sinémurien. Les "grès singuliers" (niveau 10), qui viennent au-dessus de termes attribués respectivement au Trias, au Rhétien ?, à l'Hettangien daté et au Sinémurien daté, doivent être rattachés au moins au Pliensbachien.

CH. LORY et L. VALLET (1866) ont découvert ici un *Pecten Valoniensis* DEFR. et attribuaient ces grès au Rhétien. H. SCHOELLER signalait dès 1928 que leur âge bien que liasique était certainement beaucoup plus récent.

Ces grès semblent correspondre aux calcaires gréseux et aux quartzites du Domérien de la vallée de Chamonix.

3.4. La série schisteuse

Sur les "grès singuliers" il s'est déposé quelques dizaines de mètres de schistes donnant des niveaux plus tendres.

La série débute par des schistes argileux noirs à patine brun roux mordorée rappelant tout à fait l'Aalénien. Puis, elle se charge progressivement de petits lits d'un calcschistes brunâtre à patine gris-jaune d'aspect granuleux, plus ou moins gréseux et lardé de filonnets jaunes de quartz et de calcite. Ces derniers niveaux m'ont fourni une ammonite presque sur l'arête qui relie le Rocher du Vent à la pointe méridionale de la Crête des Merles (938, 03 ; 88, 19 ; 2330). Elle a été déterminée par R. ENAY comme *Passendorfenia birsmendorfensis* (MOESCH) de l'Oxfordien.

J'ai également trouvé, en éboulis, un Perisphinctidé indéterminable, en rive droite du ruisseau qui descend depuis le col des Saucés vers le torrent de la Gitte.

La série schisteuse semblerait donc représenter tous les étages depuis l'Aalénien à l'Oxfordien compris, ce dernier étage étant le seul dont on soit certain qu'il existe.

Le Jurassique moyen serait soit absent, soit représenté par le même faciès que l'Oxfordien.

Il y a tout de même une assez grande probabilité pour que les niveaux du bas de la série soient bien Aaléniens.

3.5. Les calcaires plaquetés

3.5.1. Généralités

On peut remarquer à la base du ressaut sommital de la Tête Sud des Fours, deux petites falaises calcaires plus ou moins noyées dans les éboulis de schistes. Ces calcaires prennent de plus en plus d'importance à mesure que l'on se déplace vers le S et ce sont eux qui forment l'imposante falaise sommitale du Rocher du Vent.

Ces calcaires, dont le faciès est analogue à ceux de l'unité de la Gitte (§ 2.5), présentent deux aspects caractéristiques : leur faciès et la présence d'un niveau supérieur de brèche dolomitique.

3.5.2. Description détaillée

3.5.2.1. Les différents faciès

Ce calcaire présente souvent des caractères légèrement différents selon qu'il affleure en petites falaises étirées tectoniquement ou en grands amas à multiples replis.

Dans le premier cas, le calcaire fin, souvent recristallisé, est très clair avec une patine gris bleuté caractéristique. Il se débite en fines plaquettes millimétriques.

En amas, il est beaucoup plus sombre, sa patine va d'un gris bleu à un gris roux et sa cassure est esquilleuse.

Ces niveaux, plutôt azoïques, montrent quelques rares belemnites indéterminables et des petits fragments d'entrouques.

On peut y observer également de longs tubes blanchâtres aplatis (plusieurs mètres sur 5 à 10 cm) et siliceux que l'on pourrait prendre pour des silex lorsqu'ils sont coupés. Il s'agit en fait, de terriers à remplissage détritique se terminant par une sorte de spirale.

Les calcaires contiennent en outre, de nombreuses petites sphérules ferrugineuses centimétriques. Sur les plans soumis à l'altération, le fer, oxydé, est éliminé et les surfaces patinées présentent des alignements de petites sphères vides.

3.5.2.2. Les niveaux jaunâtres

La partie supérieure de ces calcaires présente des niveaux jaunâtres assez particuliers. Ce sont des brèches pulvérulentes ou au contraire très dures. Elles 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 lui conférant un aspect spathique. Il faut remarquer dès à présent que ces brèches se rencontrent souvent le long de niveaux jalonnés d'écailles de cristallin et que, de plus, elles semblent raviner les calcaires sous-jacents.

H. SCHOELLER (1929) a attribué 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 sont contradictoires et 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. Ce processus est tout à fait comparable au phénomène de cargneulisation décrit par H. MASSON (1972 et 1976).

Ceci n'explique pas les surfaces de ravinement observables entre les niveaux jaunâtres et le calcaire. Nous pourrions penser que la cargneulisation s'est développée de façon préférentielle dans un niveau plus poreux et aurait de la sorte souligné le ravinement.

Un affleurement dans le versant S du Rocher du Vent montre le niveau de ravinement partager en deux parties l'une jaunâtre et l'autre gris bleu, un même blanc. Ce phénomène est donc postérieur au dépôt de la série et ne peut en aucun cas, ici, être une transgression du Jurassique supérieur. La présence de Nummulitique immédiatement au-dessus nous a incité à considérer pendant un certain temps les couches jaunâtres comme d'éventuels niveaux à microcodiums. Aucune découverte de ces constructions organiques n'a permis

de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

L'explication la plus plausible pour ces niveaux reste donc la cargneulisation avec la possibilité d'invasion de niveaux de remaniement interne préexistants.

3.5.3. Age

Ces calcaires sont attribués au Lias sur la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000. Une ambiguïté dans la notice fait croire que cet âge est prouvé par la découverte d'un *Arietites* sp. à la Grande Berge.

Or, ces calcaires n'existent pas à cet endroit où, parcontre, nous rencontrons les calcaires à entroques datés ailleurs du Sinémurien. Monsieur H. SCHOELLER m'a confirmé par une lettre (1975) que cette ammonite a bien été trouvée dans les niveaux à entroques.

Ces calcaires rappellent nettement les barres du Malm supérieur des unités helvétiques et même de la région des Aravis. La présence du niveau jaunâtre dolomitique plaide également en faveur de l'attribution de ces calcaires au Malm supérieur.

En l'absence de tout fossile macro- ou microscopique, il convient toutefois de rester très prudent.

3.6. LE TERTIAIRE

3.6.1. Généralités

La présence de Tertiaire a été démontrée pour la première fois dans la région par G. MENNESSIER (1965) par la découverte de calcaires à petites Nummulites au N de la retenue de Roselend. Celle-ci doit être rapprochée de celles de J. ROSSET d'une part, au col de la Gicle, sous la klippe de Roselette, et de R. BARBIER (1944 b) d'autre part, entre le massif du Grand Chatelard et la zone ultradauphinoise.

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.

3.6.2. Les calcaires à petites Nummulites

C'est surtout en éboulis que l'on peut observer les Nummulites dont certains blocs sont truffés, particulièrement dans le Doron et aux pieds

de la petite falaise entre les chalets des Sources et du Traverse, au bord de la route du Cormet de Roselend. J'ai pu suivre ce niveau vers le N jusque vers les chalets du Plan Vorret.

Il s'agit d'un calcaire schisteux montrant des rythmes d'environ 30 cm constitué de la sorte :

- 1 - 5 cm , calcschiste argileux sombre à patine grise, à nombreuses Nummulites ;
- 2 - 20 cm , calcaire gris sombre à patine gris clair, montrant de petites tâches d'ankérite ;
- 3 - 5 cm , le calcaire se charge en petits grains de quartz qui restent en saillie sur les faces patinées.

Les Nummulites que l'on peut y observer sont très affectées par la schistosité et souvent méconnaissables. L'examen microscopique montre que certaines ont été boudinées.

G. MENNESSIER avait récolté ; *N. incrassatus* (nombreuses formes), *N. striatus*, *N. millecaput* (?).

Ma récolte, examinée aimablement par A. BLONDEAU a fourni :

- *N. striatus*
- *N. incrassatus*
- *N. cf. garnieri*
- *N. cf. chavannesi* ou *bouillei* (A) ?
- *N. fabianii* (A) ?
- *Operculines*
- *Heterostegines*

Cette microfaune indique un âge Priabonien.

3.6.3. Les grès

Par endroits, nous pouvons observer sous ces calcaires un banc de grès roussâtre massif, épais de 1 m environ. Ce niveau appartient vraisemblablement au Tertiaire.

3.6.4. Les lames de cristallin

Je range parmi les lambeaux cristallins associés au Tertiaire :

- les écaillés de la Pénaz (C. BORDET - 1952), dans le prolongement direct des calcaires à Nummulites.
- les écaillés du Plan de la Lai qui se trouvent entre le Tête Sud des Fours et les chalets du Plan de la Lai.

Ces dernières avaient déjà été remarquées par H. SCHOELLER (1929) qui les a indiquées sur sa carte sous le terme de "grès quartziteux".

L'analyse microscopique du cristallin montre dans tous les cas une forte mylonitisation. Elle révèle surtout du quartz baignant dans une pâte sériciteuse et chloriteuse. La plupart des lames minces font penser à du gneiss mais d'autres, beaucoup plus quartzieuses sont douteuses et ne permettent pas d'exclure les arkoses.

Plusieurs raisons m'ont conduit à faire de ces écaillés de véritables olistolithes tertiaires :

- à l'affleurement, ces écaillés sont intimement mêlées aux calcschistes ;
- les écaillés de la Pénaz sont dans le prolongement de la barre nummulitique du Rocher du Vent, la continuité des structures étant respectée de part et d'autre de ce niveau d'écaillés au N et de calcaires à Nummulites au S ;
- la structure symétrique de la couverture du Mont-Blanc autour de son axe cristallin (voir chapitre III), avec, au centre du Trias et du Lias puis, du Jurassique et enfin, couronnant le tout, les écaillés de cristallin du Plan de la Lai à l'E et des Aiguilles de la Pénaz à l'O, et le calcaire à Nummulites au SO (voir fig. 33) ;
- la présence au milieu de ces écaillés d'un véritable conglomérat schisteux à petits galets centimétriques de granite et à quartz détritiques ;
- l'existence de niveaux semblables décrits dans la nappe de Morcles (COLLET L. - 1943, ...).

S'il n'y a pas de preuve fondamentale, il y a néanmoins un certain nombre d'indices qui conduisent à cette interprétation.

4. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES

4.1. Les calcaires à entroques du Lias

4.1.1. Généralités.

C'est le terme connu le plus ancien de cette unité . Les calcaires à entroques forment un double ressaut d'un vingtaine de mètres, presque immédiatement à l'est du contact tectonique qui sépare cette unité des séries auto- et parautochtones du massif du Mont-Blanc. La patine rousse à jaunâtre de ces niveaux et la présence de nombreux filonnets de quartz sécants lui confèrent une allure typique très reconnaissable dans le paysage.

4.1.2. Description détaillée : coupe du plan de la Lai

Le chemin qui va vers la Grande Berge depuis les chalets du Plan de la Lai longe pendant quelques centaines de mètres le ressaut des calcaires de Lias.

On peut y relever la coupe suivante (fig. 13) :

- 1 - schiste argileux noir ;
- 2 - 3 m environ, schistes argileux noirs contenant quelques bancs de calcaire fin marneux gris bleu à patine rousse, légèrement micacé, en lits irréguliers centimétriques ;
- 3 - 0,9m, alternance de calcaires granuleux gris bleu à patine rousse, en bancs de 2 cm environ et de schistes sériciteux sombres à patine sombre en interlits de 3 cm environ ;
- 4 - 2,4 m ensemble complexe débutant par un niveau siliceux boudiné, et contenant :
 - 30 cm, schiste détritique ferrugineux.
 - 6 cm, schiste à grains noirs de 0,5 cm.
 - 4 cm, schiste ferrugineux.
 - 5 cm, un banc de calcaire granuleux gris foncé à patine brun roux.
 - 20 cm, schiste à grains noirs de 0,2 cm à petits niveaux siliceux et ferrugineux boudinés.
 - 5 cm, calcaire gris à patine gris jaunâtre, sériciteux et légèrement

- détritique, en lits de 0,5 à 1 cm.
- 12 cm, calcschistes sériciteux contenant quelques grains noirs de 0,1 à 0,5 cm.
- 5 cm, calcaire gris à patine gris clair, légèrement gréseux.
- 10 cm, schistes sériciteux.
- 5 cm, calcaire à grosses entroques à sections rondes et pentagonales.
- 4 cm, calcschistes contenant quelques galets noirs de 1 cm.
- 5 cm, calcaire gris à patine gris clair légèrement gréseux.
- 30 cm, calcschistes à galets noirs de 1 cm dont certains très étirés font jusqu'à 10 cm.
- 6 cm, calcaires à fines entroques.
- 20 cm, calcschistes sombres à patine noire, légèrement à entroques.
- 5 cm, calcaire à éléments noirs de 0,5 cm.
- 10 cm, calcaire gris sombre à patine gris clair.
- 45 cm, calcaire gris sombre à patine grise contenant de grosses entroques (jusqu'à 1 cm de section) en bancs de 5 cm.
- 30 cm, calcaire gris sombre à patine jaunâtre à éléments noirs de 1 à 10 cm.
- 5 - 10 m environ, calcaire gris à patine grise clair à jaune, tacheté d'entroques coupé de nombreux filonnets de quartz et de calcite, contenant encore quelques niveaux à éléments noirs dans la partie inférieure. Les dalles structurales du sommet montrent de nombreuses bellemnites indéterminables ;
- 6 - schistes argileux noirs.

4.1.3. Age

Ces calcaires qui présentent le même faciès que le Sinémurien de la couverture autochtone du Mont-Blanc ont fourni une *Arietites* sp. à H. SCHOELLER (1929) vers la Grande Berge. Ils appartiennent donc bien au Sinémurien.

4.2. Les schistes argileux à miches

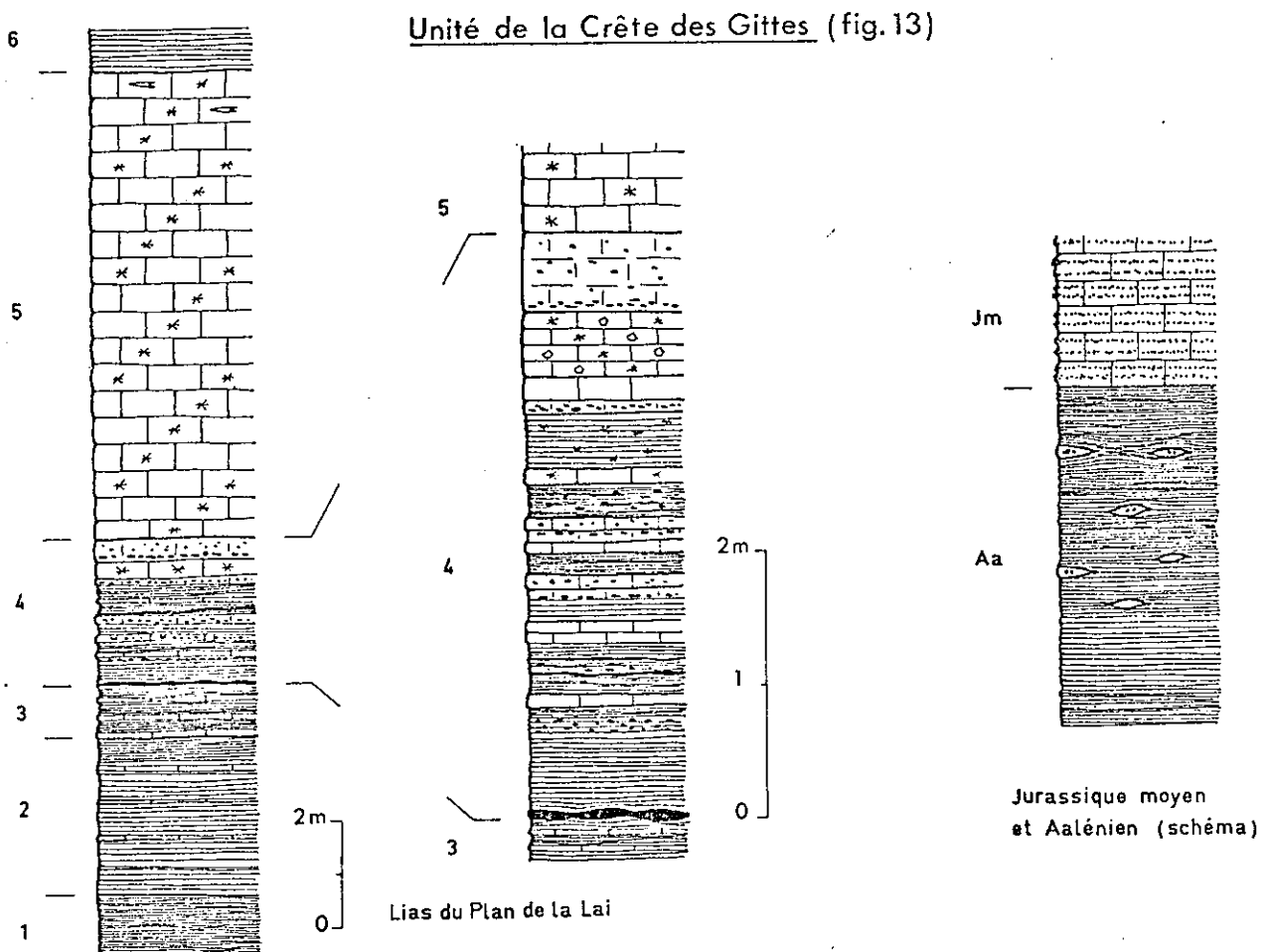
La plus grande partie (80 %) de cette unité est constituée par des schistes argileux noirs à patine brun rouille, contenant de nombreuses miches silico-alumineuses. S'ils ne m'ont pas fourni d'ammonites ces schistes sont cependant bien reconnaissables. Il s'agit des schistes de l'Aalénien datés en maints endroits dans les régions voisines.

4.3. Les calcaires zonés

Au milieu des schistes Aaléniens, nous remarquons des niveaux plus calcaires formant notamment la partie sommitale de la Crête des Gittes.

Ces niveaux calcaires contiennent de nombreux petits grains de quartz détritiques concentrés en lits plus durs qui font saillie sur les faces patinées. Ces lits quartzeux donnent à la roche un aspect caractéristique.

H. SCHOELLER (1929) a attribué ces niveaux au Jurassique moyen. En l'absence de tout fossile, nous ne pouvons préciser davantage.



5. LE QUATERNAIRE

5.1. Introduction

Comme toutes les régions montagneuses, le Beaufortin est soumis à une érosion très active. Cependant, la présence d'importants dépôts plus ou moins stabilisés et envahis par la végétation prouve que cette érosion a été beaucoup plus intense à une époque pas très éloignée.

Les matériaux de dépôt n'y ont subi pour la plupart que de courts trajets parfois très rapides et violents. Les formes d'accumulation sont très fraîches et propices à l'observation. Une vue globale permet de constater que ces formes dépendent plus du substratum rocheux dont elles sont issues que de leur mode de transport. Elles dépendent de l'orientation et de l'altitude des affleurements, mais surtout de la position structurale et de la nature lithologique de ce substratum.

Dans la région étudiée, les terrains sont grossièrement alignés NNE-SSO et ont tous un pendage vers l'E plus ou moins prononcé. Ils sont constitués essentiellement par 3 grands types de roches : le matériel cristallin, les schistes argileux et les calcaires.

5.2. Le Quaternaire lié au matériel cristallin

5.2.1. Généralités

Ce matériel est issu des massifs cristallins externes du Mont-Blanc et de Belledonne ainsi que des lames cristallines importantes de la Gitte et de Roselette.

C'est surtout aux abords du massif de Belledonne qu'ont été faites les observations.

Le massif cristallin de Belledonne qui culmine ici au Grand Mont (2687 m) constitue une zone élevée au relief mou, peu propice à une érosion intense. Les derniers grands glaciers ont mis à nu ces roches en les polissant et en les striant, et les rares accumulations quaternaires sont liées aux bordures du massif et aux grandes fractures qui le morcellent.

Les formes d'accumulation rencontrées dans ce massif sont représentées principalement par deux types :

- les éboulis
- les "glaciers rocheux".

5.2.2. Les éboulis

On peut distinguer les éboulis vifs et anciens et les écroulements.

- Les éboulis vifs : Ce sont des éboulis récents encore alimentés par l'érosion. Ils sont généralement bien calibrés, de grosseur moyenne. Ils sont d'autant plus volumineux qu'ils sont liés à une fracturation plus dense.

- Les éboulis anciens : De grandes masses d'éboulis jalonnent les reliefs cristallins. Ces formations relativement anciennes témoignent d'une époque où l'érosion était beaucoup plus active (à la fonte des glaciers ?). Ils ont été stabilisés et colonisés par la végétation.

- Les écroulements : Ils intéressent de gros volumes de matériaux tombés en même temps. Les blocs y sont généralement très gros et non classés.

5.2.3. Les "glaciers rocheux"

Ces amas de gros blocs dont la genèse reste encore énigmatique se rencontrent aux alentours de 2000 m d'altitude. Leur extension est fonction de la pente mais surtout de leur orientation.

Difficilement repris par la végétation, ils semblent actuellement inactifs. Ils sont constitués de gros blocs pouvant atteindre plusieurs mètres cube empilés en désordre et formant des arcs de cercles emboîtés les uns dans les autres. L'écaille cristalline de Roselette, qui fournit par ailleurs de puissants éboulis, est entourée de tels amas (Grande Pierrière). Ceci permet de comparer leur extension en fonction de la pente et de l'orientation et de peser ainsi l'importance de ces différents facteurs.

Orientation	Altitude de départ	Altitude d' arrivée	Pente	Longueur
- ROSELETTE				
O	2200 m	2000 m	faible	1 à 1,5 km
S	2300 m	2200 m	moyenne	0,2 km
E	2200 m	1920 m	moyenne	0,6 km
E	2200 m	2040 m	faible	0,4 km
N	2000 m	1580 m	moyenne	1 à 1,5 km

- COL DE LA BATHIE

NE	2300 m	2080 m	faible	0,5 km
N	2100 m	1880 m	moyenne	0,8 km

- COL DE LA LOUZE

SE	2300 m	2080 m	moyenne	0,5 km
----	--------	--------	---------	--------

Comme nous pouvions le supposer, ce sont les versants N et O qui portent les amas les plus développés, le rôle de la pente étant plutôt secondaire. Il faut souligner le fait que la roche mère doit pouvoir fournir un volume important d'éboulis de gros calibre ce qui est bien le cas pour l'écaille de Roselette, véritable masse cristalline prédécoupée.

5.3. Le Quaternaire lié aux schistes argileux

5.3.1. Généralités

A grande échelle, les schistes argileux forment des bandes déprimées entre les massifs cristallins, les ressauts des barres calcaires et les brèches du domaine valaisan. Ces dépressions imperméables ont été utilisées pour stocker l'eau en arrière des barrages implantés sur les verrous glaciaires à matériel cristallin.

L'examen des argiles aux rayons X a montré la quasi exclusivité de l'Illite et de la Chlorite avec en plus une quantité non négligeable de Paragonite dans 1 échantillon sur 2 environ.

La présence de petits niveaux calcaires au sein de ces schistes a permis l'infiltration de l'eau et a favorisé ainsi la formation de grands glissements de terrain affectant des versants entiers. L'altération sur place de ce matériel et une autre forme d'accumulation quaternaire liée aux schistes.

5.3.2. Les grands glissements de versants

Ils affectent surtout les versants orientaux dans lesquels le glissement couche sur couche est favorisé par la densité de la schistosité.

Bien que repris en partie par la végétation, ils sont encore bien visibles, soulignés par de petits bombements et surtout par de nombreuses tourbières.

Ces glissements sont responsables de l'architecture des crêtes souvent dédoublées. Nous pouvons suivre ainsi un sillon profond d'une dizaine de mètres sur la Crête des Merles.

Seuls de petits glissements reprenant les masses bouleversées semblent encore actifs aujourd'hui. L'histoire des grands glissements est sans doute liée à la fonte des glaciers.

5.3.3. Les produits d'altération sur place

C'est surtout dans les versants occidentaux que nous pouvons observer ces formes. Là, le premier mètre de schistes est souvent légèrement fauché et montre un degré d'altération plus élevé que l'ensemble des autres terrains. Ceci est bien visible notamment dans les arrachements.

Dès que la pente atteint un certain degré, ces niveaux deviennent très instables et forment de petites coulées boueuses.

5.4. Le Quaternaire lié aux calcaires

5.4.1. Généralités

Les calcaires forment au milieu des schistes de petites barres qui grâce à de nombreux replis arrivent à former des falaises importantes. Nous voyons ainsi se succéder du N vers le S les arêtes calcaires des Aiguilles de la Pénaz, de la Crête des Merles et du Rocher du Vent puis,

au S et à l'O du lac de Roselend, celle de Roche Parstire - Mont des Acrais. Au-delà, les schistes deviennent nettement dominants.

Ces calcaires, toujours orientés N 30°E avec une pente plus ou moins forte vers l'E, vont s'altérer différemment et donner des accumulations spécifiques en fonction de l'orientation des versants.

- Les versants O sont surtout couverts d'éboulis.
- Les versants E donnent lieu à des clivages couche sur couche.
- Les versants N et S sont le siège de gros écroulements.
- Lorsque les calcaires sont très peu pentés, la dissolution prend le pas sur la désagrégation mécanique.

5.4.2. Les versants O

Aux pieds des falaises de petits cônes jointifs forment une couverture d'éboulis qui dépasse rarement le mètre. Contrairement aux éboulis cristallins qui étaient plutôt isotropes, nous sommes en présence ici de plaquettes calcaires s'entassant et glissant les unes sur les autres, donnant des cônes d'éboulis assez aplatis.

De gros blocs détachés des falaises descendent très bas dans la pente. De plus, nous retrouvons à tous les niveaux des blocs de grosseurs moyennes souvent mêlés à des débris végétaux et à des touffes d'herbe, déposés par les avalanches.

5.4.3. Les versants E

Ces versants nous montrent les calcaires en dalles structurales. Difficilement désagrégés par les agents atmosphériques, ces dalles donnent très peu d'éboulis. Par contre, avec l'aide des niveaux argileux et de la schistosité, ces lames calcaires glissent les unes sur les autres.

5.4.4. Les versants N et S

Ces versants encadrent les vallées perpendiculaires aux structures qu'empruntent aujourd'hui les torrents du Bon Nant et de la Gitte ou le Doron de Roselend.

Elles ont sans doute été entaillées par les glaciers et les falaises calcaires qui étaient maintenues par la glace se sont écroulées lorsqu'elle a fondu. Le Rocher du Vent présente ainsi un écroulement avec d'énormes blocs sur son versant SE.

5.4.5. Les formes de dissolution

Dans cette région proche des neiges éternelles, les calcaires s'altèrent rapidement en lapiaz, surtout lorsque le pendage est faible. Les eaux de fonte des neiges agrandissent les fissures et forment de véritables karsts. Nous pouvons observer de très beaux exemples de ces formes de dissolution sur les dalles structurales du Roc du Biolley.

Puisque nous parlons des formes de dissolution, nous devons signaler les entonnoirs de dissolution des gypses du col du Pré et du col du Joly.

5.5. Les formes à matériel mixte

Ce sont toutes les formes pour lesquelles le matériel a subi un transport un peu plus long pendant lequel divers éléments ont pu se mélanger.

Nous verrons successivement :

- les cônes de déjection ;
- les remplissages fluvio-glaciaires ;
- les produits morainiques.

5.5.1. Les cônes de déjection

La grande proportion de matériel schisteux et surtout d'argiles confère à ces cônes une pente très douce. Calcaires et schistes sont mélangés. Ces cônes issus de couloirs d'avalanche, contiennent fréquemment des débris végétaux et des blocs plus gros.

5.5.2. Les remplissages fluvio-glaciaires

Ces remplissages sont surtout faits de matériaux très fins dans les zones de couverture et de galets cristallins dans les zones cristallines. Selon le lieu, le mélange est plus ou moins important. De tels amas se rencontrent par exemple au Planey où le matériel détritique est à dominante cristalline, ou bien en amont de la Gittaz où le matériel, provenant de terrains sédimentaires, est beaucoup plus fin.

5.5.3. Les produits morainiques

Nous remarquons en gros 3 formes de moraines.

- Les placages morainiques à éléments cristallins ;
- Les moraines lessivées à gros blocs de brèches de Tarentaise ;
- Les moraines fraîches.

Les premières se rencontrent dans le "synclinal médian" qui en est pratiquement entièrement recouvert.

Les secondes occupent les dépressions du domaine helvétique.

Les troisièmes à l'E empiètent sur le domaine valaisan.

Cette disposition montre très bien l'écoulement général des glaces vers le NO. Les gros glaciers issus du domaine valaisan ont laissé la trace de leur passage par de puissantes moraines qui, une fois lessivées, laissent apparaître de gros blocs erratiques de brèches de Tarentaise. Ces blocs jalonnent les vallées de Cormet d'Arêches, de Treicol et du Doron de Roselend.

Vers les chalets de Plan de la Lai, des vallums très frais montrent une remarquable succession de stades glaciaires. Nous pouvons en compter au moins six emboîtés les uns dans les autres, le tout reposant sur un épais épandage morainique à gros blocs de brèche.

TROISIEME PARTIE : ETUDE STRUCTURALE

1. INTRODUCTION : LA COUPE NATURELLE DU ROCHER DU VENT
2. L'EXTREMITE NE DU MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE
ET SA COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE
3. L'UNITE DE LA GITTE
4. L'EXTREMITE S DU MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC
ET SA COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE
5. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES

N.B. Pour une meilleure compréhension de ce chapitre, le lecteur aura intérêt à se reporter fréquemment aux figures n° 35 à 40, placées en fin d'ouvrage, et à cette page consacrée à l'explication des différentes abréviations utilisées.

GRANDS ENSEMBLES :

I. : ensemble I, extrémité NE de Belledonne ;
GP : claveau de la Grande Pierrière, rattaché à I ;
S. Ros. : série de Roselend, rattachée à I ;

II. : ensemble II, unité de la Gitte ;

III. : ensemble III, extrémité S du Mont Blanc ;

IV. : ensemble IV, unité de la Crête des Gittes ;

V. : domaine valaisan.

LIMITES ENTRE GRANDS ENSEMBLES :

φ R : limite 0 de la série de Roselend ;
 φ G : limite 0 de l'unité de la Gitte, entre I et II, plan de chevauchement de la lame cristalline de la Gitte ;
 φ G' : limite inférieure de l'écaille appelée "série charriée de Roselette" ;
 φ MB : limite 0 de l'extrémité S du Mont-Blanc, entre II et III ;
 φ CG : limite 0 de l'unité de la Crête des Gittes, entre III et IV au N, et entre II et IV au S de Roselend ;
 φ V : limite 0 du domaine valaisan, entre IV et V.

FRACTURES, SCHISTOSITE, ...

F : toute faille plutôt redressée ;
FG1 : faille du col de la Gicle ;
FG2 : faille entre Roches Franches et les Aiguilles de la Pénaz ;
FB : faille E du col du Bonhomme ;
FB' : faille 0 du col du Bonhomme ;

STRATIGRAPHIE :

x : cristallin (x B : de Belledonne, x MB : du Mont-Blanc) ;
t : Trias indifférencié ;
ti : Trias inférieur, tg : grès
tm : Trias moyen, td : dolomies
ts : Trias supérieur, tdb : dolomies brèchiques
tc : cargneules
tG : gypse

L : Lias indifférencié ;

Lm, S : Sinémurien ;

Gs : Pliensbachien ("grès singuliers")

Ls : Toarcien ;

Aa : Aalénien ;

D, Jm : Jurassique moyen ;

Ca : Callovien ;

Ox : Oxfordien ;

M : Malm supérieur

Ma, b, .. : barres calcaires du Malm, de l'unité de la Gitte, Ma étant la plus occidentale.

M10 et M2 O, M1 E et M2 E, M0 et ME : barres calcaires du Malm de l'extrémité du Mont-Blanc, O et E pour O et E, voir dans le texte.

N : Priabonien ;

EP : écailles de la Pénaz ;

EL : écailles du Plan de la Lai ;

gl : glaciaire.

I. INTRODUCTION : LA COUPE NATURELLE DU ROCHER DU VENT

La couverture sédimentaire qui fait l'objet de cette étude s'allonge grossièrement NNE-SSO en une bande large de 4 à 5 km, entre le massif cristallin de Belledonne à l'O et le domaine valaisan à l'E. Vers le N, alors que les schistes cristallins de Belledonne disparaissent sous la couverture sédimentaire, ceux du Mont-Blanc apparaissent, légèrement décalés vers l'E.

Les différentes unités que nous pouvons définir respectent l'alignement général et de ce fait se retrouvent dans chaque coupe transversale. L'une d'elles, la coupe naturelle du Rocher du Vent (fig. 14, et coupe n°37), au N 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 Méraillet à l'O et le Cormet de Roselend à l'E, nous rencontrons successivement 4 grands ensembles :

ENSEMBLE I :

Il est représenté par :

1 - des schistes cristallins appartenant au rameau interne du massif cristallin de Belledonne, visibles au col de Méraillet.

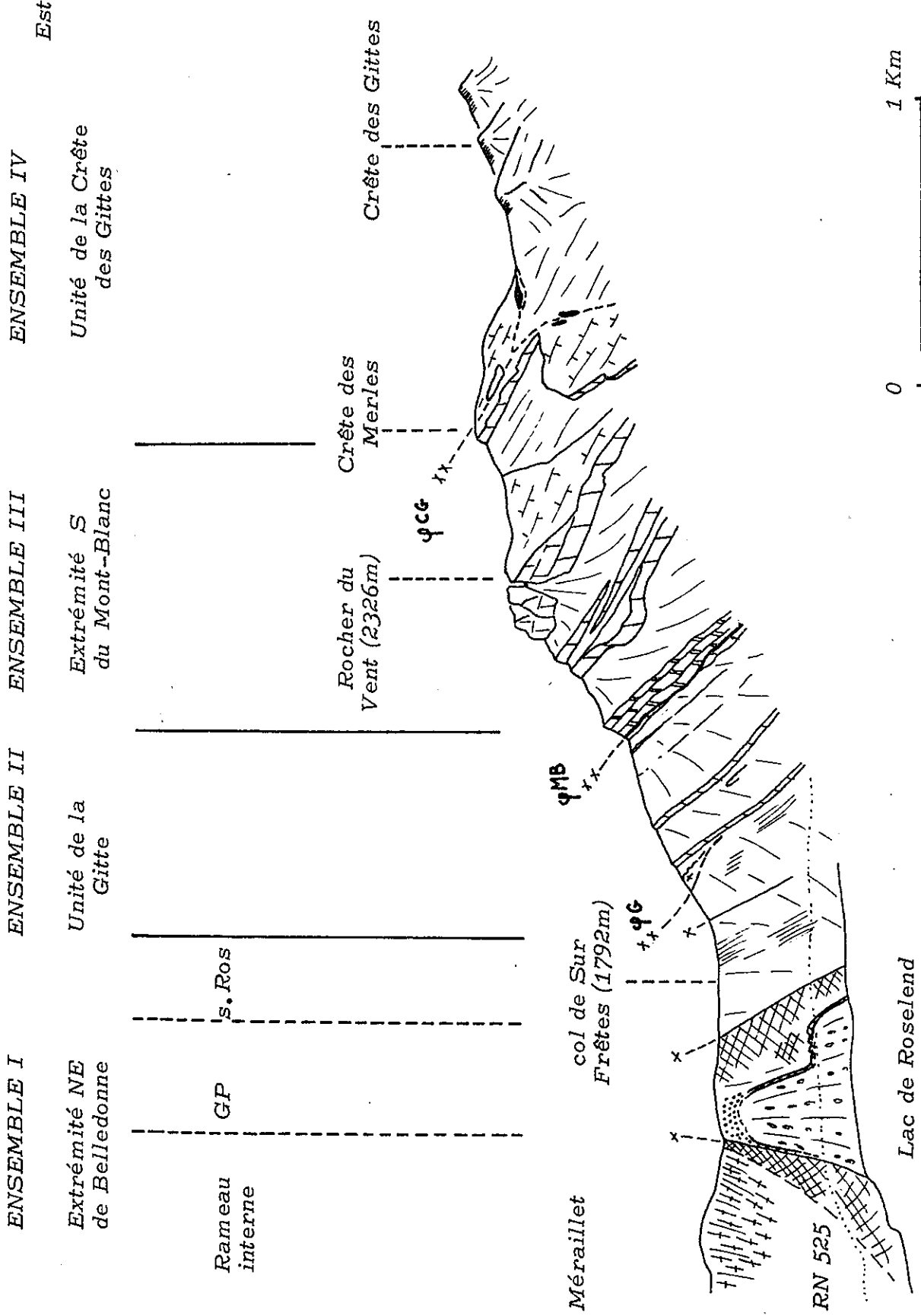
Puis vient après un contact anormal jalonné de cargneules bordant la route et dont l'épaisseur avoisine 30 m,

2 - une puissante masse de Houiller à sédimentation détritique grossière (100 m environ), enveloppée par un Trias tégumentaire. Ce niveau correspond au prolongement méridional du "claveau de la Grande Pierrière" défini par C. BORDET (1961).

La route le recoupe entre l'embranchement du chemin du col de Sur Frêtes et la Chapelle de Roselend.

Au-delà, après une lacune d'observation,

3 - une série schisteuse épaisse de 80 à 100 m et qui affleure principalement vers le bar de l'Etoile des Neiges.



COUPE NATURELLE DU ROCHER DU VENT (FIG. 14)

Ces 3 premiers niveaux correspondent dans mon esprit au massif cristallin de Belledonne et à sa couverture sédimentaire auto- et parautochtone.

Le niveau 3 dont le rattachement au massif de Belledonne est incertain constitue ce que j'ai appelé la "série de Roselend".

Outre ces 3 parties, l'étude plus spécialement consacrée au massif cristallin de Belledonne comprendra un paragraphe sur le remplissage sédimentaire du "synclinal médian".

ENSEMBLE II :

La série de Roselend précédemment définie est chevauché à l'E (ΦG) par une épaisse lame à matériel cristallin que l'on peut observer dans les ravins dominant le vallon de la Gitte en rive gauche.

Cette lame affleure de façon intermittente plus au N et c'est pourquoi C. BORDET (1961) qui l'avait remarqué là-bas, l'a baptisé sous le terme au pluriel de "écailles de la Gitte".

Comme nous le verrons plus loin, tous ces affleurements appartiennent en fait à une seule et même lame cristalline. C'est pourquoi, j'ai préféré employer le terme au singulier de "lame cristalline de la Gitte".

Cette lame porte une puissante 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".

Dans le panorama du flanc S du Rocher du Vent, cette unité est comprise entre le col de Sur Frêtes et la première falaise importante à mi-pente.

ENSEMBLE III :

Cet ensemble est nettement déversé vers le NO sur l'unité précédente (ΦMB), par l'intermédiaire de la barre calcaire de la mi-pente. C'est lui qui constitue la partie sommitale du Rocher du Vent avec ses alternances de barres calcaires et de vires schisteuses. Vers le N, au coeur de la série, nous voyons apparaître l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc, coiffée ici d'un tégument triasico-liasique. C'est pourquoi, j'ai appelé cet ensemble III : " l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc."

ENSEMBLE IV :

Après avoir traversé les calcaires massifs de l'unité précédente dans les gorges du Doron, nous débouchons dans une dépression schisteuse qui constitue notre quatrième ensemble.

La limite entre ces deux unités (ϕ CG) coupe la route aux environs des chalets du Plan de la Lai.

Cette puissante masse de schistes 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'E, l'unité est chevauchée par les premiers niveaux du domaine valaisan (ϕ V). Leur plan de chevauchement, fait de cargneules et de quartzites, est particulièrement bien visible sur le bord de la route au Cormet de Roselend.

2. L'EXTREMITE NE DU MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE ET SA COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE.

2.1. Introduction

Nous allons voir successivement 4 sous-ensembles structuraux (fig. 15, voir également la coupe n° 40) :

- 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, ils sont tous plus ou moins étroitement liés au socle cristallin de Belledonne et peuvent être considérés comme la couverture auto- et parautochtone du massif.

2.2. Le remplissage sédimentaire du "synclinal médian"

2.2.1. Introduction

Le "synclinal médian" sépare les deux masses principales du massif cristallin de Belledonne que constituent les rameaux interne et externe. Dans la région, il est représenté par une bande N 30°E à remplissage sédimentaire large d'environ 1 km, limitée vers le N par le granite de Beaufort, aux environs de la localité de même nom, et qui se perd sous les alluvions glaciaires au S du col de la Bathie. C'est surtout vers Arêches et dans les arrachements entre le Planey et le col de la Bathie que nous pouvons observer sa série.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il s'agit essentiellement d'un tégument triasique (quartzites, dolomies, gypse et cargneules), et d'une masse de calcschistes et de schistes liasiques renfermant quelques niveaux à entroques.

2.2.2. Structure (fig. 16)

A l'O, le "synclinal médian" débute par la série triasique adhérente aux schistes cristallins du rameau externe. Cette série comprend 40 à 50 mètres de gypse qui semble ne pas avoir subi de profondes modifications tectoniques (leurs strates sont bien régulières). Etrangement, le gypse semble avoir gardé un rôle de tégument alors que l'on s'attendrait

à rencontrer de grands bouleversements dans un niveau aussi tendre.

Au-dessus, viennent les schistes et calcschistes du Lias. Ils semblent plusieurs fois repliés sur eux-mêmes, ce dont témoigne l'existence d'une nouvelle bande du Trias au coeur des schistes, juste au-dessus du Planey et, plus au N, aux environs des Maisonnettes. C'est ce que semble indiquer également la présence de 4 ou 5 niveaux de calcaires à entroques tout à fait semblables entre eux, dans la partie haute du "synclinal", sur le rebord NE du col de la Bathie.

A l'E, le "synclinal médian" est à nouveaubordé d'un liseré triasique mais seulement au N du Planey. Au col de la Bathie, les schistes du Lias sont directement en contact avec ceux du Houiller.

2.2.3. Déformations internes : métamorphisme, microstructures

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

- La schistosité (N 30°E, 60° vers l'E) est parallèle aux grandes structures des claveaux cristallins.

Les alignements phylliteux (N 140°E) sont orientés selon l'étirement général, bien marqué par ailleurs par les ombres de pression parfois centimétriques enveloppant de gros nodules pyriteux.

- La grosseur des éléments phylliteux ainsi que la couleur blanche des entroques laissent prévoir un métamorphisme assez intense.

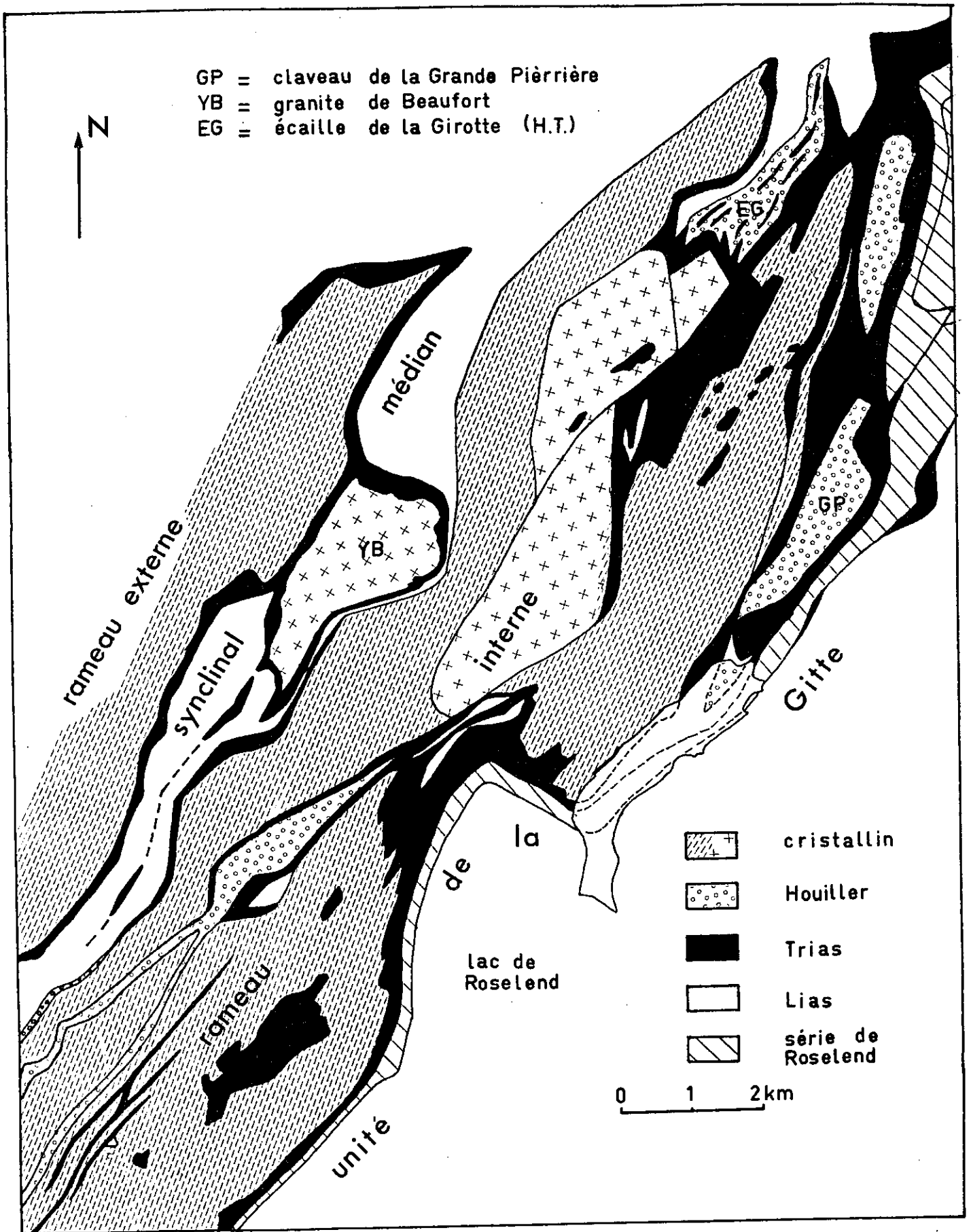
Pour juger du degré de métamorphisme, j'ai utilisé la méthode de mesure de la cristallinité des Illites employée au laboratoire de Grenoble par J. APRAHAMIAN (1974).

J'ai obtenu deux valeurs, Cr 2,9 pour un échantillon de la zone basse du "synclinal médian" vers Arêches (altitude 1000 m) et Cr 4,1 pour un autre prélevé dans la zone haute (altitude 1800 m), aux environs du col de la Bathie. Certes ces deux valeurs seules ne sont pas très représentatives mais elles donnent néanmoins une idée générale que l'on peut discuter.

La cristallinité la plus faible Cr 4,1, correspondant à la valeur la plus élevée, est sans doute due à la présence de Paragonite et nos deux valeurs sont donc en fait assez voisines.

Quoiqu'il en soit, nous avons nettement une cristallinité d'Anchizone (Cr 5,2 à 2,9) assez proche de l'Epizone (Cr < 2,8).

L'association Illite-Chlorite confirme cette interprétation.



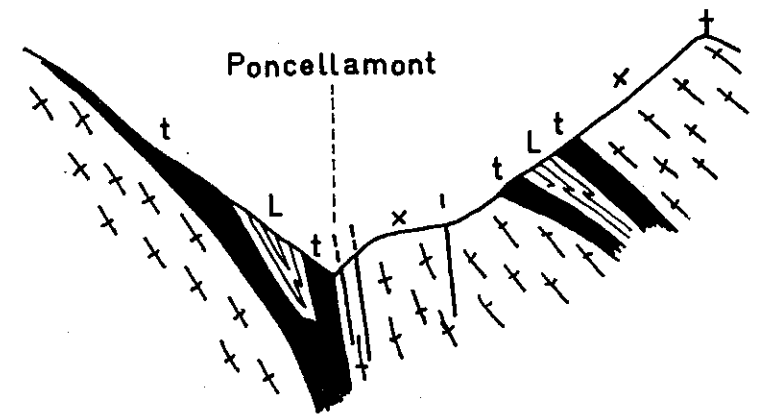
SCHEMA STRUCTURAL DE L'EXTREMITE N.E. DE BELLEDONNE
 (D' apres C. BORDET et Y. GROS)

Fig.16

NE

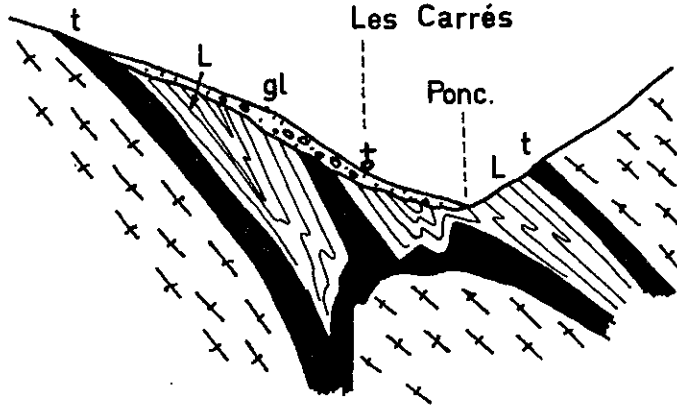
sal de Bersend

Poncellamont



Les Carrés

Ponc.

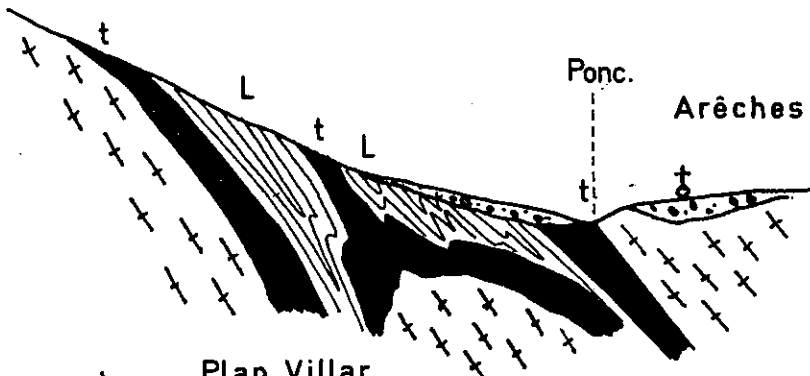


NO

SE

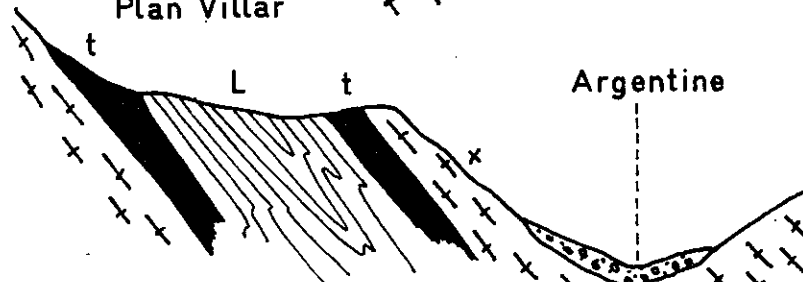
Ponc.

Arêches

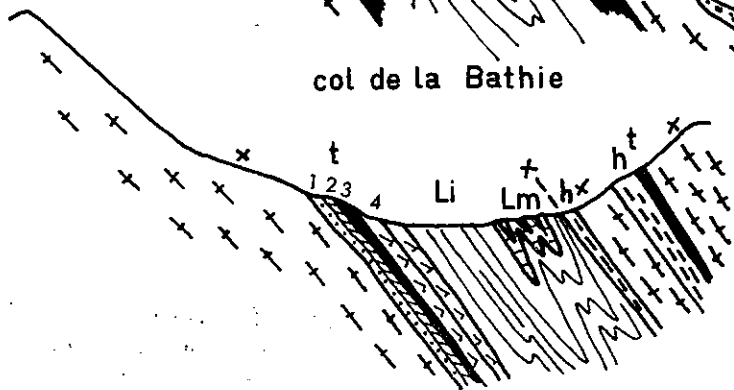


Plan Villar

Argentine



col de la Bathie



- 1 - Quartzites
- 2 - Dolomies
- 3 - Cargneules
- 4 - Gypse

SO

sans échelle

COUPES SCHEMATIQUES DANS LE "SYNCLINAL MEDIAN"

d'après C. BORDET - 1961, légèrement modifiées

2.3. Les lambeaux sédimentaires associés au rameau interne de Belledonne

L'extrémité NE 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 que ces fractures ont été le siège de grands déplacements longitudinaux.

L'étirement selon ces fractures est souligné dans les claveaux par la présence de nombreux filons minéralisés (B.P. G., Silice) de direction N 90°E à N 110°E subverticaux.

Ces masses cristallines vont broyer ou entraîner dans leurs mouvements réciproques des lambeaux de couvertures qui ont été piégés tels les schistes et les anthracites du Houiller ou les calcschistes du Lias, ou bien qui sont restées adhérentes telle la série du Trias.

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°E au col du Pré).

Un schéma tiré des cartes de C. BORDET (1961) et de Y. GROS (1974) montre ces différents lambeaux dans la région du Grand Mont et au col du Pré (fig. 15).

Outre les plaçages de la région des Rognioux et les quartzites et cargneules associées aux grands décrochements N 30°E, le Trias forme un liseré pratiquement continu sur le rebord interne du massif. Nous le suivons ainsi depuis le col du Pré, où le gypse lui-même a été conservé, au moins jusqu'au col de la Louze vers le S.

2.4. Le claveau de la Grande Pierrière

2.4.1. Introduction

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.

Son étude aurait pu être abordée dans le paragraphe précédent, mais deux raisons au moins m'ont poussé à en faire un ensemble à part :

- sa propre structure ;
- sa continuité dans l'espace.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

2.4.2. La structure

Par son épaisseur, cette puissante série détritique s'est isolée des masses cristallines et acquérant une certaine rigidité, elle a pu constituer à elle seule un claveau.

Les conglomérats et les schistes présentent une direction N 30°E très constante avec un pendage prononcé vers l'E de 60° à 70°.

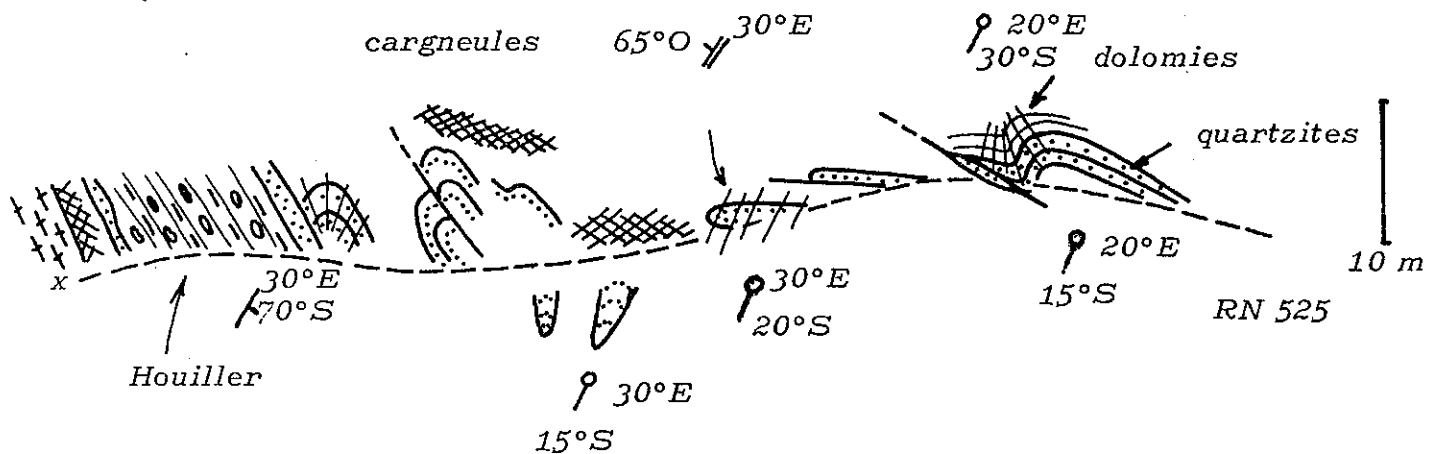
Cette bande, large d'environ 150 mètres, est complètement désolidarisée du cristallin du Méraillet dont elle est séparée par une grande fracture N 30°E à remplissage de cargneules.

Vers l'E, le Trias montre son indépendance vis-à-vis du "socle houiller".

Le long de la route N 525, vers la nouvelle Chapelle de Roselend (figure 17), les quartzites décollées de leur substratum forment de nombreux replis anticlinaux déjetés vers le NO.

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 S (15° à 30°).

Les replis, bien visibles sur les 3 à 5 mètres d'épaisseur des quartzites, s'estompent rapidement dans les dolomies sus-jacentes profondément attaquées par la cargneulisation.



REPLIS DU TRIAS SUR LE HOULLER DU CLAVEAU DE LA GRANDE

PIERRIERE (fig. 17)

BRUNO
MONTAUDO
1968

2.4.3. Continuité

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 N.

Vers le S, 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 JC. BARFETY). Par sa constance, ce niveau apparaîtrait donc comme un élément important de la structure régionale.

2.5. La série de Roselend

2.5.1. Série stratigraphique, limites

La série de Roselend est comprise entre le claveau de la Grande Pierrière à l'O et la lame cristalline de la Gitte qui la chevauche à l'E. Elle est composée, à Roselend, d'une alternance de schistes et de calc-schistes plus ou moins gréseux dont l'épaisseur totale atteint une centaine de mètres. Parmi les niveaux calcaires, l'un légèrement spathique et contenant de petits grains détritiques de dolomie jaune, constitue un excellent repère. Ces niveaux représenteraient le Jurassique moyen. Sous la lame de la Gitte, de nouveaux termes sédimentaires apparaissent vers le N ainsi qu'une nouvelle écaille appelée par C. BORDET (1961) "série charriée de Roselette". (voir fig. 28)

Vers le S, le claveau de Houiller et la lame cristalline disparaissant, les limites de la série ne sont plus évidentes.

Nous nous attacherons successivement aux développements de la série vers le N, en nous arrêtant plus spécialement sur la "série charriée de Roselette" et vers le S, puis sur les déformations internes et le métamorphisme qui affectent la série.

2.5.2. Extension de la série de Roselend

2.5.2.1. Vers le N.

Nous suivons très facilement la série depuis le lac de Roselend jusqu'au col du Joly, puis en direction de la vallée des Contamines-Montjoie. Là, elle semble reposer normalement sur un Trias tégumentaire. La série débute par des niveaux de schistes et de calcaires beaucoup moins métamor-

phiques qu'à Roselend dans lesquels j'ai pu découvrir quelques petites ammonites pyriteuses de l'Hettangien, dans le torrent du Nant de l'arête au S de Notre Dame de la Gorge.

L'apparition de ce terme tend donc à prouver l'autochtonie de la série par rapport au massif cristallin de Belledonne.

En nous déplaçant vers le N, nous voyons apparaître à l'E de la série, sous la lame cristalline, de nouveaux termes stratigraphiques : schistes, calcaires et Trias. Il s'agit d'un niveau de 3 à 4 m d'un calcaire massif et de schistes argileux noirs, visibles au bord du chemin entre le col de Sur Frêtes et le hameau de la Gitte et qui pourraient représenter le Jurassique supérieur. Plus bas, dans les ravines dominant le chemin nous apercevons, sous la lame cristalline, des cargneules.

La galerie qui a traversé d'E en O le Rocher du Vent, vers l'altitude 1550 m, n'a pas rencontré la lame cristalline mais une quarantaine de mètres de cargneules et de gypses (BOIS JP. et RICOUR - 1955). Ces gypses n'affleurent à la surface que 2 km plus au N, dans les ravinements du torrent de la Gicle, juste avant qu'il ne se jette dans le torrent de la Gitte. (voir aussi la coupe n° 36).

L'apparition du Trias semble indiquer que la série schisteuse est en position synclinale.

2.5.2.2. La série charriée de Roselette (voir aussi fig.28 et coupe n° 35)

Sur l'arête qui mène du col du Joly à l'Aiguille de Roselette nous rencontrons successivement :

- 1 - Au col même une puissante masse de gypse mêlée à des cargneules ;
- 2 - La série de Roselend, formant la bute d'arrivée du télésiège de la Tête du lac de Roselette ;
- 3 - Les quartzites et cargneules de base de la série charriée de Roselette. (au dessus de G');

Après cette dernière bande triasique

- 4 - Schistes argileux avec quelques passées calcarogréseuses, sur 30 mètres ;
- 5 - Calcaires gris clairs à patine gris bleu foncé, formant une petite barre haute d'une dizaine de mètres ;
- 6 - A nouveau des schistes argileux, assez calcaires, sur 25 mètres environ ;
- 7 - Calcaires gris clairs, 20 mètres ;
- 8 - Schistes sériciteux, 5 mètres ;
- 9 - La klippe cristalline de Roselette.

Dans les niveaux 3 à 8 de cette coupe, R. TRUMPY (1952) a cru reconnaître une série complète allant du Trias au Crétacé inférieur et aux faciès très voisins de ceux du Val Ferret suisse.

N'ayant pas étudié spécialement ce secteur déjà éloigné, je puis cependant dire que ces niveaux me rappellent nettement les alternances de schistes et de calcaires du Jurassique supérieur des unités plus orientales de mon propre domaine d'étude.

En outre, plus au S, vers la Tête de la Gicle, les derniers niveaux de la série, sous le cristallin, contiendraient selon J. ROSSET (communication orale) de petites Nummulites que je n'ai malheureusement pas retrouvées. Là, au-dessus des sources du torrent de la Gicle, nous pouvons relever la coupe suivante de haut en bas :

- 1 - - cristallin de la klippe de Roselette ;
- 2 - 1 à 2 m, calcschiste sombre à patine bleu clair ;
- 3 - 1 à 3 m, grès massif, légèrement teinté de roux, boudiné, très peu calcique ;
- 4 - 2 m, - calcaires fin, gris à patine gris bleu ;
- 5 - 1 m, niveau dolomitique jaunâtre, poudreux, passant à des cargneules ;
- 6 - 10 m environ, calcaire fin, gris à patine gris bleu.

Les niveaux 2, 3 et 4 représentent vraisemblablement le Tertiaire. Le niveau 3 se retrouve sous les calcschistes à Nummulites du Rocher du Vent, mêlé aux replis des calcaires massifs du Malm.

2.5.2.3. Vers le S

Au SO du lac de Roselend, nous retrouvons, entre la série mésozoïque de la Gitte et le Trias de la bordure interne du massif cristallin de Belledonne, une série de schistes et de calcschistes gréseux rappelant la série 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 apparaissent à Saint-Guérin. Ce sont des bancs massifs de calcaires gréseux que nous ne rencontrons nulle part ailleurs.

La série se suit assez bien jusqu'au col de la Louze.

2.5.3. Les déformations internes de la série (microstructures, métamorphisme)

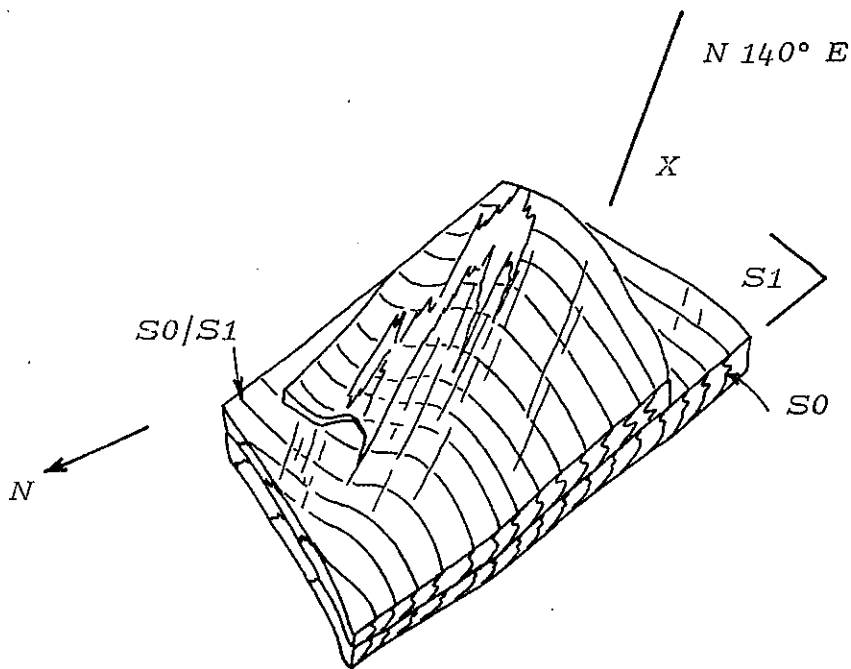
Là encore, la densité de la schistosité et la grosseur relative des éléments phylliteux laissent prévoir de grands remaniements internes.

2.5.3.1. Les microstructures

La série présente une intense schistosité N 20° E à N 40° E, pentée de 30° à 50° vers l'E, passant fréquemment à du strain-slip, particulièrement bien visible sur les faces altérées où les minces lits gréseux restent en relief.

Cette schistosité porte une linéation d'intersection qui correspond à de petits plis d'axes de directions variables mais dont le plus fréquente est N 30° E subhorizontale. Cependant, en bien des endroits, nous observons une dispersion de ces directions axiales. Nombreux sont aussi les kink bands reprenant la schistosité, ainsi que le boudinage des bancs calcaires dont souvent les têtes de replis forment des sortes d'ammandes aplaties dans le plan de S1.

Sur ces plans, une linéation d'étirement (X) de direction N 140° E à N 160° E est bien visible (fig. 18). L'étirement reprend les linéations d'intersection et les axes de plis associés, et les réorientent dans le plan S1, ce qui explique la dispersion notée plus haut.

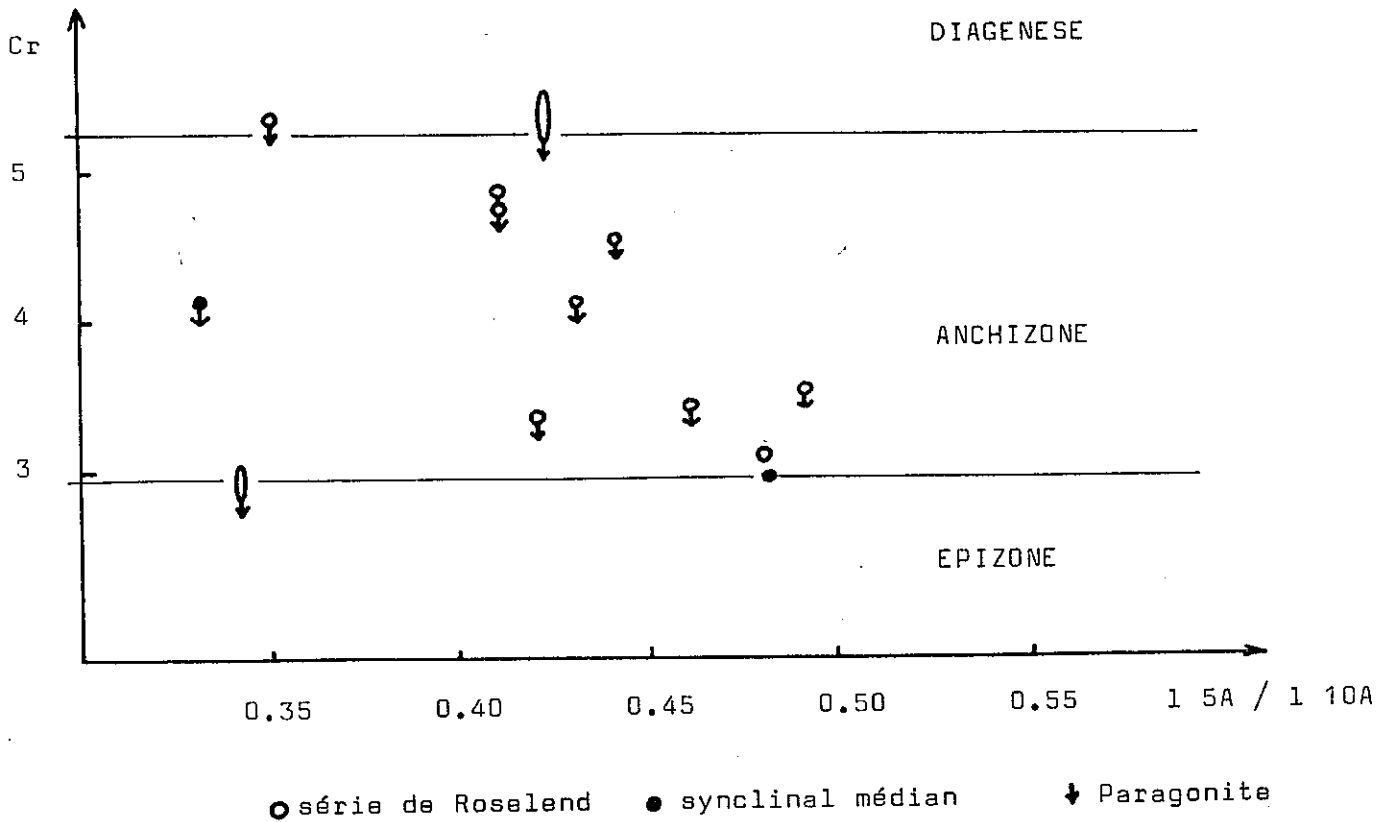


DEFORMATION D'UNE LINEATION S0/S1 SELON L'ETIREMENT X (FIG. 18)

2.5.3.2. Le métamorphisme

Sur les onze échantillons examinés, l'analyse 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 (voir tableau 19) 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).



PARAMETRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE POUR LA SERIE DE ROSELEND (FIG. 19)

3. L'UNITE DE LA GITTE

3.1. Introduction

Telle qu'elle a été définie, l'unité de la Gitte est constituée de deux éléments principaux :

- la lame cristalline de la Gitte, qui borde l'unité à l'O ;
- sa couverture mésozoïque autochtone.

Nous verrons d'abord l'évolution de la limite occidentale de l'unité (G) vers le N et l'O où la lame cristalline déborde nettement sur la couverture de Belledonne puis vers le S où elle disparaît. Nous analyserons ensuite la structure de sa couverture mésozoïque et son devenir tant vers le N que le S.

Puis, dans un 3ème paragraphe, nous étudierons les déformations internes de l'unité.

3.2. La limite occidentale de l'unité de la Gitte

3.2.1. La lame cristalline de la Gitte

Le corps principal de cette puissante masse cristalline dépasse par endroits, 200 mètres d'épaisseur. On peut la suivre de façon continue en rive gauche du torrent de la Gitte, au milieu des arbustes. Là, elle comprend au moins deux niveaux schisteux d'une dizaine de mètres d'épaisseur chacun qui constituent autant de replis au sein de la lame.

Elle s'élève ensuite vers le N en direction du col de la Gicle (fig.20,35,36 et 37) en rive gauche du torrent de la Gicle. Là, les affleurements sont discontinus mais leur appartenance à une même lame est prouvée par la présence constante d'un même niveau de ravinement sur le cristallin à la base de la couverture sédimentaire.

En rive droite du ruisseau de la Gicle, on peut voir aux environs des chalets des Crêtets et de la Laissetire quelques amas cristallins reposant sur les schistes de la série de Roselend. Ce sont de véritables petites klippes, témoins du chevauchement vers le NO de la lame. C. BORDET (1952) rattachait déjà ces lambeaux cristallins à ce qu'il appelait les "écailles de la Gitte".

Immédiatement au N du col de la Gicle, C. BORDET (1961) a décrit deux séries d'écaïlles : les écaïlles 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.

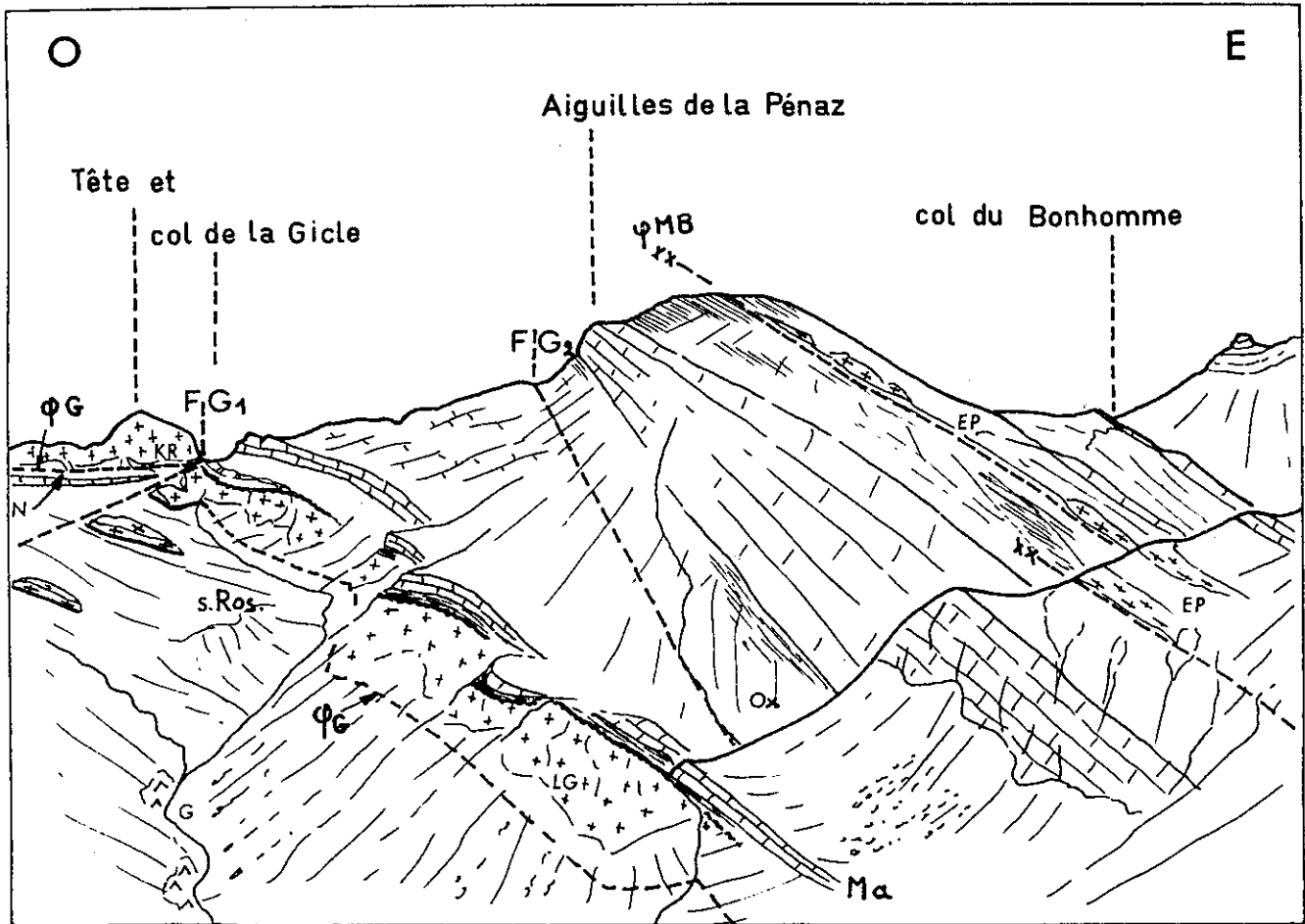


Fig.20: PANORAMA DU COL DE LA GICLE, vu depuis le Sud

3.2.2. Le problème de l'enracinement de la lame de la Gitte (fig.21 et coupe n° 35)

La lame bute à l'O contre une grande fracture subverticale de direction N 30°E qui passe au col de la Gicle (FG1).

A l'E, nous pouvons tracer une fracture identique entre l'écaïlle de Balme et les calcaires des Aiguilles de la Pénaz (FG2).

Dans sa coupe, C. BORDET (1961) ne dessine pas ces fractures. Or, si nous pouvons douter de l'existence de FG2, visible seulement sur photos aériennes, il n'en va pas de même pour FG1 qui se voit très bien sur le terrain, au col de la Gicle notamment.

La coupe réalisée lors de la percée de la galerie de Bon Nant à la Girotte montre une alternance de lames cristallines et triasiques qui

semble prouver l'enracinement de la lame de la Gitte sur les claveaux les plus externes du S du massif du Mont-Blanc.

3.2.3. La klippe de Roselette, prolongement occidental éventuel de la lame de la Gitte

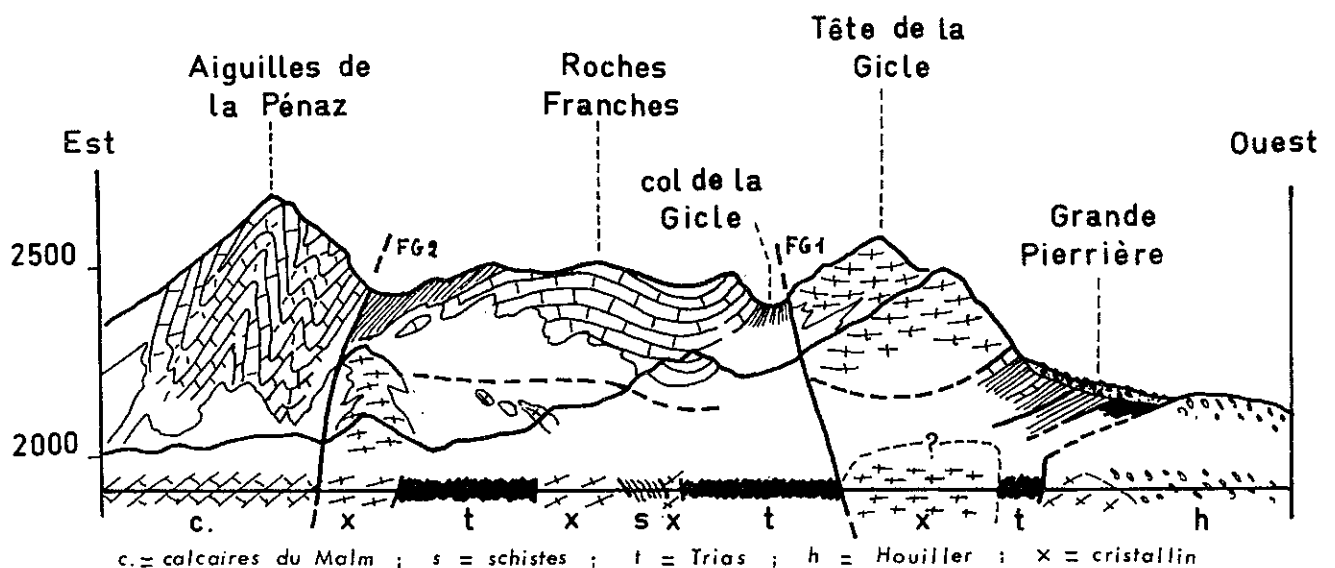
La klippe de Roselette est un vaste lambeau cristallin épais d'environ 200 mètres, allongé NNE-SSO sur plus de 3 km et large d'environ 1000 mètres.

Au col de la Gicle, le plan de chevauchement de la klippe est en contact avec le rebord supérieur de la lame de la Gitte. Seule, la faille de la Gicle (FG1) sépare ces deux masses cristallines aux dimensions comparables et dont le matériel est très voisin. Plutôt que d'aller chercher loin vers l'E un enrâcinement éventuel pour la klippe de Roselette, il semble logique de la considérer comme le prolongement occidental de la lame de la Gitte. Le jeu vertical de la faille serait alors de 150 mètres environ.

La preuve de l'exactitude de cette hypothèse serait évidemment la découverte du niveau de ravinement qui caractérise la lame de la Gitte, sur l'arête cristalline entre l'Aiguille de Roselette et la Tête de la Gicle, ce que je n'ai pas pu vérifier.

Dans une telle hypothèse, le chevauchement vers l'O de l'unité atteindrait donc au moins 2 km.

fig. 21



COUPE DE LA GALERIE BON NANT-GIROTTE

d'après C. BORDET - 1961, légèrement modifiée

3.2.4. La limite occidentale de l'unité de la Gitte au S de Roselend

Le dernier affleurement du cristallin de la lame de la Gitte visible vers le S peut s'observer sur le chemin qui monte depuis le col de Sur Frêtes vers les chalets de Grésillon. Au delà, la série de Roselend est chevauchée directement par la série mésozoïque de la Gitte.

Lorsque la lame existe nous relevons la coupe suivante :

- 1 - cristallin ;
- 2 - 0 à 10 m , niveaux transgressifs (conglomérats, grès ferrugineux, schistes argileux, calcaires à silex) ;
- 3 - 10 m , schistes noirs sériciteux, probablement oxfordiens ;
- 4 - 20 m , ressaut calcaire du Malm supérieur (barre Ma) avec à la base un petit niveau ferrugineux dans les premiers mètres ;
- 5 - schistes argileux noirs coupés de petits bancs calcaires et contenant, 10 à 20 m au-dessus de la barre calcaire du Malm, de nombreux nodules noirâtres à ammonites de l'Oxfordien.

Lorsque la lame a disparu, vers le S, nous retrouvons les deux niveaux bien caractéristiques 4 et 5, au-dessus des schistes de la série de Roselend.

Au printemps, lorsque le barrage de Roselend est presque vide, nous pouvons observer des coupes continues entre l'unité de la Gitte et la série de Roselend, notamment vers l'ancien pont de la route.

Sous le pont, nous trouvons :

- 1 - les calcaires spathiques à petits éléments dolomitiques détritiques ;

Au dessus (en remontant le Doron) viennent :

- 2 - des schistes et calcschistes gréseux de la série de Roselend ;
- 3 - une petite falaise calcaire (attribuée au Malm) chevauche le niveau précédent. Elle prolonge indubitablement la barre Ma (niveau 4 de la coupe précédente), et montre, comme elle, un niveau ferrugineux vers sa base (bien visible au bord de la route, juste avant le nouveau pont) ;
- 4 - les schistes oxfordiens qui renferment, une dizaine de mètres au-dessus de la barre précédente (Ma), les classiques nodules noirâtres à ammonites.

Notre barre Ma plonge dans le lac de Roselend puis, après être ressortie au S du barrage, s'élève rapidement dans la pente vers le NO en direction de Roche Parstire. Contournant le sommet, elle va former une bande continue vers l'altitude 1850 m dans le flanc occidental de Roche Parstire et du Mont des Acraïs, puis, ayant effleuré l'extrémité SE du lac de Saint-Guérin elle s'élève jusqu'au col de la Louze. Bordant alors la vallée de Grande Maison à l'E, elle 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 JC. BARFETY, nous avons pu observer la même disposition soit, de bas en haut :

- 1 - la barre calcaire Ma, probablement chevauchante (ici sur des schistes Aaléniens datés) ;
- 2 - les schistes oxfordiens. Les nodules noirâtres à ammonites sont également présents, une dizaine de mètres "au-dessus" des calcaires.

La limite occidentale (ψ G) est marquée, dans les schistes entre le lac de Saint-Guérin et le col de la Louze, par une grosse amygdale de cristallin que j'ai découverte vers l'altitude 1800 m à l'E du chalet de la Louze. Ailleurs la limite passe quelque part au-dessous de la barre Ma, dans les schistes, sans que nous puissions la placer avec précision.

3.3. La couverture mésozoïque de la lame cristalline de la Gitte

3.3.1. Coupe détaillée de la série entre le col de Sur Frêtes et le Rocher du Vent

Dans les ravins du versant O du Rocher du Vent, nous relevons la coupe suivante :

- 1 - la lame cristalline de la Gitte ;
Puis, ravinant le cristallin,
- 2 - 2 à 10 m, conglomérats, grès ferrugineux, marnes et calcaires à silex (âge : Jurassique moyen ?) ;
- 3 - 15 environ, schistes noirs à nodules de calcite noire (Oxf. ?) ;
- 4 - 30 m environ, calcaires sombres à patine grise clair (Ma) formant un double ressaut bien marqué ;

- 5 - 100 m environ, de schistes argileux noirs, parfois mordorés, à nodules noirs contenant de petits bancs calcaires (Oxfordien) ;
- 6 - 30 m environ, calcaires spathiques légèrement gréseux, formant un coeur anticlinal (Jurassique moyen ?)
- 7 - 10 m , schistes argileux noirs (Oxfordien ?) ;
- 8 - 30 environ, calcaires sombres à patine gris clair (Mb, Malm sup. ?) ;
- 9 - 80 m environ, schistes oxfordiens contenant dans les 10 derniers mètres quelques niveaux à oolithes ferrugineuses (Callovien ?) ;
- 10 - 2 à 5 m, calcaires spathiques à gros éléments détritiques épars (Jurassique moyen ?) ;
- 11 - 35 m environ, schistes à miches silico-alumineuses (Aalénien);
- 12 - 8 m environ, calcaires spathiques du Jurassique moyen ;
- 13 - 10 m environ, schistes oxfordiens ;
- 14 - 0 à 30 m, calcaires du Malm supérieur (Mc), très plissés et laminés ;
- 15 - 2 m environ, brèche dolomitique (cargneule ?) ;
- 16 - calcaires massifs contenant deux bancs métriques de grès roussâtres ;
- 17 - calcschistes à petites Nummulites.

La série est à peu près isoclinale avec une direction générale qui est celle de la schistosité N 20° E à N 40°E pour un pendage de 40 à 50° vers l'E.

L'interprétation la plus simple est d'y voir deux plis anticlinaux à coeur de Jurassique moyen et d'Aalénien décentré vers l'E, les barres de Malm représentant des coeurs synclinaux pincés.

Les termes "anticlinal" et "synclinal" ne sont pris ici que comme "niveau à valeur anti- ou synclinale".

Les calcaires du Jurassique moyen qui forment souvent les "coeurs anticlinaux" donnent l'impression d'avoir été injectés dans la masse schisteuse et il n'est pas rare de voir des lambeaux de ce calcaire complètement déracinés .

3.3.2. La région Roches Franches - Aiguilles de la Pénaz,
prolongement de l'unité vers le N (figures 20 et 35)

Entre le col de la Gicle et les Aiguilles de la Pénaz, nous observons une coupe très voisine de celle que nous venons de décrire. Nous y retrouvons :

- 1 - la lame cristalline de la Gitte ;
- 2 - 5 m environ le niveau de ravinement roussâtre, ferrugineux ;
- 3 - 0,5 mètre, les calcaires à zones siliceuses sombres ;
- 4 - 15 m environ, les calcaires spathiques du Jurassique moyen (absents dans la coupe précédente)
- 5 - 20 m environ, les schistes oxfordiens
- 6 - - les calcaires du Malm supérieur. Vers le S, ils forment la barre Ma, épaisse de 20 à 40 mètres, qui longe la lame cristalline à l'E. Vers le N, ils forment, grâce à de multiples replis la falaise N de Roches Franches qui s'étend d'O en E entre le col de la Gicle et les Aiguilles de la Pénaz.

puis, après une grande fracture verticale N 30°E (FG2),

- 7 - les calcaires du Malm des Aiguilles de la Pénaz, affectés de multiples replis ;
- 8 - des schistes noirs oxfordiens ;
- 9 - les lambeaux cristallins des écaillés de la Pénaz (EP).

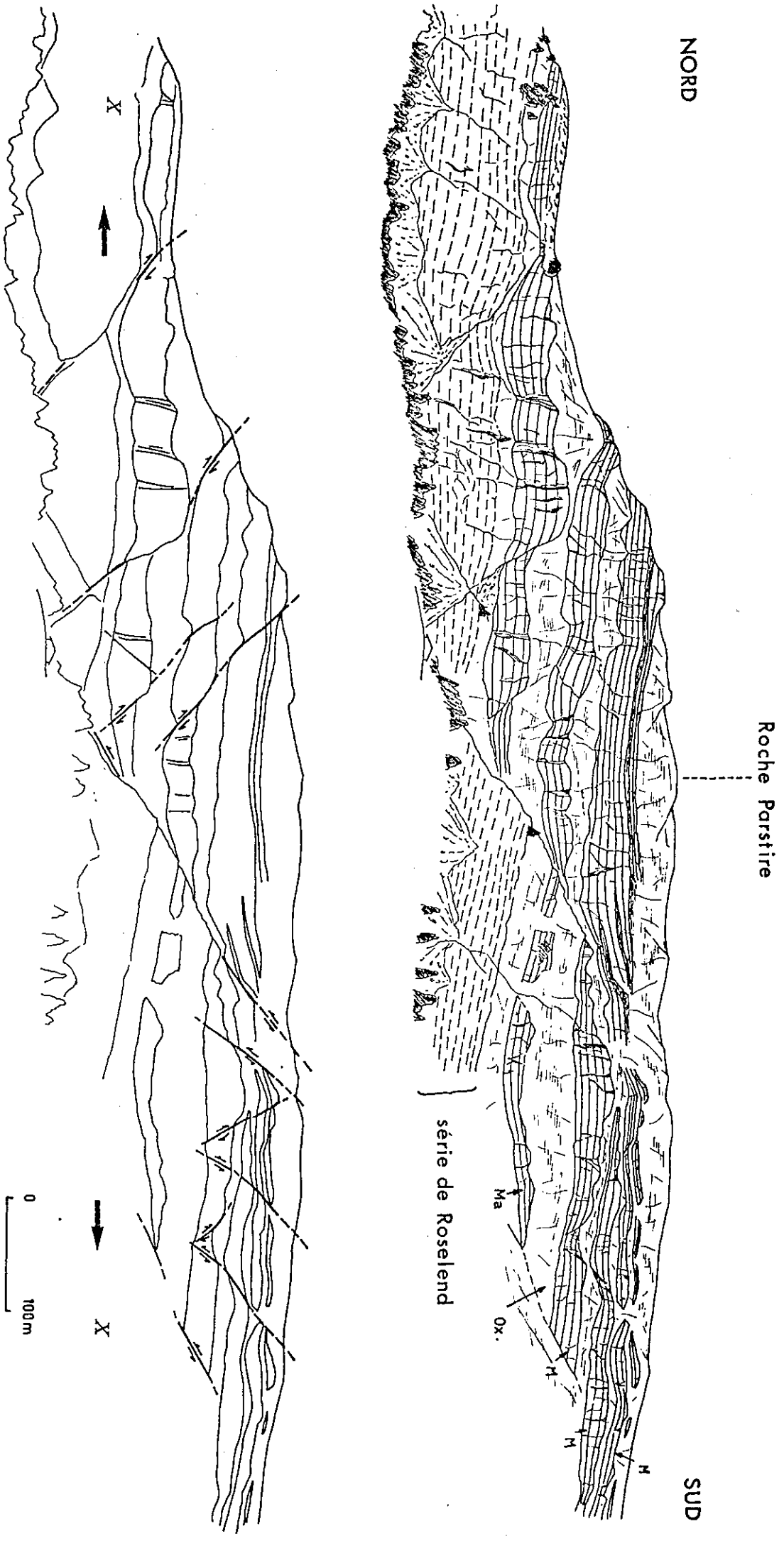
D'un point de vue stratigraphique, il faut noter l'apparition entre les niveaux ferrugineux (2) et les schistes oxfordiens (4), des calcaires spathiques (3), les mêmes que ceux du coeur des structures au Rocher du Vent.

D'un point de vue structural, nous remarquons que la grande faille N 30°E (FG2) sépare la série en deux sous-ensembles.

A l'O de la fracture, la continuité est bonne et la barre calcaire (6) correspond bien au niveau (4-Ma) de la coupe précédente.

Vers l'E, au delà de la faille, l'antiforme de la Pénaz traverse le torrent

FIG. 22



PANORAMA DU FLANC O DE ROCHE PARSTIRE, vu d'ARRÊCHES.
(Remarquer le système de failles normales soulignant liétirement X)

de la Gitte au-dessus du chalet de la Planta, puis disparaît sous les cônes de déjection du flanc O de la Crête des Merles. Lorsqu'ils réapparaissent, les calcaires du Malm ne forment plus que deux minces liserés (niveaux 8-Ma et 14-Mb de la coupe du Rocher du Vent) encadrant les schistes oxfordiens, les calcaires du Jurassique moyen et même un cœur anticlinal de schistes Aaléniens (11).

La faille (FG2) après avoir traversé le torrent de la Gitte, semble s'enfiler dans la couverture et passe d'une position subverticale à une position couchée, à pente E.

Notons dès à présent ce style tectonique des grandes fractures de socle plus ou moins verticales qui se déversent nettement vers l'O dès que l'on s'éloigne du socle et que la couverture s'épaissit.

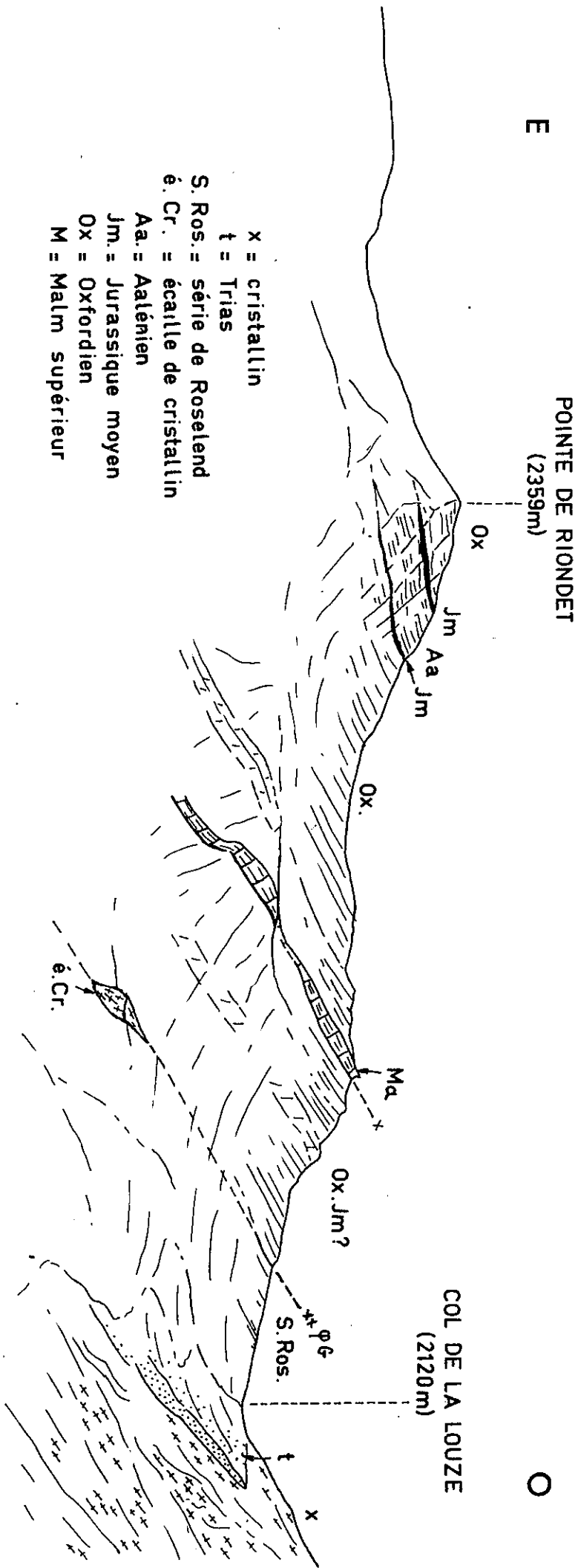
3.3.3. Roche Parstire / Mont des Acras, Pointe de Riondet / Col de la Louze ; prolongement S de l'unité.

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 S du barrage et s'élèvent rapidement dans la pente pour aller former Roche Parstire dont le flanc occidental domine Arêches. Là, les calcaires du Malm forment quatre ressauts successifs entrecoupés de vires schisteuses correspondant à l'Oxfordiens. Ces barres se suivent jusqu'au dessus du lac de Saint-Guérin tout en se regroupant deux par deux. Le panorama du flanc O de Roche Parstire (fig. 22) permet d'observer à grande échelle un système de failles normales soulignant l'étirement général des structures. Les calcaires à entroques se retrouvent en dalles structurales, sur le versant oriental de Roche Parstire, près du passage des Charmettes vers le Mont des Acras. A l'E de ce calcaire, se trouvent 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 N de la Pointe de Riondet apparaissent des schistes Aaléniens encadrés par deux minces niveaux de calcaires spathiques (fig. 23).

fig. 23



PANORAMA DU COL DE LA LOUZE, vu depuis Saint-Guérin

Plus au S, sur l'arête de Roc Marchand, en partant du replat herbeux avant la première falaise importante et en nous déplaçant vers le N, nous relevons la coupe suivante :

1 - des schistes Aaléniens (datés);

puis, nettement chevauchant sur le précédent,

2 - deux à trois replis de calcaires massifs du Malm, formant le premier ressaut important, avoisinant 50 m ;

3 - des schistes noirs oxfordiens (datés), sur plusieurs centaines de mètres ;

4 - des calcaires spathiques en petits bancs formant le sommet principal du Roc Marchand (Jurassique moyen ?) ;

5 - des schistes Aaléniens (datés).

Nous remarquerons la position inverse de la série.

3.4. Les déformations internes de l'unité

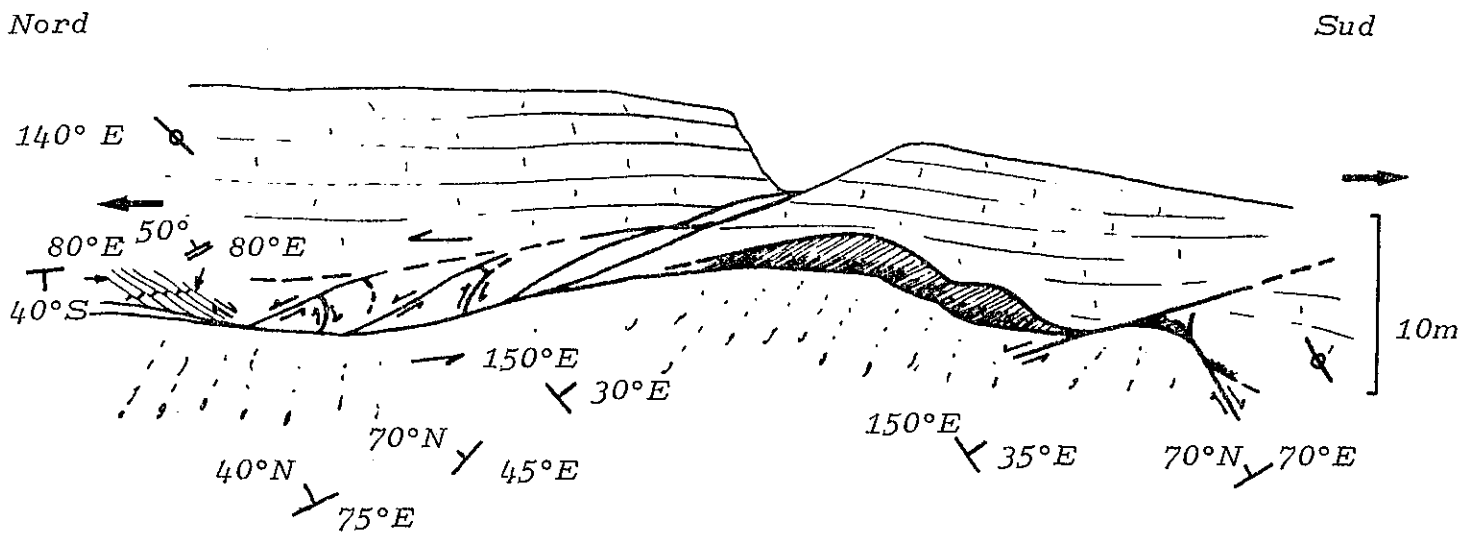
L'intensité de la schistosité reste comparable à celle des unités précédemment décrites. Elle est faiblement pentée vers l'E et entraîne une réorganisation minérale. L'apparition de barres calcaires massives va mettre en évidence l'étirement général par un système de failles normales très spectaculaire.

3.4.1. Les microstructures

La schistosité, toujours orientée N 20° à N 40°E, passe ici à une position beaucoup moins redressée, légèrement pentée vers l'E de 10° à 30°. Ceci correspond à une avancée de 2 à 3 km de la couverture sur le massif cristallin, très nette au col du Pré par exemple où les schistes restés en contact avec le cristallin sont verticaux, alors que la grande masse de la couverture est subhorizontale.

Les linéations (X) mesurées sur le terrain donnent des valeurs oscillant entre N 140°E et N 160°E. Cet étirement est souligné par un réseau de failles normales. Nous pouvons observer de telles fractures par exemple, sur la route du Cormet d'Arêches, au-dessus du lac de

Saint-Guérin, à la traversée de la barre de Malm. (figure 24)



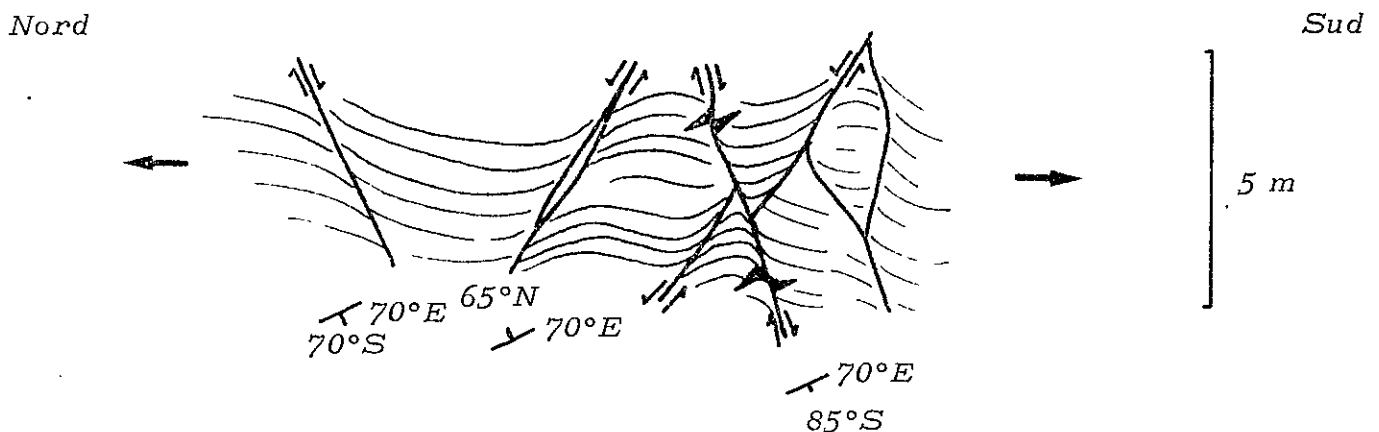
RESEAU DE FAILLES NORMALES (FIG. 24)

Ces fractures définissent des dièdres dont les arêtes ont une orientation $N 34^{\circ}E$ calculée à l'aide du canevas de WULF. Les différents sens de mouvements le long de ces failles, enregistrés par les fentes d'extension et les crochons, montrent qu'il s'agit de failles normales. En gros, nous pouvons donc dire que l'étirement général des structures est perpendiculaire aux arêtes de ces dièdres, soit, ici, $N 124^{\circ}E$.

Dans les plans de schistosité $N 80^{\circ}E$, $40^{\circ}S$, les linéations d'étirement ont, par construction, une direction $N 148^{\circ}E$ pour un pendage vers le S de 32° . Ces valeurs correspondent à celles mesurées sur le terrain : $N 140^{\circ}E$ à $N 150^{\circ}E$.

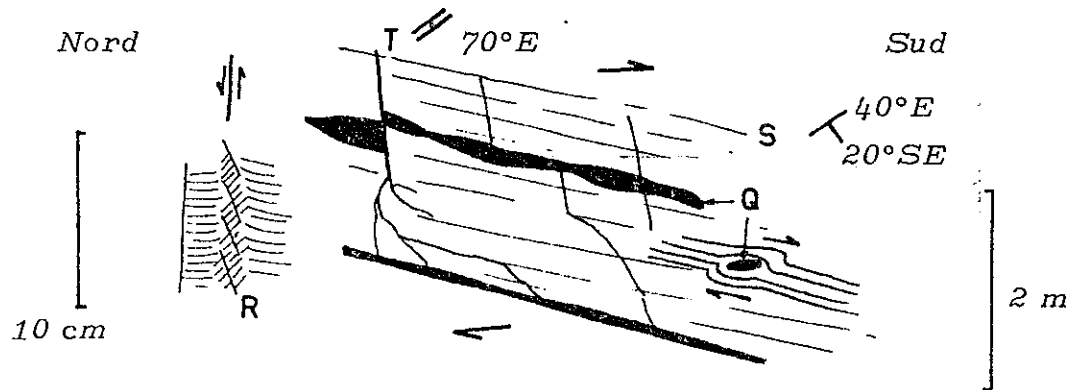
Dans les plans de schistosité et selon cette direction d'étirement, nous observons un déplacement des compartiments supérieurs vers le NO.

La même falaise nous montre, plus au N, un réseau de fentes en échelon remplies de calcite, conjuguées et faillées (fig. 25). Ici, les mouvements des divers compartiments sont soulignés par le décalage de la calcite.



RESEAU DE FENTES EN ECHELO N CONJUGUEES ET FAILLEES (FIG. 25)

Il existe aussi un réseau de fentes d'extension T subverticales dont la disposition implique un mouvement général dextre (quand nous regardons vers l'E) sur le plan d'observation (fig. 26).



FISSURES D'EXTENSION T (FIG. 26)

Cela est confirmé par la déformation des schistes autour d'une amygdale de quartz. Ces fentes T se transforment à leur extrémité en une série de Riedel R montrant un mouvement sénestre (en regardant vers l'E), conjugué au déplacement général déterminé plus haut. Cela implique encore un glissement-étirement sur le plan S1 orienté à peu près perpendiculairement aux fentes N 70°E, soit N 160°E.

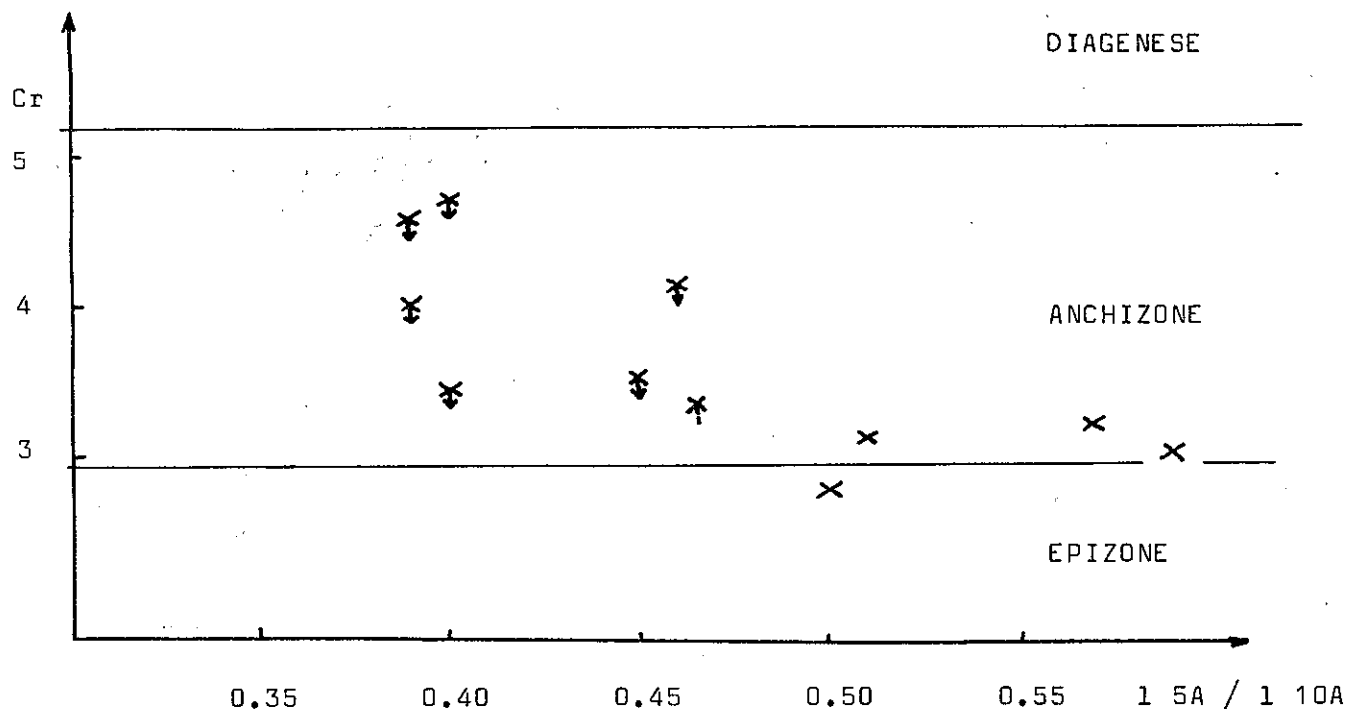
La comparaison de ce style de déformation avec celui observé dans le panorama du flanc O de Roche Parstire (fig. 22) nous conduit à la remarque suivante : les déformations à petite échelle, affectant des niveaux décimétriques ou métriques, sont la réplique exacte des déformations à l'échelle du massif qui affecte des épaisseurs de sédiments de plusieurs centaines de mètres.

Cette identité de style qui met en évidence une grande homogénéité des déformations montre tout l'intérêt que nous devons apporter à l'étude des petites structures.

3.4.2. Le métamorphisme

Sur dix échantillons d'argiles tirées de niveaux différents nous notons à nouveau une grande homogénéité des résultats avec des valeurs de Cr toujours sous estimées (présence de Paragonite) (figure 27). Les valeurs s'échelonnent entre Cr 2,75 et Cr 4,6 (avec Paragonite) indiquant une cristallinité d'anchizone à la limite de l'épizone. La plus forte cristallinité (Cr 2,75) est donnée par un échantillon très riche en quartz. L'Illite qu'il renferme pourrait bien être détritique,

d'autant plus que la phase argileuse analysée provient des grès ferrugineux ravinant la lame de cristallin.



PARAMETRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE POUR L'UNITE DE LA GITTE (FIG. 27)

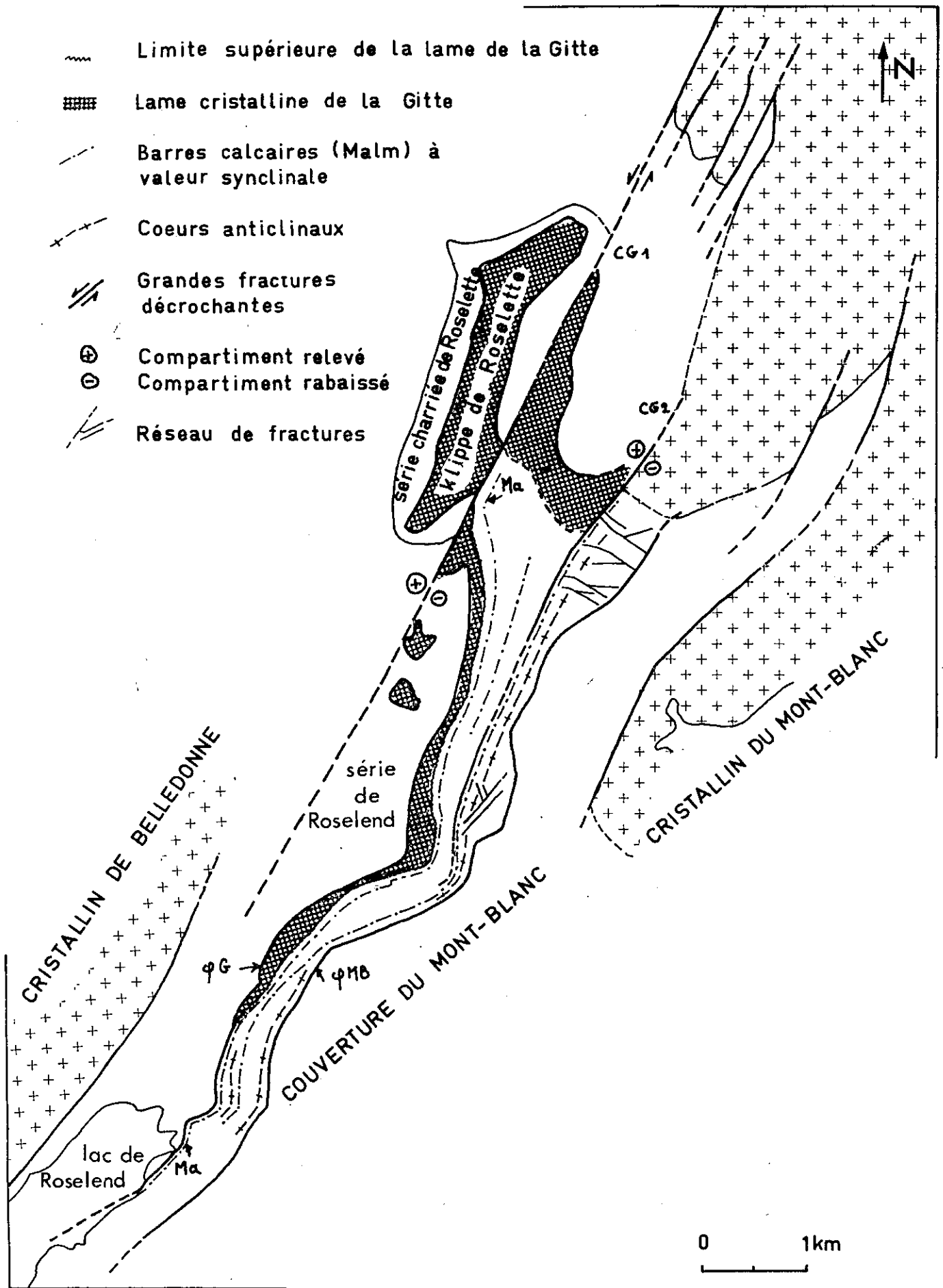
3.5. Enseignement provisoire à tirer de l'étude de l'unité de la Gitte (fig.28)

Cette étude a permis d'établir 3 faits structuraux essentiels :

1) - La lame cristalline de la Gitte, chevauchante de plusieurs Km vers le NO, possède sa propre couverture sédimentaire.

La mise en place de cette écaille résulte donc directement d'un mouvement du socle lui-même, entraînant sa couverture, et non pas de l'inverse, c'est à dire un mouvement de couverture arrachant des lambeaux de socle.

2) - La faille de la Gicle (FG1) qui sépare la lame de la Gitte de la klippe de Roselette, posée elle-même sur du Nummulitique, montre un jeu tardif, post Nummulitique, des grandes fractures N 30°E dont C. BORDET (1961) et F. CARME (1970) pensent qu'elles étaient déjà du bâti anté-stephanien du massif cristallin de Belledonne.



SCHEMA STRUCTURAL DE L'UNITE DE LA GITTE, au 1/50 000

La persistance à travers le temps du rejeu de ces fractures est remarquable.

3) - Les grandes fractures de socle, plutôt verticales, ont nettement tendance à se déverser vers l'O dès que la couverture atteint une certaine épaisseur, à la manière des failles-*pli* décrites par B. et J.L. PAIRIS (1974) dans la région de Sallanches.

4. L'EXTREMITÉ MERIDIONALE DU MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC ET SA COUVERTURE AUTO- ET PARAUTOCHTONE

4.1. Introduction

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

Le tégument triasique est constitué de grès puis de dolomies blondes. Il est recouvert d'une série liasique peu épaisse mais relativement complète à l'O et réduite aux seuls "grès singuliers" à l'E.

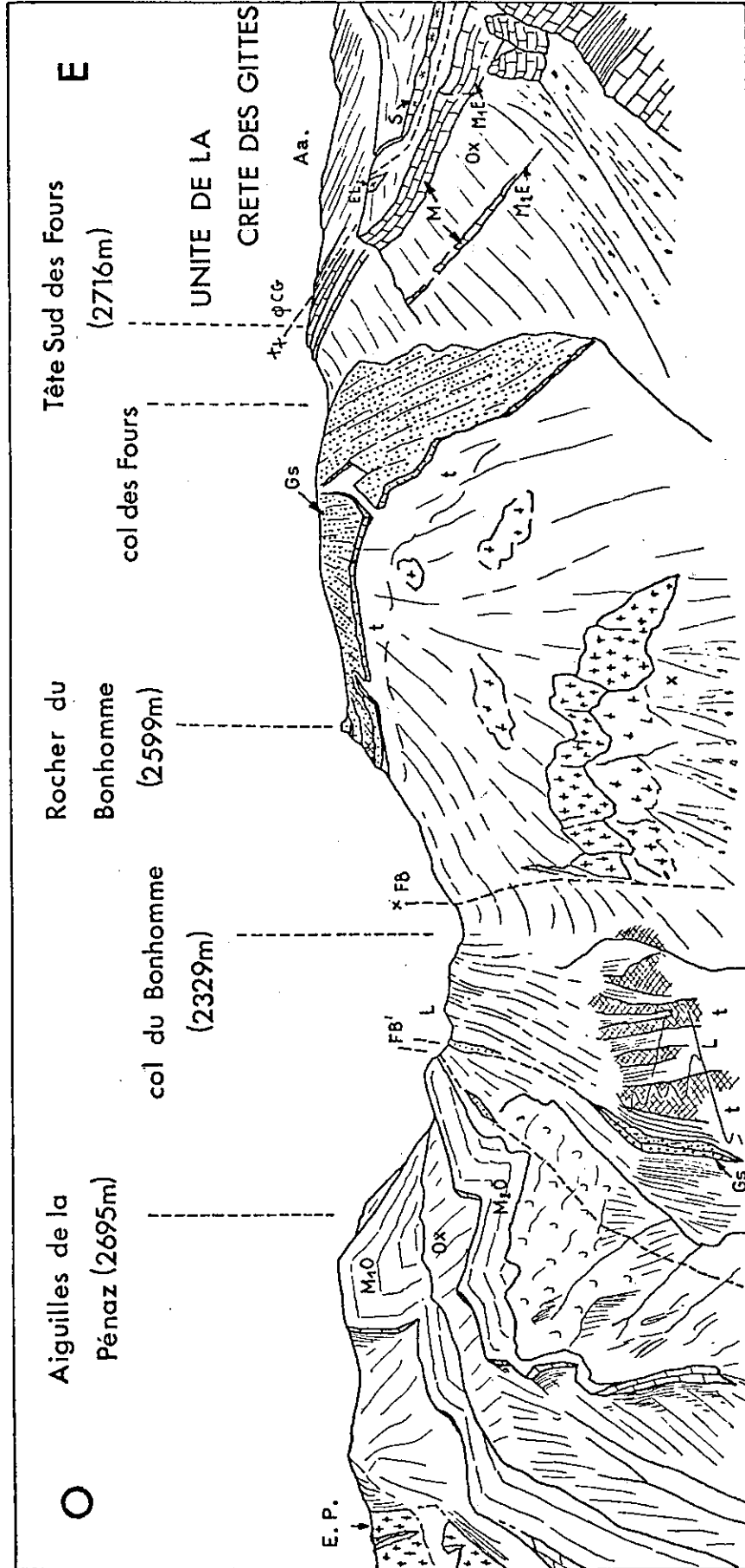
Le Jurassique supérieur comprend des schistes oxfordiens calcarogréseux et des calcaires massifs.

Le Tertiaire est composé de calcschistes à Nummulites et d'olistolithes cristallins.

C'est vers le N, dans la région col du Bonhomme-col des Fours, que cette unité est la plus complète ; et c'est donc là que nous en aborderons l'étude. Puis, nous suivrons les structures vers le S jusqu'à la Grande Berge à l'E du lac de Roselend où l'unité disparaît. Un paragraphe sera ensuite consacré aux déformations internes de l'unité.

4.2. La région col du Bonhomme-col des Fours

L'unité est constituée par les deux bandes de terrains sédimentaires (schistes et calcaires du Jurassique supérieur) qui encadrent à l'E comme à l'O la terminaison S de l'axe cristallin du massif du Mont-Blanc (fig. 29).



PANORAMA DU COL DU BONHOMME, vu du col des Saucés (FIG. 29)

4.2.1. Le coeur cristallin et son tégument triasico-liasique

Le socle cristallin de l'extrémité S du Mont-Blanc est affecté de grandes fractures N 30°E. Les claveaux ainsi délimités ont tendance à se chevaucher les uns les autres vers l'O.

L'observation du panorama n° 29 nous montre deux de ces fractures (FB et FB') affectant le tégument et que nous suivons depuis le col du Bonhomme jusque vers la Sausse. Le panneau oriental est assez calme. Il 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 mètres d'épaisseur de "grès singuliers" liasiques.

A l'O, l'autre panneau est enfoui sous un tégument légèrement décollé et replissé. Le Lias et le Trias forment ainsi, dans les arrachements au-dessus des chalets de la Sausse, 4 à 5 replis soulignés par des bandes de cargneules.

Les variations de faciès que nous observons dans les séries liasiques et même triasiques des panneaux E et O (revoir Chapitre II, § 3.2 et 3.3) mettent en évidence le jeu des fractures FB et FB' au Trias et surtout pendant le Lias.

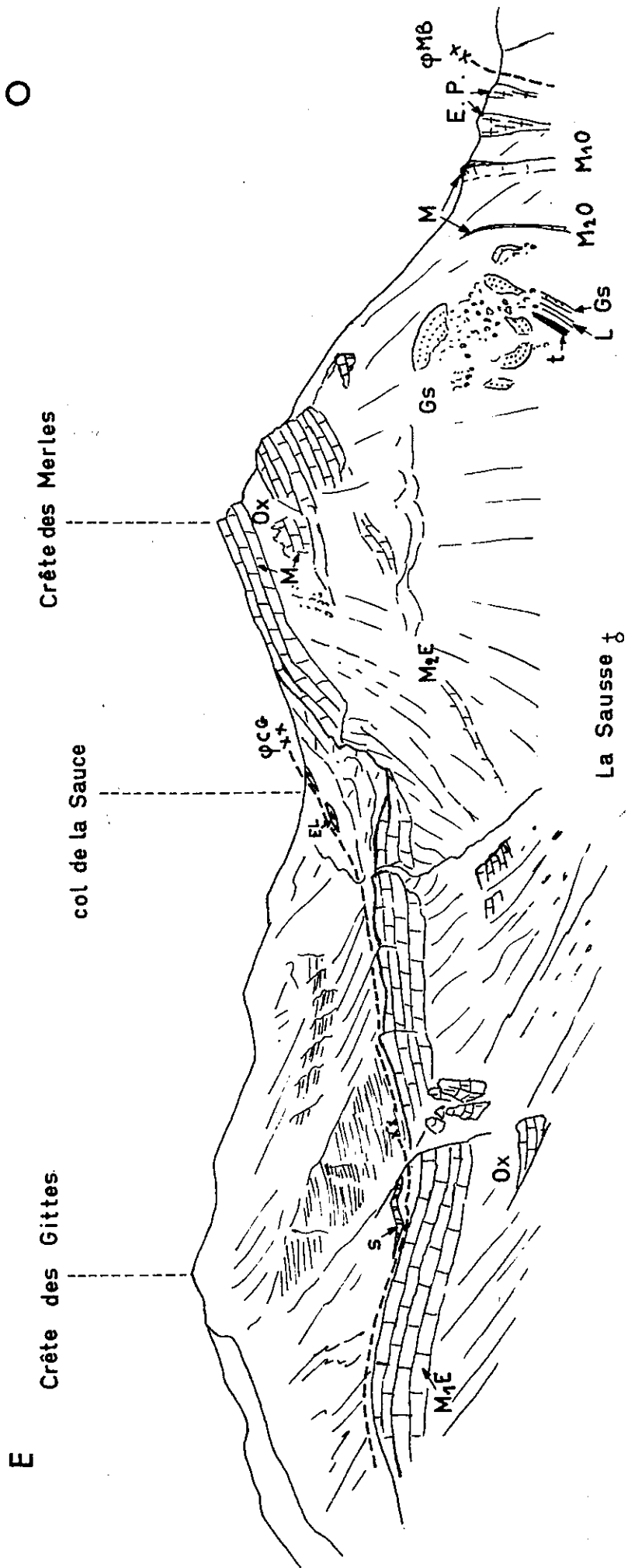
C'est vers les lacs Jovets que nous rencontrons les derniers affleurements de ce tégument vers le N.

4.2.2. La bande sédimentaire

Notre unité débute vers l'O par un chapelet d'écailles cristallines, les écailles de la Pénaz. Ces lambeaux mylonitisés qui ont été considérés dans le Chapitre précédent comme des olistolithes tertiaires, font saillie au milieu des schistes et des calcschistes. Quoiqu'il en soit, ce chapelet d'écailles jalonne une fracture N 30°E qui semble prolonger la fracture du socle de même direction bordant à l'O les lacs Jovets. De petites failles N 80°E sénestres, quand nous regardons vers l'E, décalent légèrement la fracture principale. Ces accidents sont le siège d'une minéralisation intense en quartz automorphes chloriteux. Il s'agit donc de failles d'extension en liaison avec le socle cristallin et reflétant assez bien l'étirement général de la région.

fig.30

O



PANORAMA DU FLANC N DE LA CRETE DES MERLES, vu du col du Bonhomme.

Il faut noter que la plupart des quartz ont été chloritisés puis fracturés et recristallisés. Il y a donc eu en moins deux stades de minéralisation dans ces fractures ouvertes.

Viennent ensuite deux barres calcaires de Malm supérieur (M10 et M20) que nous pouvons suivre facilement au milieu des calcschistes gréseux de l'Oxfordien depuis le torrent du Bon Nant jusqu'à celui de la Gitte. Ayant traversé ce dernier, les deux barres vont rejoindre les autres niveaux semblables qui forment le flanc O de la Crête des Merles. La coupe naturelle en rive gauche du torrent de la Gitte (fig. 30) fait réapparaître, au coeur de la structure, les niveaux du Trias et du Lias inférieur enveloppés par les "grès singuliers".

Ces grès forment une voûte anticlinale dont la belle régularité est perturbée par le passage des failles FB et/ou FB', et par de nombreux écroulements.

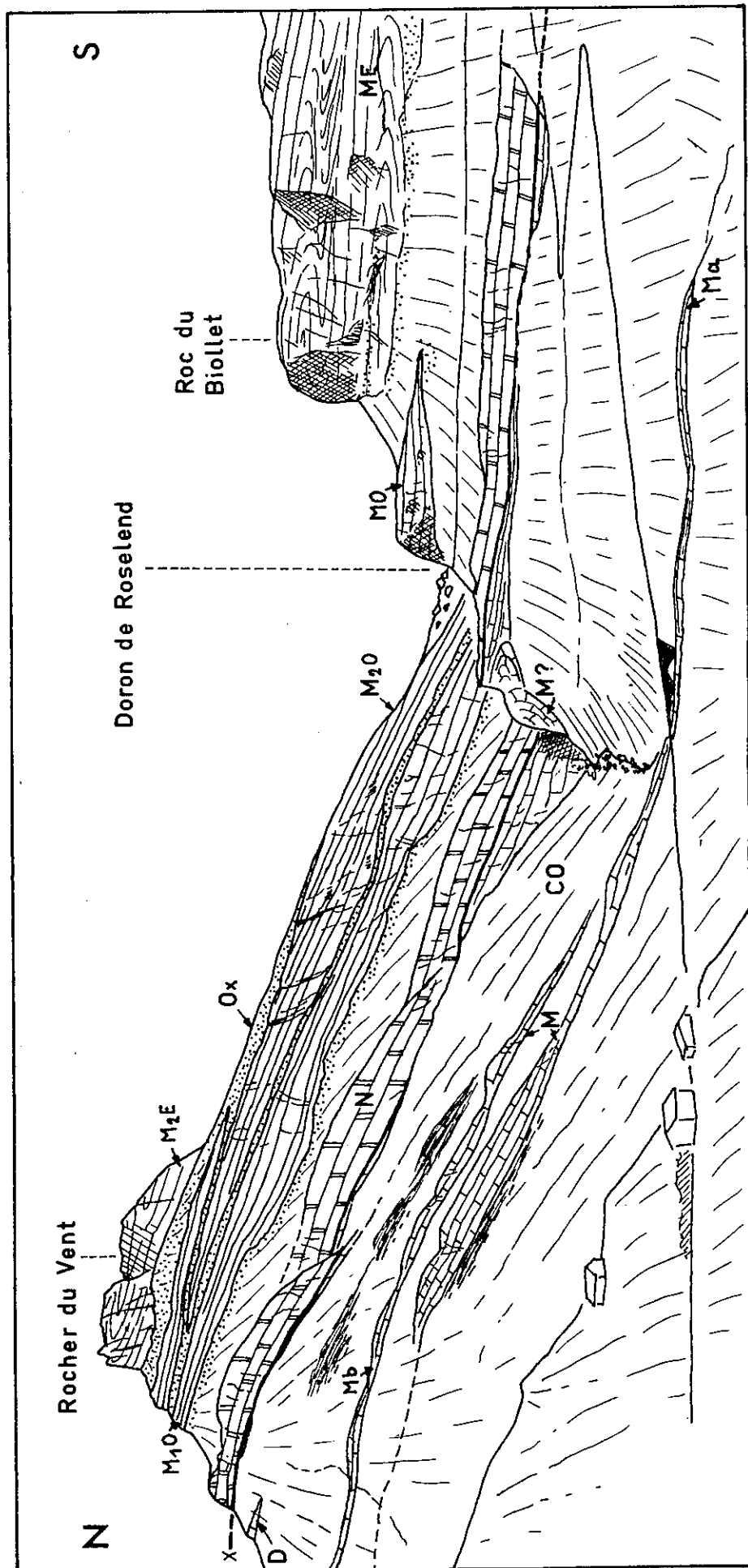
4.2.3. La bande sédimentaire orientale

Sur le versant oriental du massif du Mont-Blanc, nous retrouvons la même série Jurassique supérieur avec, à nouveau, deux petites barres de Malm calcaire M1E et M2E et un chapelet d'écaillles cristallines. Ces deux barres qui forment la Tête Sud des Fours se suivent jusqu'au col de la Croix du Bonhomme puis vont former la partie supérieur de la Crête des Merles. Là, elles s'épaississent considérablement et passent de quelques mètres d'épaisseur à plus de 100 mètres chacune. Cette différence est due bien plus à la tectonique - étirement d'un côté, nombreux replis de l'autre - qu'à d'éventuelles variations d'épaisseurs stratigraphiques.

La présence indubitable d'écaillles de cristallin mylonitisé souligne une remarquable symétrie autour de l'axe du socle cristallin. Celle-ci est particulièrement nette dans l'entaille naturelle du torrent de la Gitte sur le flanc N de la Crête des Merles. (fig. 30).

Remarquons également l'existence de deux barres calcaires de Malm de part et d'autre de l'axe de symétrie, M10 et M20, M1E et M2E. Plutôt que d'envisager un redoublement de la série antérieure au plissement, il faut considérer les barres internes M20 et M2E comme des replis d'entraînement d'un plus grand pli anticlinal affectant M10 et M1E, tout en gardant bien à l'esprit que la notion de pli reste très discutable dans ce cas.

fig.31



CO = Callovo Oxfordien D = Dogger M = Malm supérieur N = Nummulitique

LE ROCHER DU VENT, vu du col de Méraillet

4.3. ETUDE DE L'UNITE VERS LE S DANS LA REGION ROCHER DU VENT - ROC DU BIOLLEY

(Suivre l'évolution des structures sur les coupes 35-36-37)

A partir de la transversale de la Crête des Merles, le coeur 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'E et à l'O et par les replis du Jurassique supérieur.

4.3.1. Les limites de l'unité

A l'E, nous suivons très bien le chapelet d'écailles cristallines (EL) depuis le col des Saucés jusqu'aux chalets du Plan de la Lai. Encore une fois, nous remarquons d'une part la faible épaisseur de schistes présents entre les écailles et la première barre calcaire MIE et d'autre part la présence de niveaux jaunes dolomitisés dans la partie supérieure des calcaires. Associées aux écailles de cristallin, nous remarquons également des "échardes" de dolomie jaune.

Cette limite se poursuit vers le S en direction de la Petite Berge puis passe dans la falaise du versant O de la Grande Berge, au niveau de la cascade. Là, elle semble rejoindre la limite occidentale de l'unité.

A l'O, la dernière des écailles cristallines visible de la bande externe (EP), se trouve au-dessus de la ferme de la Planta, en rive gauche du torrent de la Gitte. Au-delà, le chapelet d'écailles cristallines est remplacé par un niveau de calcaires à petites Nummulites. Je n'ai jamais trouvé de Nummulites liées directement aux écailles de cristallin mais, curieusement, la barre Priabonienne se substitue morphologiquement aux ressauts engendrés par les écailles de cristallin.

Ainsi, les calcaires à Nummulites forment-ils un ressaut important à mi-pente sur le versant SO du Rocher du Vent (Panorama 31) puis, disparaissent sous les éboulis du flanc O de la Grande Berge.

4.3.2. Les replis du Jurassique supérieur du Rocher du Vent

Les deux bandes sédimentaires E et O 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 M1E et du Rocher du Vent M2E. Puis, elles se 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 coeur anticlinal du replis.

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'O 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 SO du Rocher du Vent (fig. 31). La mince vire schisteuse qui les sépare disparaît au S du Doron. Elles ne forment alors plus qu'un seul ressaut calcaire (ME) entaillé par la route sous le Roc du Biolley.

Ces deux barres ME et MO disparaissent un peu plus au S, et c'est ainsi toute l'unité qui s'ennoie dans le flanc occidental de la Grande Berge.

Les deux ensembles II et IV viennent directement au contact l'un de l'autre plus au S.

4.4. LES DEFORMATIONS INTERNES DE L'UNITE

Dans cette unité, les calcaires prennent le pas sur les schistes et, si ces derniers sont très voisins de ceux des unités précédentes, ce sont surtout les multiples replis des calcaires qui frappent l'observateur attentif.

4.4.1. Les microstructures

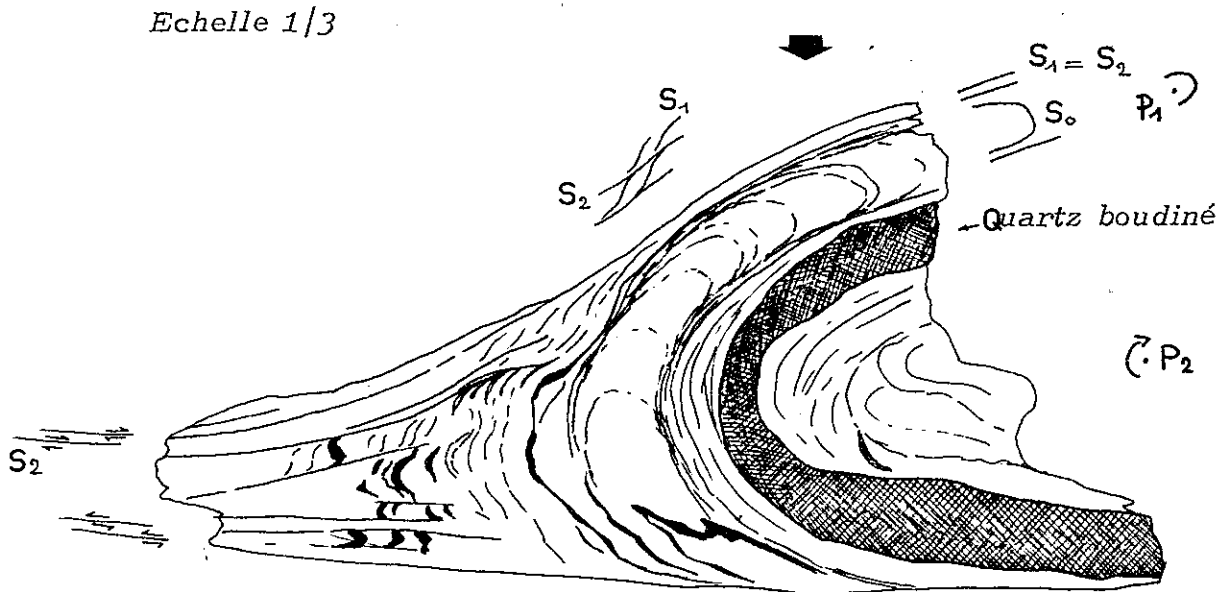
La schistosité toujours aussi dense change légèrement d'orientation et se rapproche d'une direction plutôt N 50°E avec un pendage vers l'E de 30° à 60°.

Les linéations d'étirement se modifient également et prennent des valeurs de l'ordre de N 100°E.

L'examen d'un petit pli décimétrique va nous permettre de mieux comprendre le style de déformation qui affecte l'unité (fig. 32).

L'axe de ce micropli est voisin de N 0°E, légèrement penté vers l'E. Nous voyons que le plan de stratification SO est déjà replié et qu'il subit une schistosité S1 (S1 est donc ici de strain slip), elle-même enroulée selon l'axe de pli (P2).

Nous observons, au dos du pli, l'éventail de la schistosité de fracture S_2 (= plan axial de P_2). Sur les flancs de P_2 , S_1 et S_2 sont confondus et, dans ces plans, les plis P_1 sont réorientés selon l'étirement du stade 2. C'est le même schéma que nous avons observé dans le paragraphe consacré aux déformations de la série de Roselend (§ 2.5.3.).



MICROPLI DANS LES CALCAIRES DE LA COUVERTURE DU MONT-BLANC (FIG. 32)

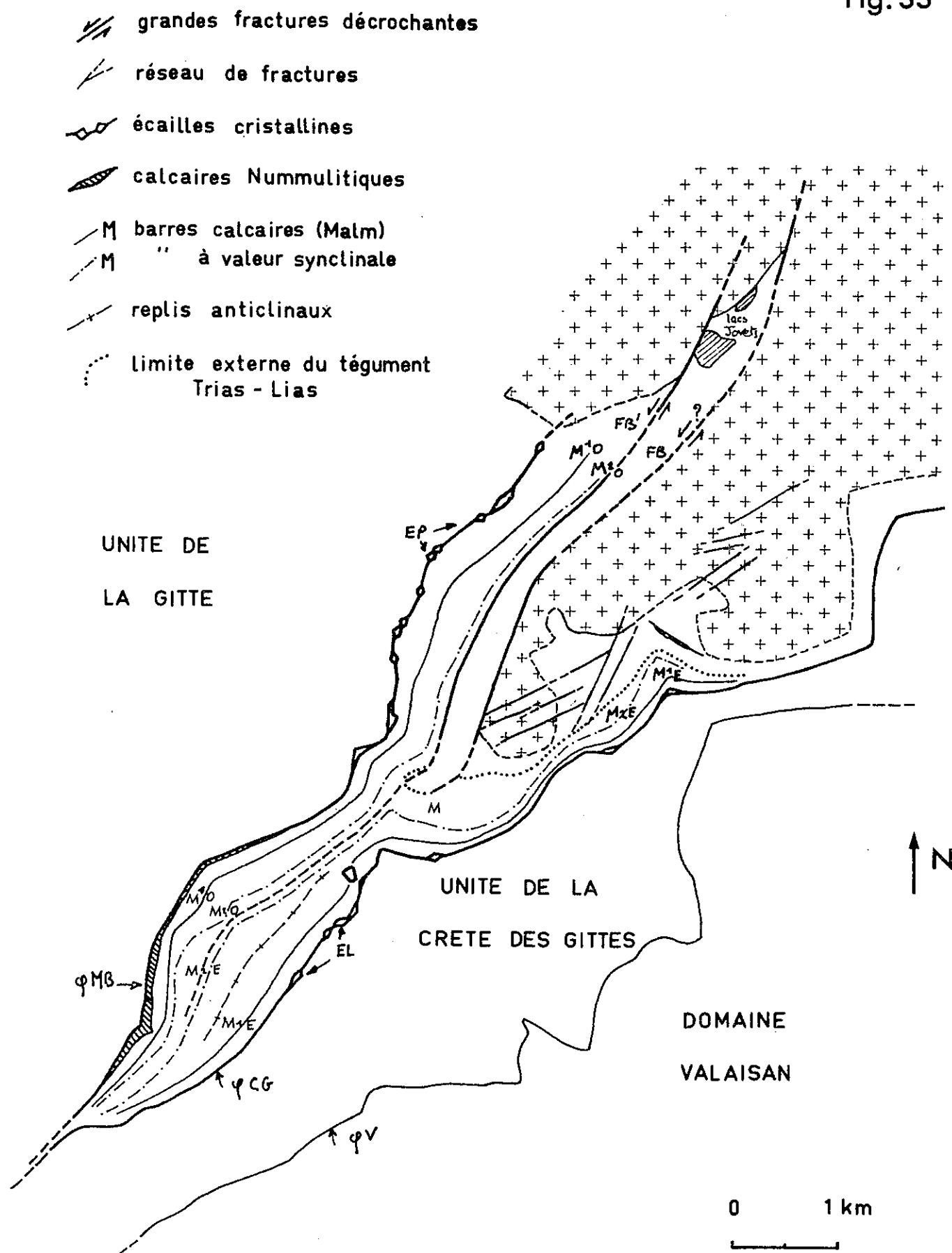
4.4.2. Le métamorphisme

Seules 3 mesures de cristallinité 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'anchizone.

4.5. CONCLUSIONS PROVISOIRES SUR LA STRUCTURE DE L'UNITE

Le schéma structural au 1/50 000 de l'unité (figure 33) met bien en évidence la symétrie des séries sédimentaires autour de l'axe cristallin que nous avons remarquée précédemment. L'unité toute entière prend ainsi la valeur d'un vaste anticlinal déversé vers l'O.

fig. 33



SCHEMA STRUCTURAL DE L'EXTREME SUD DU MONT-BLANC, au 1/50 000

5. L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES

5.1. Introduction

Au-delà des écaillés cristallines du rebord oriental de l'unité précédente vient une puissante masse de schistes Aaléniens. De cette masse schisteuse émergent quelques bandes de calcschistes gréseux attribués au Jurassique moyen et surtout un petit ressaut épais de 10 à 20 mètres, formé de calcaires spathiques du Sinémurien. C'est cette petite barre calcaire située quelques 10 mètres à l'E du contact externe de l'unité qui va nous permettre de suivre cette limite en l'absence d'autres critères. Vers l'O, le chevauchement des premières unités du domaine valaisan est souligné par un niveau triasique à cargneules et quartzites.

5.2. La limite occidentale de l'unité

Sur l'arête SE 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, comme nous l'avons vu, jalonne le contact occidental. Dans cette région soumise à une intense schistosité et à un grand étirement lié au réalignement des structures, les contacts tectoniques sont souvent très difficiles à saisir et, ici, cette petite barre calcaire va nous servir de repère.

Les calcaires sinémuriens descendent ainsi jusque vers le chalet du col de la Croix du Bonhomme puis se dirigent vers la Crête des Gittes qu'ils contournent par l'O. Là, dans les abrupts qui dominent le col des Sauces, ils disparaissent. Nous les retrouvons plus au S, vers les chalets du Plan de la Lai, en arrière du Roc du Biolley. De là, ils montent vers la Grande Berge, redescendent vers Treicol puis se suivent ainsi vers le S., affleurant par intermittence.

5.3. Le prolongement de l'unité vers le S, à partir de la Tête Sud des Fours

Cette unité qui borde la partie interne de la couverture du massif du Mont-Blanc se présente sous la forme d'une série schisteuse monotone. Le long de l'arête SE 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'E de la Grande Berge puis, vers les chalets du Dard où il forme un ensemble original, bien distincts des schistes Aaléniens.

5.4. La limite orientale

Cette limite est le seul terme de l'unité que nous puissions suivre sans discontinuer du N au S.

Elle est jalonnée par les niveaux triasiques de la plus externe des unités valaisanes. Ce niveau forme un ressaut important dans l'arête SE de la Tête Sud des Fours. Nous pouvons le suivre jusqu'aux chalets de la Raja, puis, après avoir traversé une zone plus ou moins glissée, il remonte vers les chalets du Truc. Au Cormet de Roselend, les quartzites et les cargneules du Trias forment le talus de la route. La limite passe ensuite à l'O de la Grande Berge, à Treicol, au Passage des Embouchures puis rejoint le Cormet d'Arêches.

5.5. Les déformations internes de l'unité

Encore une fois, l'unité est marquée par une intense schistosité. L'aspect de la série laisse prévoir un degré de métamorphisme aussi élevé que dans les autres unités.

5.5.1. Les microstructures

La schistosité a une direction N 40°E à N 60°E pentée de 40° à 60° vers l'E.

Les linéations d'étirement dans les plans de schistosité sont dirigées selon une direction moyenne N 60° E.

5.5.2. Le métamorphisme

Une seule mesure a été effectuée dans ce secteur.

La cristallinité élevée (Cr 3,2), et cela malgré la présence de Paragonite, montre que nous sommes très proches de l'épizone.

SYNTHESE GENERALE, COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

1. RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE ; CONSEQUENCES : L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONALE

2. RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRUCTURALE ; ESSAI D'INTERPRETATION : L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE REGIONALE

3. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

4. CONCLUSIONS GENERALES

I. RAPPEL DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE ; CONSEQUENCES :
L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONALE

Nous avons pu mettre en évidence quatre unités bien distinctes ayant chacune leur propre série stratigraphique (fig.34).

Nous rappellerons brièvement leurs caractéristiques, puis nous en déduirons l'évolution paléogéographique régionale.

1.1. Les séries stratigraphiques

N.B. Nous ne reviendrons pas ici sur le problème de l'âge des différents sédiments qui a été longuement abordé dans le Chapitre II. Les noms d'étages suivis d'un point d'interrogation indiquent une attribution douteuse. L'absence de ce point d'interrogation signifie qu'ils ont été datés par des fossiles.

1.1.1. Couverture auto- et parautochtone du massif cristallin de Belledonne

Cette unité est la plus occidentale des quatre. Elle présente une série stratigraphique débutant au Houiller et dont les termes supérieurs sont mal connus ici :

Houiller : Sédiments détritiques fins (schistes noirs et anthracite) ou sédiments détritiques grossiers (conglomérats, grès et schistes).

Trias : C'est un Trias de type Germanique réduit, présentant trois niveaux lithologiques :

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

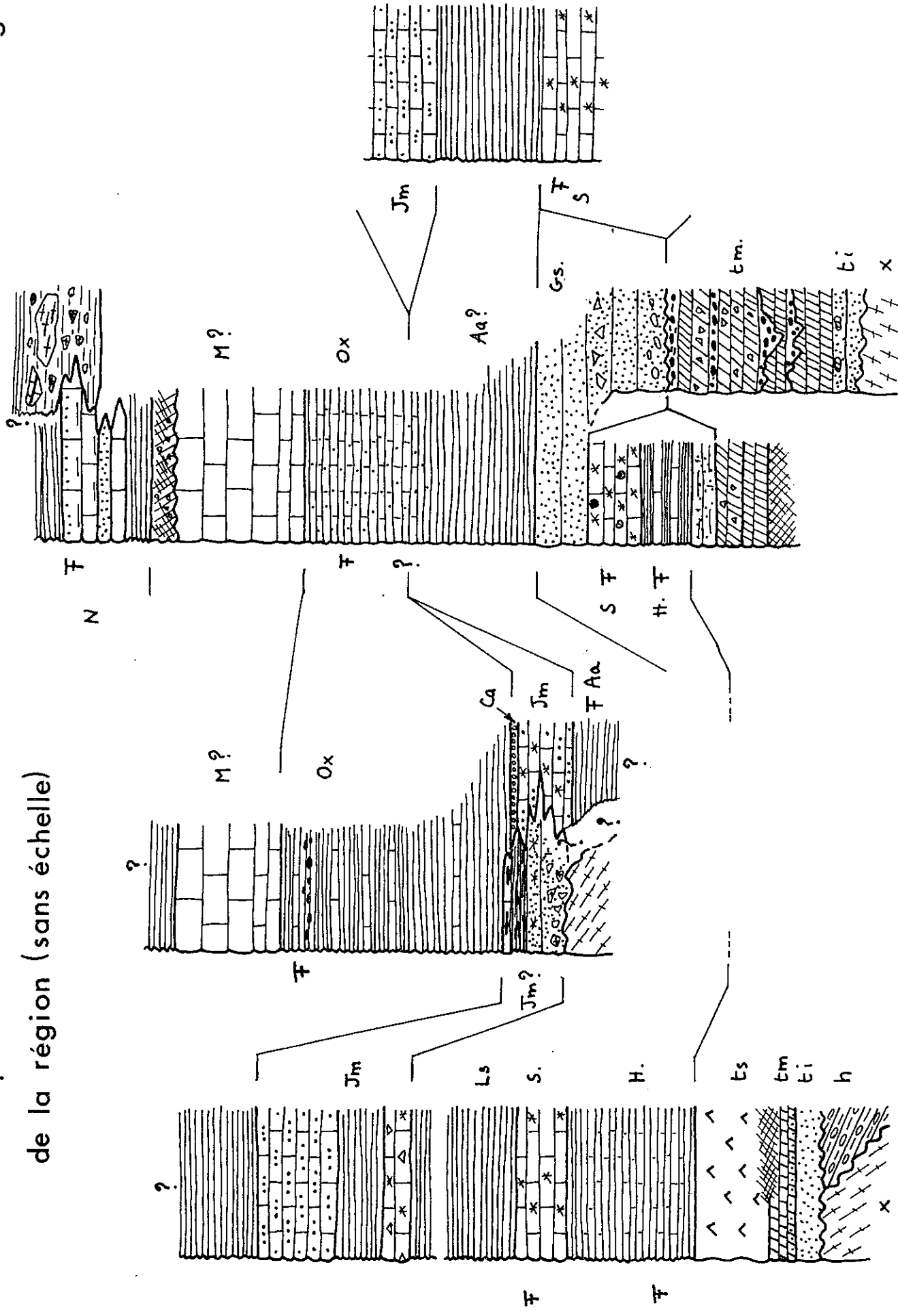
Lias : C'est le Lias de type dauphinois, assez épais. Deux niveaux ont pu être datés.

- Lias inférieur : calcaires et schistes de l'Hettangien ;
- Lias moyen : calcaires spathiques du Sinémurien ;
- Lias supérieur ? : schistes noirs.

Dogger : Nous pouvons lui attribuer les calcaires spathiques à débris de dolomie jaune et les calcaires gréseux de la série de Roselend.

Schéma récapitulatif des différents faciès de la région (sans échelle)

fig. 34



BELLEDONNE

LA GITTE

MONT-BLANC

CRETE DES GITTES

Termes plus récents : Les schistes et les calcaires francs de la série de Roselend qui apparaissent vers le N pourraient être d'âge Jurassique supérieur. La série ne comprend pas de termes plus récents dans la région.

1.1.2. L'unité de la Gitte

La série stratigraphique de cette unité est liée à la lame cristalline de la Gitte dont il faut rechercher l'origine dans les claveaux les plus externes du massif du Mont-Blanc. Dans la partie interne de l'unité la série débute par des schistes aaléniens alors qu'elle ne débute qu'au Jurassique moyen sur son rebord externe.

Lias : Il est représenté par les schistes silico-alumineux de l'Aalénien dans la partie orientale de l'unité.

Dogger ? : calcaires spathiques, dans la partie interne de l'unité, ou niveaux transgressifs (conglomérats, calcaires gréseux spathiques ...) sur la lame cristalline de la Gitte.

Callovien ? : calcaires àoolithes ferrugineuses.

Oxfordien : schistes argileux noirs à petits bancs calcaires.

Malm supérieur ? : calcaires massifs

1.1.3. L'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc

La couverture de cette unité encapuchonne l'extrémité méridionale du Mont-Blanc. Sa série stratigraphique très complète comprend des termes allant du Trias au Priabonien.

Trias : cet étage est représenté par :

Trias inférieur ? : quartzites à éléments dolomitiques ;

Trias moyen et supérieur ? : dolomies brèchiques monogéniques ;

Lias : sous un faciès réduit, cet étage comprend une série stratigraphique très complète sur le flanc O de l'unité, mais il n'est représenté que par les seuls "grès singuliers" du col du Bonhomme, à l'E.

Hettangien : calcaires et schistes ;
Sinémurien : calcaires spathiques à débris noirs centimétriques ;
Pliensbachien ? : "grès singuliers" (grès, brèches, conglomérats) ;
Lias supérieur ? : schistes noirs.

Dogger : ce niveau semble absent ;

Oxfordien : schistes calcaro-gréseux ;

Malm supérieur ? : calcaires pélagiques ;

Crétacé ? : nous pouvons attribuer au Crétacé les quelques mètres de schistes entre les calcaires précédents et le Tertiaire ;

Priabonien : calcaires à Nummulites légèrement gréseux, grès (?) et schistes conglomératiques à olistolithes cristallins et calcaires (?).

1.1.4. L'unité de la Crête des Gittes

Seuls 3 termes constituent la série stratigraphique de cette unité.

Lias moyen : calcaires spathiques du Sinémurien ;

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

Jurassique moyen ? : calcaires arénacés zonés.

1.2. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Tout au long de cet exposé, nous avons souligné le rôle prépondérant des grandes fractures qui individualisé de petits panneaux de socle où se sont déposés des séries stratigraphiques différentes.

1.2.1. L'histoire anté-stéphanienne

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.

1.2.2. 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.

1.2.3. Le Trias

La mer envahit la région.

Sur Belledonne, les dépôts de Trias germanique réduit indiquent une transgression dans un milieu sublittoral plutôt calme qui devient franchement lagunaire à la fin du Trias.

La tectonique du futur massif du Mont-Blanc est au contraire très agitée. Les brèches sont fréquentes et nous connaissons deux discordances par ravinement. L'encroutement ferrugineux des derniers conglomérats annoncent une nouvelle tendance à l'émersion.

1.2.4. 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.

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 brèchiques à l'O pendant que le panneau oriental est débarassé de sa couverture liasique.

Sur les deux panneaux vont se déposer ensuite les "grès singuliers" du Pliensbachein (?). La présence simultanée de brèches à gros éléments anguleux et de galets bien roulés indiquent qu'il y a deux systèmes d'apport, l'un par écroulement de relief très proche, l'autre après un transport assez long et par épandage dans des chenaux NS.

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.

1.2.5. 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'E. Sur le rebord occidental, la "cordillère" de la Gitte est graduellement reprise par la mer. Les oolithes ferrugineuses de la partie orientale de l'unité doivent 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 et il semble bien qu'il soit absent soit par non déposition, soit par ablation.

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

1.2.6. L'Oxfordien

Nous arrêterons ici l'histoire paléogéographique de Belledonne. En effet, la couverture de ce massif ne comprend dans la région aucun terrain dont on puisse dire avec certitude qu'il est plus récent que le Jurassique moyen.

L'unité de la Gitte est caractérisée par d'épais dépôts marneux à petits bancs calcaires et à nodules noirâtres contenant des ammonites.

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

1.2.7. Le Malm supérieur

La mer envahit toute la région et dépose une couche épaisse et monotone de calcaires pélagiques - si toutefois ces calcaires sont bien d'âge Jurassique supérieur.

1.2.8. Le Crétacé

Nous pouvons nous demander si le Crétacé, qui semble absent ici, s'est réellement déposé ou au contraire n'a jamais existé.

L'étude des régions voisines que nous aborderons un peu plus loin, répondra en partie à cette question.

1.2.9. Le Tertiaire

Nous savons que la mer, après une émergence Crétacé terminal - Eocène, envahit à nouveau la région durant l'Oligocène et dépose des calcaires finement gréseux, mais aussi de grès et de conglomérats à gros olistolithes cristallins.

Selon H. BADOUX (1972) qui a observé des dépôts identiques dans le Priabonien de la nappe de Morcles, au N du Rhône, la variation de faciès serait due à l'éloignement plus ou moins grand d'éventuels massifs émergés.

2. LES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRUCTURALE :

ESSAI D'INTERPRETATION

2.1. Rappel des principaux résultats

Les résultats à l'échelle régionale ont été rassemblés sous la forme d'une série de coupes transversales (coupes 35 à 40). Un schéma structural (fig.41) complète cette récapitulation synthétique.

Quatre ensembles ont pu être définis. Ce sont d'O en E :

- I. L'extrémité NE du massif cristallin de Belledonne et sa couverture auto- et parautochtone;
- II. L'unité de la Gitte, constituée de la lame cristalline de la Gitte et de sa série mésozoïque;
- III. L'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture auto- et parautochtone;
- IV L'unité de la Crête des Gittes.

L'examen structural de ces unités met en valeur plusieurs faits importants.

- L'enregistrement par les sédiments, à diverses époques, dès le Paléozoïque et jusqu'au Tertiaire, du fonctionnement des grandes fractures N 30°E,

NO.

SE

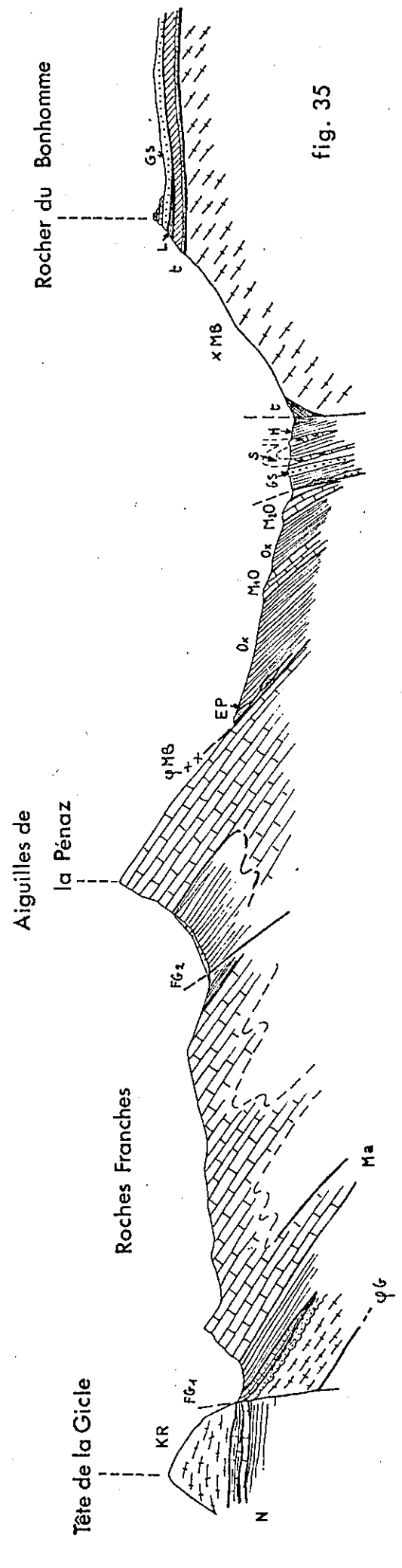
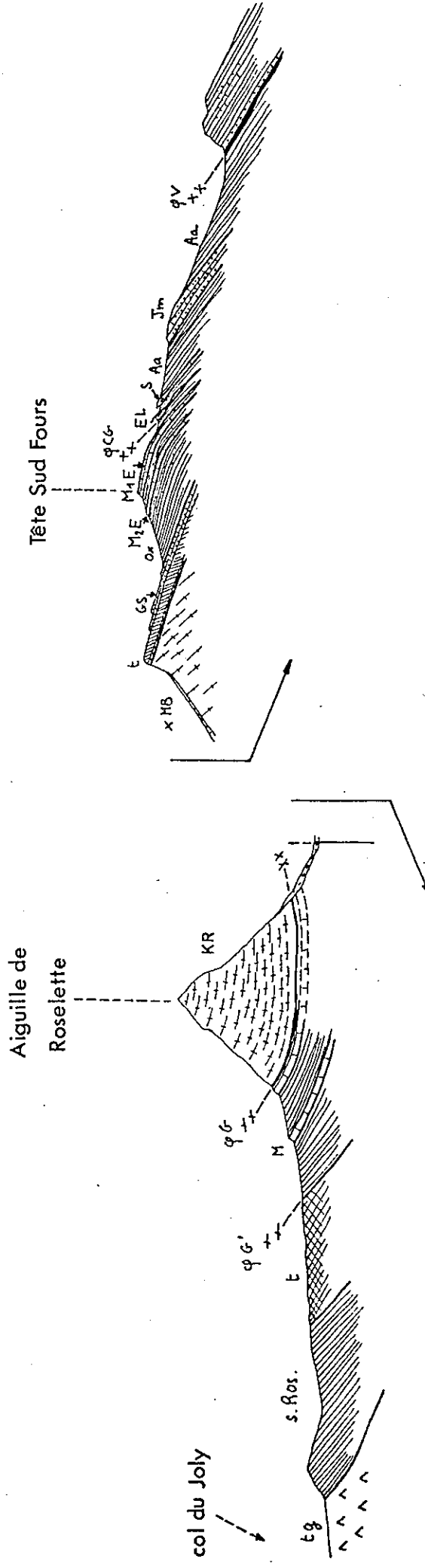


fig. 35



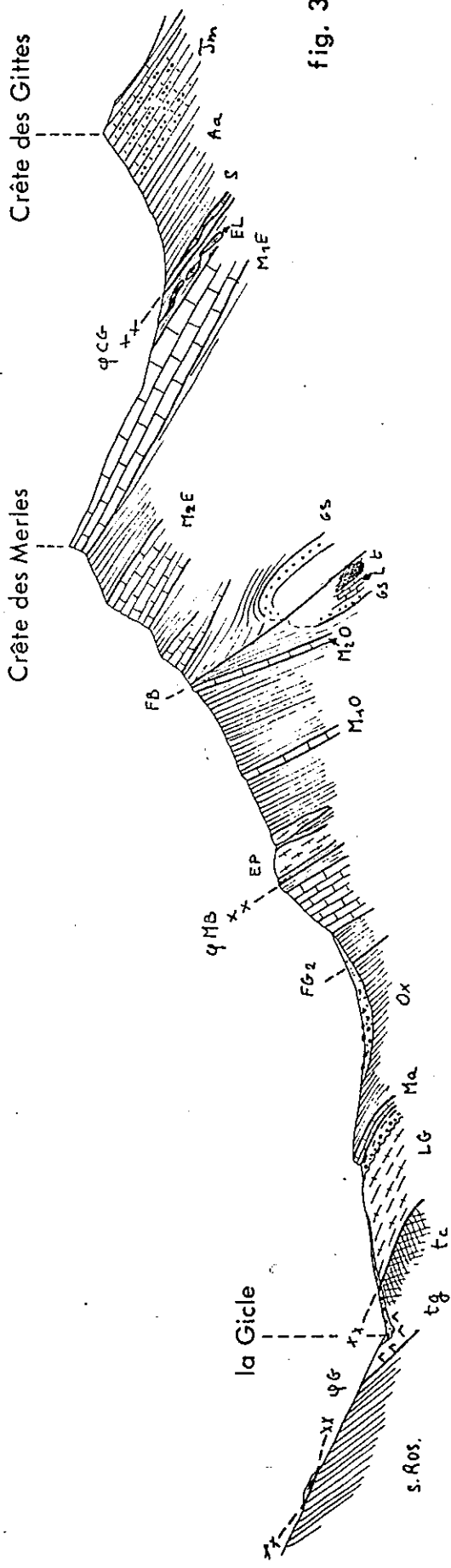


fig. 36

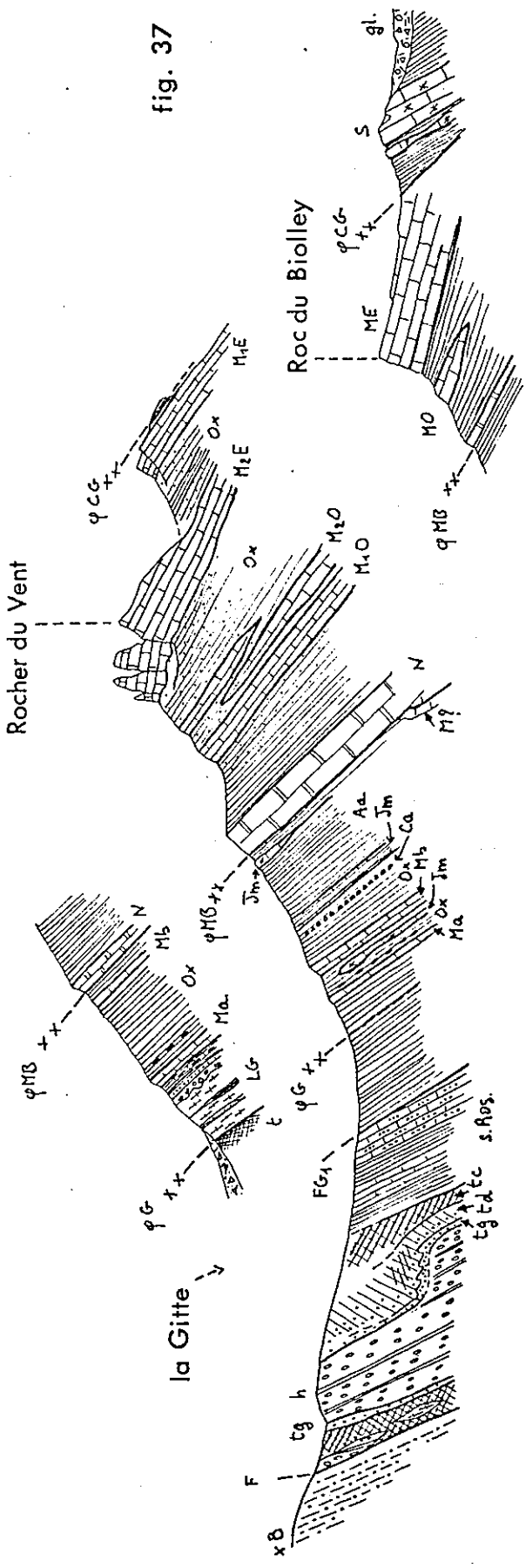


fig. 37



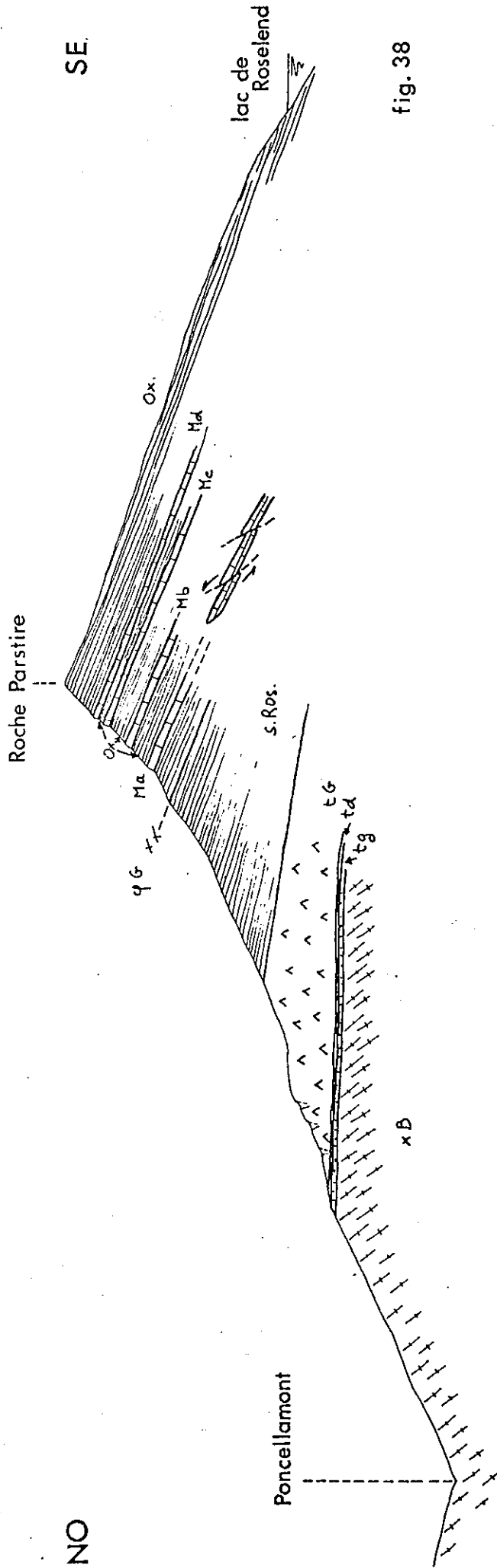


fig. 38

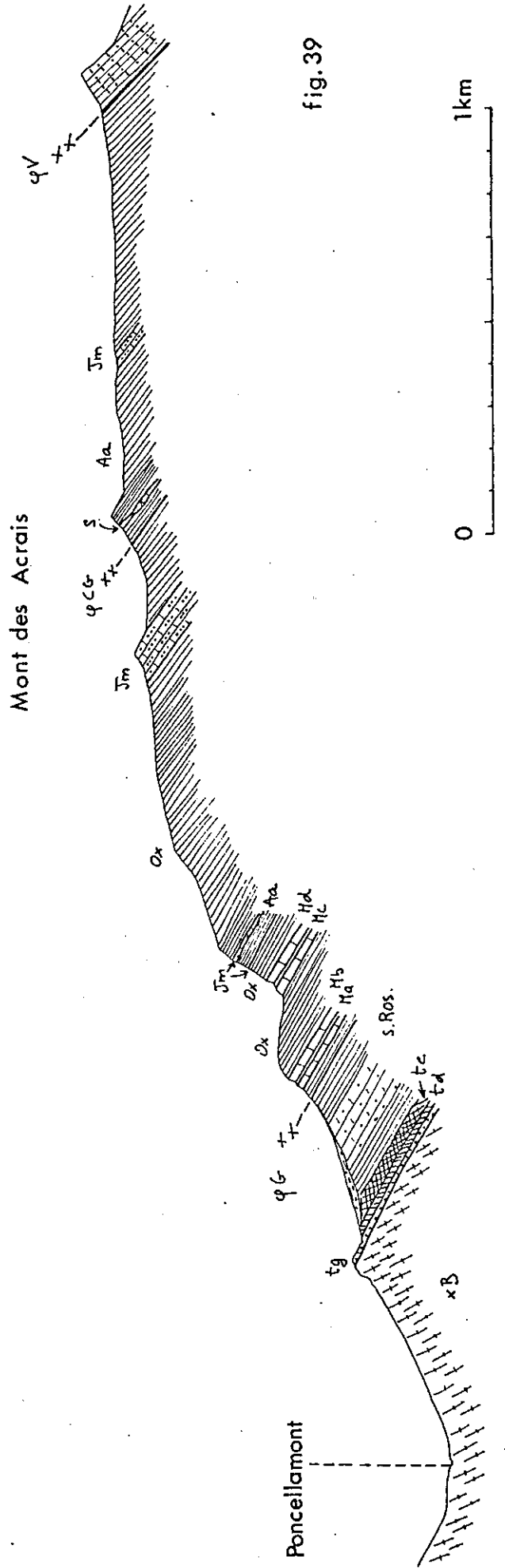
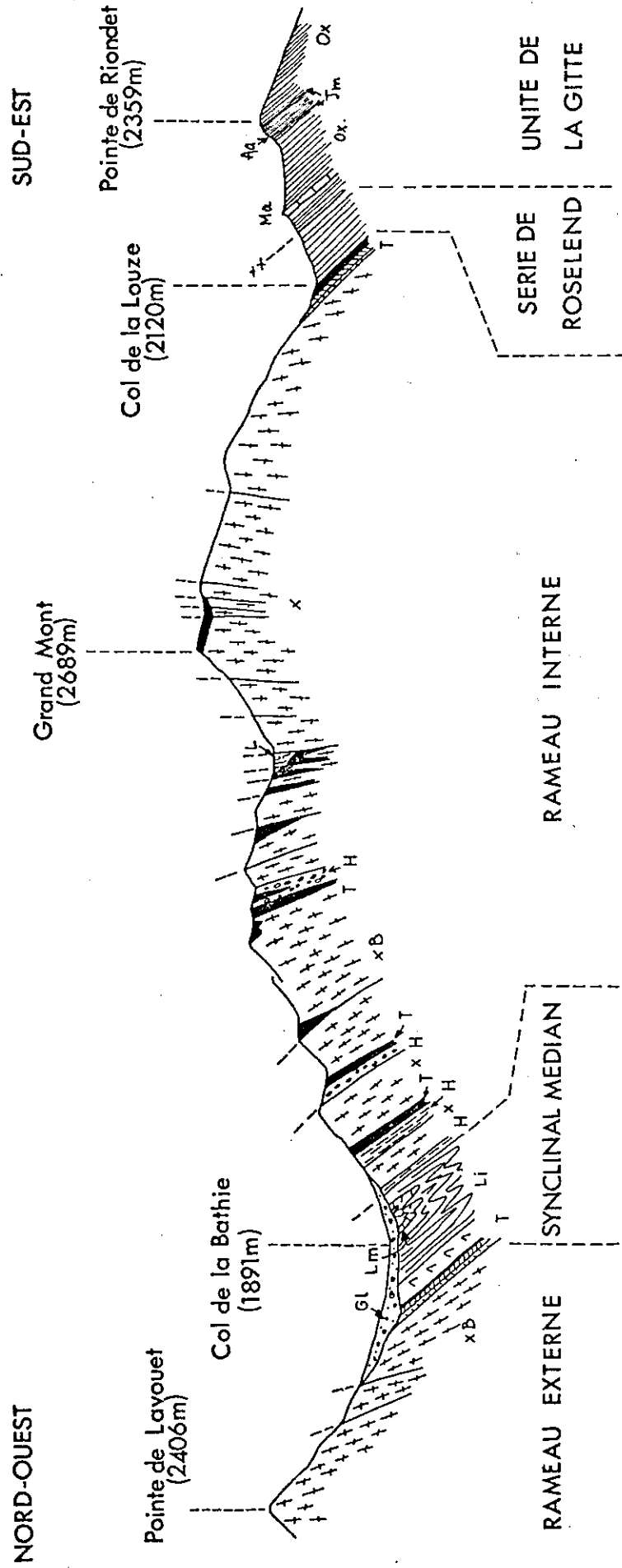


fig. 39

fig. 40



témoigne du rôle moteur quasi constant du socle pour la genèse des déformations de la couverture. Ces fractures sont considérées comme de grands décrochements. Il faut cependant reconnaître qu'ici, seuls leurs rejeux verticaux sont évidents.

- l'existence de grandes structures plissées auxquelles participent des lambeaux de socle (lame de la Gitte) témoigne d'un stade de déformation très plastique durant lequel la couverture a débordé et a chevauché vers le NO non pas par simple gravité mais, au contraire par transport sur des "lames anticlinales" de socle qui ont crevé la couche sédimentaire et débordé dans les bassins Priaboniens (voir les rapports entre Priabonien, olistolithes cristallins et la lame de la Gitte).

- La structure symétrique, en forme de vaste anticlinal, de l'extrémité S du massif du Mont-Blanc autour d'un axe cristallin.

L'examen des déformations internes des unités nous a permis de préciser quelques points:

- l'existence d'un intense clivage schisteux ;
- la succession de 2 stades au moins de déformations synschisteuses;
- dans la région de Roche Parstire, un système de failles normales affectant la couverture à toutes les échelles et associé à l'étirement général des structures.

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.

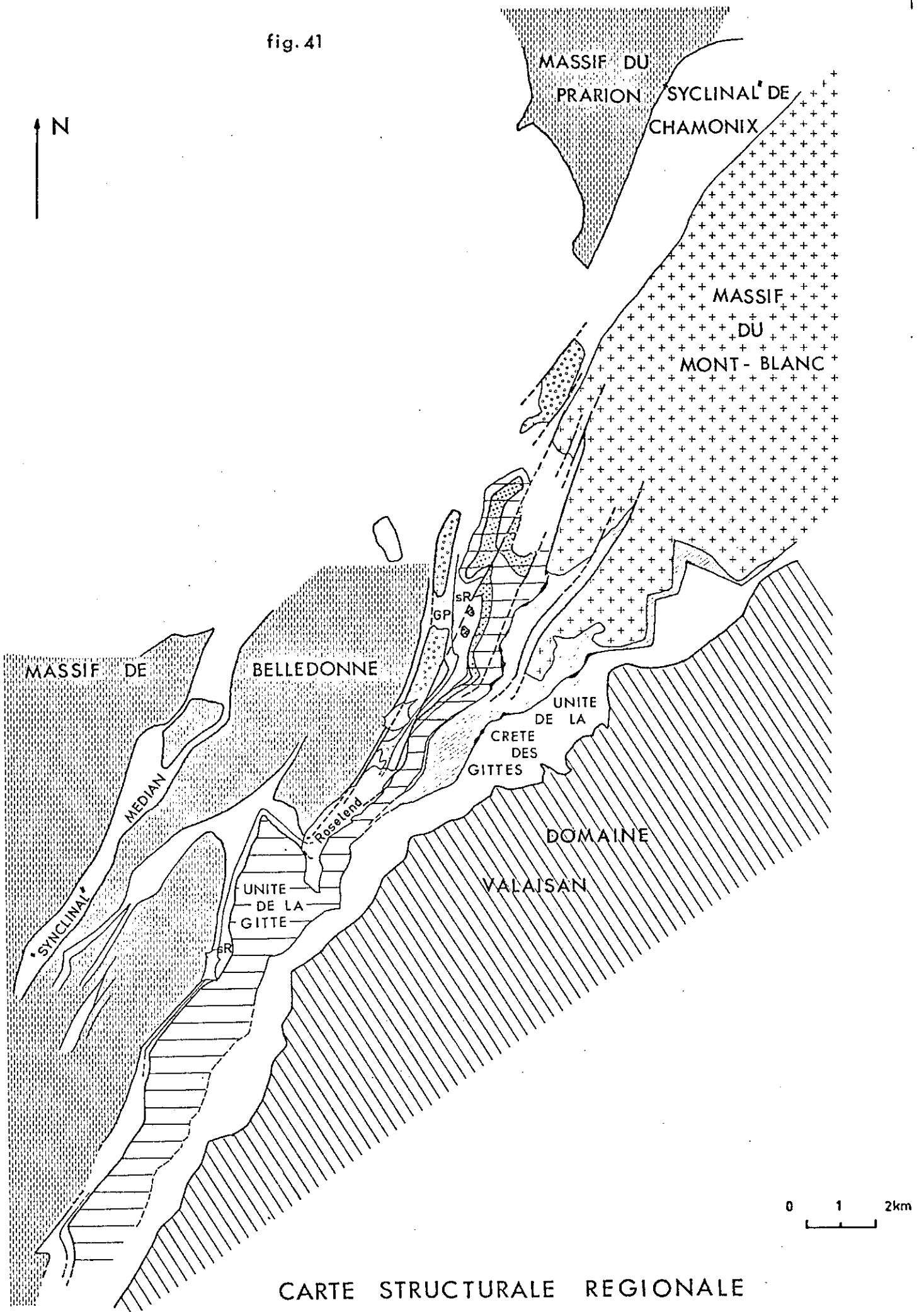
Elles équivalent à un stade de métamorphisme d'anchizone proche de l'épizone, nécessitant des températures de l'ordre de 200° à 300°C.

Ce métamorphisme affecte 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 Hercynienne

Nos propres observations ne permettant pas d'établir avec précision l'âge des différents événements orogéniques, nous nous aiderons de résultats acquis dans les régions voisines par d'autres géologues et en particulier par JP. GRATIER et alt. (1973).

fig. 41



CARTE STRUCTURALE REGIONALE

De petits mouvements de socle, générateurs de brèches dans diverses parties de la région, vont se succéder durant tout le Jurassique, 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 pouvons cependant rapporter notre première phase synschisteuse au Crétacé supérieur, comme partout ailleurs dans le domaine helvétique et même en certains points du domaine dauphinois.

Aussitôt crée, cette schistosité va permettre un nouveau type de déformation, par glissement sur S1. C'est déjà le début de notre seconde phase de déformation.

Cette phase, génératrice de grands plis isoclinaux, a donc affecté un matériel très plastique, et même les niveaux qui nous semblent aujourd'hui les plus rigides, tels les barres calcaires et, surtout, les lambeaux de socle, ont participé à ce plissement. En effet, une lame cristalline comme celle de la Gitte peut-être considérée comme une véritable lame anticlinale, la présence de schistes sédimentaires au sein du cristallin indiquant autant de replis d'entraînement.

Puis, ce "coeur anticlinal" va percer sa propre couverture et atteindre le bassin priabonien y déposant les olistolithes. Un ultime mouvement va propulser la lame vers le NO par dessus la couverture de Belledonne.

Dans ce mouvement, la lame entraîne sa propre couverture. Au-dessus, la couverture adhérente à son socle, est banale. C'est par exemple la série mésozoïque de l'unité de la Gitte. Au-dessous, par contre la couverture est plus ou moins broyée et donne de véritables écailles comme, par exemple, celle de la série charriée de Roselette.

C'est à cette phase que nous devons rapporter la forme tourmentée des calcaires avec leurs multiples replis et leur système de failles normales.

Toutes ces déformations s'appliquent aussi bien à des niveaux centimétriques qu'à des falaises entières. Elles correspondent à un réajustement des structures selon la direction N 140°E - 160°E à l'O du Mont-Blanc et N 60°E à l'E dont témoignent les linéations d'étirement dans les plans de schistosité.

Ces mouvements, générateurs de la schistosité S2 et peut être du métamorphisme (il affecte les sédiments priaboniens), datent donc

de la fin du Priabonien.

Ils correspondent à la période à la période d'écrasement des schistes cristallins du Mont-Blanc fixée à environ 40 millions d'années (LEUTWEIN et alt. - 1970).

Le soulèvement des massifs cristallins termine cette histoire orogénique, avec notamment un rejeu des grandes fractures N 30°E.

Cette phase pourrait être attribuée à la fin du Miocène (de 10 à 15 millions d'années), comme la cristallisation des fentes d'extension du massif du Mont-Blanc (LEUTWEIN et alt. - 1970), avec, peut-être, un dernier rejeu au Pliocène.

3. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

3.1. Introduction

La dernière édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice est déjà très ancienne et la nouvelle interprétation tant stratigraphique que tectonique ouvre de nouveaux horizons pour l'explication de la structure régionale.

L'analyse de différents travaux traitant de la géologie des régions avoisinantes m'a permis d'apporter quelques précisions nouvelles sur la couverture des massifs cristallins du Mont-Blanc et de Belledonne.

Cette comparaison peut se faire comme un tour d'horizon en commençant par le NE d'où nous sommes partis, nous rencontrerons successivement en nous déplaçant d'abord vers l'O :

- la zone des racines des nappes helvétiques,
- la zone mésozoïque de Chamonix,
- la nappe de Morcles,
- le Mont Joly et les chaînes subalpines du N,
- la zone dauphinoise orientale,
- le domaine valaisan.

3.2. La zone des racines des nappes helvétiques s.l.

Le problème ayant été largement développé dans les notes de P. ANTOINE, B. et J.L. PAIRIS (1975) et de P. ANTOINE et P. LANDRY (1976),

je ne reviendrai sur cette région que pour rappeler les principaux résultats et apporter de légères modifications.

La zone radicale helvétique a fait l'objet d'études approfondies de la part de M.B. CITA (1951) et de G. ELTER (1953) dans le Val Ferret italien et le Val Veni, ainsi que de K. GRASMUCK (1961) dans le Val Ferret suisse.

Ce dernier y distingue deux ensembles :

- la couverture autochtone du Mont-Blanc,
- la zone des racines des nappes helvétiques s. l.

Les faciès des différents étages du Val Ferret suisse sont très voisins de ceux de nos ensembles III et IV (P. ANTOINE et P. LANDRY - 1976). D'un point de vue structural, l'intérêt doit se porter sur la présence de lames cristallines mylonitisées jalonnant le toit de la série autochtone et séparant les deux domaines précités.

Ces lames reposent sur le Malm autochtone par l'intermédiaire d'un petit niveau schisteux que K. GRASMUCK attribue avec doute au Crétacé. Le Malm montre dans sa partie sommitale une "brèche authigène dolomitique" attribuée à une transgression du Purbeckien.

Ces lames présentent les mêmes caractères que celles décrites entre la Tête Sud des Fours et les chalets du Plan de la Lai.

En conséquence :

- notre ensemble "l'extrémité du Mont-Blanc et sa couverture auto- et parautochtone" (III) est bien l'homologue structural de la série de même nom du Val Ferret suisse.
- notre ensemble "unité de la Crête des Gittes" (IV) représente la prolongation méridionale de la zone des racines des nappes helvétiques sensu lato.

Il n'est pas possible de différencier dans cette dernière unité (IV) les termes qui reviennent à l'Helvétique s. str. ou à l'Ultrahelvétique.

Dans la note P. ANTOINE et P. LANDRY (1976), l'extrémité S du Mont-Blanc avait été divisée en deux sous-ensembles I (autochtone : Trias + Lias) et II (parautochtone : Jurassique supérieur, ...). Nous avons

considéré alors ce sous-ensemble II comme étant le prolongement de la zone des racines des nappes helvétiques s. str. Dans cette optique, l'unité de la Crête des Gittes (ensemble III de la note) représentait la zone des racines des seules nappes ultrahelvétiques.

Dans notre nouvelle interprétation, les ensembles I et II de la note sont regroupés et représentent l'extrémité S du Mont-Blanc, et l'ensemble III comprend la totalité de la zone des racines des nappes helvétiques s.l.

Notons dès à présent une remarque de K. GRASMUCK (1961)

"La position tectonique de la couverture autochtone (du Mont-Blanc) correspond à la partie arrière (orientale) du flanc normal de la nappe de Morcles".

3.3. 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.

C'est dans cette zone que se prolongent vers le N, certaines de nos unités. Il n'est donc pas étonnant d'y retrouver les mêmes faciès. La série stratigraphique est vraisemblablement plus complète que ne l'a écrit E. PAREJAS. Rappelons que dans la région du Mont-Vorassay, E. RITTER (1897-98) citait déjà sur sa carte du Jurassique moyen et de l'Oxfordien.

L'étude de la série autochtone des Aiguilles Rouges montre une transgression quasi générale du Jurassique moyen et l'absence de Lias dans le plupart des cas. L'Oxfordien est très réduit. Nous pouvons mettre en parallèle cette transgression et celle de l'écaille de la Gitte. D'un point de vue structural, E. PAREJAS sépare l'autochtone du massif des Aiguilles Rouges et la zone radicale de la nappe de Morcles, sur le rebord externe du massif du Mont-Blanc.

Nous pouvons donc nous poser la question de savoir si la nappe de Morcles ne serait pas représentée à Roselend.

3.4. 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 S.

Selon R. TRUMPY (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"*.

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

- Elles se présente comme un vaste pli anticlinal déversé vers le NO.
- Le coeur 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 olistolithes de matériel cristallin.

Il y a beaucoup trop d'analogies entre la nappe de Morcles et notre série de l'extrémité S du Mont-Blanc pour que nous ne fassions pas le rapprochement.

Nous pouvons donc affirmer que la nappe de Morcles, ou son équivalent méridional, existe en France. Elle enveloppe l'extrémité méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc dont elle est la couverture sédimentaire.

La nappe de Morcles contient une série Crétacé complète mais dont les termes disparaissent un à un du N vers le S sous la discordance Tertiaire. Ceci pourrait expliquer l'absence de Crétacé dans notre région. L'érosion descendant un peu plus dans la série aurait atteint, vers Roselend, les calcaires du Malm.

3.5. Le Mont Joly et les chaînes subalpines du N

Ayant admis l'existence de la nappe de Morcles vers Roselend, il est maintenant tentant d'aller chercher dans ces régions la trace éventuelle de son passage.

L'étude récente de B. PAIRIS (1975) dans le massif de Plate va dans ce sens. Cet auteur a mis en évidence la superposition des deux séries, l'une plus ou moins adhérente au massif des Aiguilles Rouges et l'autre nettement déversée vers le NO.

3.6. La zone dauphinoise orientale

Cette région définie par R. BARBIER (1960) est actuellement étudiée par JC. BARFETY qui y fait le lever des nouvelles cartes géologiques. Plusieurs sorties dans ces régions me font penser que les structures des environs de Roselend se prolongent assez loin vers le S. Nous pouvons, en effet, observer dans la région de Mont Pascal des faciès très voisins, notamment le Priabonien découvert par R. BARBIER (1944-b) et peut-être l'Oxfordien.

3.7. Le domaine valaisan

Le domaine valaisan dont l'étude détaillée a été réalisée récemment par P. ANTOINE (1971) borde notre secteur à l'E.

La comparaison avec cette région montre bien sur d'énormes différences, surtout dans les faciès. Il faut cependant remarquer que le massif du Mont-Blanc a eu, à certaines époques, et en particulier au Trias, une tectonique assez voisine de celle du socle du domaine valaisan.

4. CONCLUSIONS GENERALES

L'étude de la région de Roselend nous a montré en gros deux domaines sédimentaires, l'un rattaché au massif cristallin de Belledonne, l'autre à celui du Mont-Blanc.

Ce dernier s'est révélé représenter le prolongement méridional des unités helvétiques s.l. et en particulier de la plus externe, la nappe de Morcles. Or, cette unité passant à l'E de Belledonne, nous en déduisons que le domaine helvétique entier y passe aussi et nous arrivons à la conclusion suivante qui répond un peu à nos questions du premier chapitre et qui justifie l'emploi de deux termes différents :

Le domaine helvétique tel qu'il est défini en Suisse, est représenté en France. Il correspond à des sédiments diversifiés qui se sont déposés à l'E des massifs cristallins externes, dans une position nettement plus interne que le domaine dauphinois classique.

Dans cette optique, le domaine dauphinois oriental et la zone ultra-dauphinoise représentent le prolongement méridional du domaine helvétique s.l.

D'autre part, plusieurs remarques s'imposent quant à la position de la nappe de Morcles. Celle-ci, qui selon R. TRUMPY (1960) enveloppe le Mont-Blanc vers le N, se trouve dans une position identique à l'extrémité S du massif. Si le prolongement des structures n'est pas net sur la bordure O leur continuité a été établie sur l'autre versant (P. ANTOINE et alt. 1975-76). Il en découle que :

- la nappe de Morcles est la couverture du massif cristallin du Mont-Blanc - ou du moins d'une grande partie de celui-ci.

Nous pouvons préciser en plus que cette couverture voit disparaître un à un ses différents niveaux Crétacés du N vers le S, sous le Priabonien. Cet étage serait représenté à l'E du massif par les lames cristallines du Plan de la Lai mais aussi par celles du Val Ferret suisse dont le parallélisme avec les précédentes a été établi. La mer priabonienne se serait donc étendue à l'E du massif du Mont-Blanc, recouvrant sans doute le massif tout entier.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERGER G.F. (1960) - L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). *Publ. lab. geol. Genève*, ns 108, 103 p.
- ANTOINE P. (1971) - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière Italo-Suisse. *T.L.G., 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.*, à paraître.
- 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). *T.L.G., 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. *T.L.G., t.50*, p 5-15.
- APRAHAMIAN J., PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges, implications possibles d'un point de vue sédimentaire, structural et métamorphique. *Ann. C.U. Savoie*, t.2, p 95-119.
- AYRTON S. (1969) - Déformations des séries autochtones et helvétiques au sud-est du massif du Mont-Blanc. *Eclogae geol. Helv.*, 62/1, p 95-104.
- AYRTON S (1972) - Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Eclogae geol. Helv.*, 65/2, p 321-326.
- BADOUX H. (1946)) L'Ultrahelvétique au nord du Rhône valaisan. *Mat. carte geol. Suisse*, ns 85.
- BADOUX H. (1962) - Géologie des Préalpes valaisanes. *Mat. carte geol. Suisse*, ns 113.
- BADOUX H. (1963) - Les unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. *Eclogae geol. Helv.*, 56/1, P 1-13.
- BADOUX H. (1970) - Les oolithes déformées du Vêlar (massif de Morcles). *Eclogae geol. Helv.*, 63/2, p 539-548.
- BADOUX H. (1972) - Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Mat. carte geol. Suisse*, ns 143, 78p.
- 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. (1944-b) - Découverte du Nummulitique dans la couverture du massif du Grand Châtelard (Rocheray), près de Saint-Jean de Maurienne (Savoie). *C.R.S.G.F.*, p 24.
- ∞ 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. (1951) - Sur la découverte de *Paltopleuroceras spinatum* Brug. in d'Orb., dans le "synclinal de Naves" près de Moutiers (Tarentaise). *C.R.S.G.F.*, p 235-237.
- BARBIER R. (1956-a) - Découverte du Tithonique dans la zone ultradauphinoise au nord du Pelvoux. *C.R.Ac.Sc.*, t.242, p 395-396.
- ∨ BARBIER R. (1956-b) - Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au nord du Pelvoux. *C.R.S.G.F.*, p 49-51.
- BARBIER R. (1956-c) - L'importance de la tectonique "antenummulitique" dans la zone ultradauphinoise au nord du Pelvoux la chaîne arvinche. *B.S.G.F.*, (6), t.6, p 355-370.
- 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. (1963) - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes Françaises. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p 243-246.
- BARBIER R. (1962) - Les reliefs "vindéliens" 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.
- BARBIER R. (1963) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au nord-est du Pelvoux. *T.L.G.*, t 39, p 239-246.
- ∞ BARBIER R. et DEBELMAS J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaises au nord du Pelvoux (Alpes occidentales). *T.L.G.*, t. 42, p 97-107.
- ∞ BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972) - Les structures EW de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. *T.L.G.*, t.48, p 151-158.
- BARFETY J.C., GIDON M., MOUTERDE R. (1970) - Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans (Isère) *T.L.G.*, t. 46, p 23-28.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE R. (1972) - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère). *T.L.G.*, t. 48, p 61-86.
- BARFETY J.C., GIDON M., HAUDOUR J., SARROT-REYNAUT J. (1970) - Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *T.L.G.*, t.46, p 5-16.

- BARFETY J.C. et alt. (1972) - Notice explicative, feuille Vizille. *Carte géol. France, 1/50 000.*
- ✶ BARTOLI F., PECHER A. et VIALON P. (1974) - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans. *T.L.G., t.50, p 17-26.*
- BEARTH P. et LOMBARD A. (1964) - Notice explicative, feuille 6, Sion. *Carte géol. gén. Suisse, 1/200 000.*
- BERTRAND M. (1896) - La tarentaise au nord de l'Isère. *B.S.C.G.F., t. VIII, n°53, p. 145-150.*
- BOIS J.P. (1959) - Galerie d'aménée de Roselend à la Bathie (Savoie). *Documents BRGM, Hy, Th 10, A1416, 11p.*
- BOIS J.P. et RICOURT J. (1955) - Observations géologiques effectuées dans la galerie d'alimentation de la chute de Roselend. (Savoie). *Documents BRGM, 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 SE 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.*
- BORDET P. et BORDET C. (1960-1963) - Belledonne-Grandes-Rousses et Aiguilles Rouges- Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs apports structuraux. *Livre à la mémoire de P. Fallot, t.II, p 309-320*
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P. DEPARDON J.P., GAY M. RUHLAND M. et VIALON P. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement est-ouest par glissement et étirement dans un système de compression global nord-sud. *Eclogae geol. Helv. à paraître.*
- BURRI M. (1973) - Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol. Helv., 67/I, p 135-154.*
- CADISCH J. (1953) - Geologie der Schweizer Alpen. *Wepf., Basel, 480 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.*
- CARME F. (1971-a) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne/Aiguilles-Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R.Ac.Sc., t.273, p 1771-1774.*

- CARME F. (1971-b) - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R.Ac.Sc.*, t.273, p. 2038-2041.
- CARON C. (1976) - La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae. geol. Helv.* à paraître.
- 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. (1927) - The structure of the Alps. London.
- COLLET L. (1943) - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. carte géol. Suisse*, ns 79.
- COLLET L. (1955) - Notice explicative, feuille 5, Genève-Lausanne. *Carte géol. gén. Suisse*, 1/200 000.
- COLLOQUE sur le Lias français (1960) - *Mém. B.R.G.M.* n° 4.
- COLLOQUE sur le Trias de la France et des Régions limitrophes. (1963) *Mém. B.R.G.M.*, n°15.
- COLLOQUE du Jurassique à Luxembourg, 1967. (1971). *Mém. B.R.G.M.*, n°75.
- COMMISSION GEOLOGIQUE SUISSE (1972) - Carte géologique de la Suisse au 1/500 000. Carte tectonique de la Suisse au 1/500 000.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *T.L.G.*, t.39, p 125-171.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. *Doin, Paris*, 2 t.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *extrait de "L'information scientifique" n° 1, Baillièrre, Paris.*
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970) - The western alps : palaeogeography and structure. *Earth-Sci. Rev.*, 6, p. 221-256.
- DEBELMAS J. et USELLE J.P. (1966) - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *B.S.G.F.*, (7), t. 8, p 337-343.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. et MATTAUER M. (1966) - Quelques remarques sur le concept de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, III, p 133-150.
- DOUDOUX B. (1973) - Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie) *Ann. C.U. Savoie*, t,I, p 125-139.
- DOUDOUX B. et COLLETTA B. (1975) - Le synclinal Charbon-Trelod (massif des Bauges, Savoie). *Ann. C.U. Savoie*, t.2, p 69-93.
- DUMAS J.P. (1964) - Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie). *D.E.S., Grenoble*, 81p, dactyl.
- ELTER G. (1953) - Osservazioni geologiche nella regione di Courmayeur (Alta Valle d'Aosta). *Publ. Ist. Geol. Univ. Torino*, II, p 86-93.

- FABRE D. et ROBERT J.P. (1975) - Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCV, 3, p 175-182.
- FAVRE A. (1859) - Mémoire sur les terrains liasiques et keupérien de la Savoie. *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, t.IV, p 327-340.
- FAVRE A. (1867) - Géologie de la région du Mont-Blanc. *Masson, Paris*, 3t.
- GAND G. (1973) - Contribution à l'étude géologique des formations permotriasiques de la partie septentrionale de Belledonne, de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte (Savoie). *Thèse IIIème cycle, Grenoble*.
- GIDON M. (1975) - Sur l'allochtonie du "Dôme de Remollon" (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences. *C.R.Ac.Sc.*, t.280, p 2829-2832.
- GIDON P. (1953) - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *T.L.G.*, t.31, p 1-202 (publié en 1954).
- GIGNOUX M. et MORET L. (1928) - Rapport géologique sur un projet de construction de deux barrages de retenue dans le bassin de la Gitte (Savoie). *Documents B.R.G.M., Hy Th 10*, 10 p.
- 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.
- GIGNOUX M et MORET L. (1933) - Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des Unités structurales des Alpes dauphinoises. *C.R.Ac.Sc.*, t.196, p 1153-1156.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1934) - Les grandes subdivisions des Alpes françaises. *Ann. géogr.* n°244, 15 juillet.
- GIGNOUX M et MORET L. (1938) avec la collaboration de LORY P. et SCHNEEGANS D. - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *T.L.G.*, t.21, p 1-296.
- α GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. *Masson, Paris*.
- 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.*, (6), 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.
- GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, (7), t. 5.
- GRASMUCK K. (1961) - Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blancs Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). *Eclogae geol. Helv.*, 54/2, p 351-450.

- GRATIER J.P. et VIALON P. (1975) - Clivage schisteux et déformations; analyse d'un secteur clef du bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes dauphinoises). *T.L.G.*, t. 51, p 41-50.
- 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 IIIème cycle, Grenoble.*
- GROS Y. (1974) - Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (nord de Belledonne). *Thèse IIIème cycle, Grenoble.*
- GUI TER V. (1972) - Une forme montagnarde : le rock-glacier. *Rev géogr, alpine*, t. LX, 3, p 467-487.
- GWINNER M. (1971) - Geologie der Alpen. *Stuttgart.*
- KILIAN W. (1903) - Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses. *T.L.G.*, t 7, p 72-79.
- 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., POTY B. 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.
- LOMBARD A. (1967) - Paleosédimentation du bassin de type miogéosynclinal helvétique-dauphinois. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. Fr.* IX, p 199-218.
- LOMBARD A. (1968) - Plis autochtones et nappe de Morcles-Aravis entre le lac d'Annecy, l'Arve et le Rhône. Cassures transversales dans le socle. *Eclogae geol. Helv.*, 62/1, p 81-94.
- LORY C. et VALLET P. (1866) - Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise. *B.S.G.F.*, (2), t.23, p 580-497.
- LUGEON M. (1914-a) - Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.R.Ac.Sc.*, t.158, p 2029-2031.
- LUGEON M. (1914-b) - Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. *C.R.Ac.Sc.*, t. 159, p 192-195.
- LUGEON M. (1947) - Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles. *Verhandlungen Nat.Ges. Basel*, Vol. LVIII, p. 108-131.
- LUGEON M. et OULIANOFF N. (1920) - Sur la géologie du massif de la Croix-de-Fer. *C.R.Ac.Sc.*, t. 171, p. 563-565.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1937) - Notice explicative de la feuille 485 Saxon-Morcles. *Atlas géologique de la Suisse*, 1/25 000.
- MARTINI J. (1972) - Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Bull suisse Miné. Pétro.*, v. 52/2, p 257-275.

- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la corniéule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p 27-41.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Herman, Paris*, 493p.
- MENNESSIER G. (1964) - Les klippes triasiques du Mont Joly (Savoie) et leur signification. *C.R.S.G.F.*, n° 2, p 70-71.
- α MENNESSIER G. (1965) - Sur la présence de Nummulites dans la région de Roselend. *C.R.S.G.F.*, n° 4, p. 133-134.
- MERCANTON C. (1963) - La bordure ultrahelvétique du massif des Diablerets. *Mat. carte geol. Suisse*, ns 116.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. *Masson, Paris*.
- MONTJUVENT G. (1974) - Considérations sur le relief glaciaire à propos des Alpes du Dauphiné. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XVI, p 465-502.
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. S.G.F.*, n° 22.
- MORET L. et FLANDRIN J. (1961) - Nouvelles observations de microcodium dans les Alpes françaises. *T.L.G.*, t. 37.
- MOUTERDE R. et alt. (1971) - Les zones du Jurassique en France par le groupe français d'étude du Jurassique. *C.R.S.G.F.*, fasc. 2, p 76-105.
- PAIRIS B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute Savoie). *Thèse de IIIème cycle, Grenoble*.
- PAIRIS B, PAIRIS J.L. et PORTHAULT B. (1973) - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes Haute-Savoie. *C.R.Ac.Sc.*, t.276, p 1131-1134.
- PAREJAS E. (1922-a) - Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. *Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève*, v 39, fasc. 7.
- PAREJAS E. (1922-b) - La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. *C.R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève*, v. 39, n°1, p 37-39.
- PAREJAS E. (1925) - La tectonique du Mont Joly (Haute Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, 19/2, p 420-503.
- PAREJAS E. (1926) - Nouvelles observations sur le soubassement du Mont Joly (Haute Savoie). *C.R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève*, v.43, n°3, p 179-183.
- 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. *extrait de : Soc. vaudoise sc. nat.*
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw-Hill, New-York*, 568 p.

- REVIL 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.
- REVIL 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.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. S.C.G.F.*
- RITTER E. (1897-98) - La bordure sud-ouest du Mont-Blanc. *B.S.C.G.F.*, t. IX, n° 60 232p.
- ROBERT J.P. (1976) - Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemple des massifs subalpins dauphinois. *Thèse de IIIème cycle, Grenoble.*
- ROSSET J. (1954) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute Savoie). *Ch. Béranger, Paris (1957) 147p.*
- SCHOELLER H. (1928) - Note préliminaire sur la stratigraphie de la zone dauphinoise en Tarentaise. *C.R.S.G.F.*, (4), t. XXVIII, p 248-250.
- 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.*
- TRUMPY R. (1945) - Le Lias autochtone d'Arbignon (groupe de la dent de Morcles) *Eclogae geol. Helv.*, 38/2, p 421-428.
- TRUMPY R. (1951) - Sur les racines helvétiques et les "schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre avoi). *Eclogae geol. Helv.*, 44/2, p. 338-340.
- TRUMPY 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
- TRUMPY R. (1954) - La zone de Sion- Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae geol. Helv.*, 47/2, p 315-359.
- ✧ TRUMPY R. (1957) - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *B.S.G.F.*, (6), t.7, p 443-461.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western alps. *Bull. geol. Soc. America*, v. 71, p. 843-908.
- TRUMPY R. (1960-1963) - Sur les racines des nappes helvétiques. *Livre à la mémoire de P. Fallot, t.II, p 419-428.*
- TRUMPY R. (1973) - L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 66/1, p 1-10.
- VIALON P. (1966) - Méthodes de l'analyse structurale? Applications à la géologie alpine. *Thèse, Grenoble.*
- VIALON P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. *Bull. suisse Miné. Pétro.*, v. 54, 2/3, p 663-690.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD F. CARON C. et BAUD A. (1976) - Réhabilitation de la "zone submédiane" des Préalpes. *Eclogae geol. Helv. à paraître.*

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

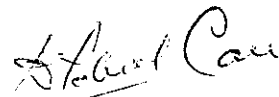
Le Président de la thèse

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'J. P. ...', written over a horizontal line.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'H. ...', written over a horizontal line.