



Etude geologique entre Belledonne et Mont Blanc : la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe - Alpes françaises

Sylvette Triboulet

► To cite this version:

Sylvette Triboulet. Etude geologique entre Belledonne et Mont Blanc : la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe - Alpes françaises. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1980. Français. NNT : . tel-00616709v2

HAL Id: tel-00616709

<https://theses.hal.science/tel-00616709v2>

Submitted on 21 Aug 2013

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.

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

ETUDE GEOLOGIQUE ENTRE BELLEDONNE ET MONT BLANC

LA TERMINAISON SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE BELLEDONNE ET LES TERRAINS DE SON ENVELOPPE

Sylvette TRIBOULET

Mémoire de Thèse de Docteur de 3^{ème} Cycle soutenue le 4 décembre 1980
à l'Université Pierre et Marie Curie de Paris

Devant la Commission d'examen composée de :

MM. J. AUBOUIN, Professeur, Université de Paris VI	Président
J.P. RAMPNOUX, Professeur, Université de Savoie	Rapporteur
J. DERCOURT, Professeur, Université de Paris VI	Examineur
M. TARDY, Maître-Assistant, Université de Savoie	Examineur
M. LEIKINE, Chargé de recherche, CNRS	Examineur

A mes parents

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

Ce livre est consacré à l'étude géologique de la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et de son enveloppe. Un travail analogue a été accompli par mon amie Catherine Eltchaninoff qui a étudié la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et les terrains de son enveloppe. Les deux secteurs sont contigus et les unités géologiques que nous y avons rencontrées sont, à peu de choses près, les mêmes. Aussi, afin d'éviter de trop nombreuses répétitions et pour avoir une vue plus globale de cette région des Alpes, nous avons choisi de présenter un livre synthétique commun.

Dans celui-ci, le lecteur trouvera :

- un historique détaillé des études relatives aux deux secteurs étudiés ;
- une synthèse des conclusions stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques des deux thèses, ainsi qu'un schéma rétrotectonique retraçant l'évolution structurale de la région lors de l'orogénèse alpine ;
- un chapitre consacré au métamorphisme (ce sujet a été traité entièrement en commun, et avec l'aide de M. Leikine et de J.R. Kienast) ;
- les références bibliographiques qui nous ont servi dans les deux thèses.

RESUME

Dans la région comprise entre la chaîne des Aravis, matérialisant le rebord subalpin (massif des Bornes) et la zone des Brèches de Tarentaise, trois ensembles structuraux sont mis en évidence par cette étude :

- Les unités dauphinoises :

Elles ont pour substratum le massif de Belledonne (rameaux externe et interne). Leur série sédimentaire, décollée du socle, comprend des terrains allant du Trias au Jurassique inférieur. Les termes plus récents de cette série forment, au Nord-Ouest, la chaîne des Aravis. Au Jurassique inférieur, les sédiments correspondants se sont déposés dans un bassin subsident.

- L'unité du Mont-Blanc :

Cette unité comprend le socle du Mont-Blanc et sa couverture sédimentaire autochtone. Dans le secteur étudié, seule cette dernière est présente, désolidarisée de son substratum. Elle comprend du Trias, de l'Hettangien et des grès deltaïques, les Grès Singuliers, datant probablement du Lias moyen. C. Eltchaninoff montre, par l'étude détaillée de cette couverture autochtone, que le massif du Mont-Blanc était un haut fond au Jurassique inférieur.

- La nappe de Roselette :

Elle comprend des terrains dont l'origine est à rechercher à l'Est du massif du Mont-Blanc. Charriée par dessus celui-ci, elle repose jusque sur le flanc oriental du rameau interne du massif de Belledonne. Cette nappe est constituée par plusieurs unités, qui sont, d'Ouest en Est : l'unité de Roselend, l'unité de Roselette, l'unité du Rocher du Vent et l'unité de la Crête des Gittes. Dans ces unités ont été reconnus des terrains allant du Jurassique inférieur au Nummulitique. Ils forment une série peu épaisse, correspondant à une sédimentation pélagique, du moins en ce qui concerne le Jurassique et le Crétacé inférieur.

La paléogéographie de cette région au Jurassique inférieur consistait en un bassin occidental subsident, le bassin dauphinois, un haut-fond, représenté par le massif du Mont-Blanc, et un bassin oriental à sédimentation réduite et pélagique correspondant au domaine d'origine de la nappe de Roselette.

Du point de vue structural, la région a été soumise à plusieurs phases tectoniques d'inégale importance, toutes post-nummulitiques :

- Une phase tangentielle majeure au sein de laquelle ont été distinguées plusieurs étapes (plis, diverticulatons, charriages, chevauchements). Elle est responsable de la plupart des grandes structures tangentielles actuellement visibles.

- Une phase de rétrodéversement, exprimée ici très localement le long du flanc oriental du rameau interne du massif de Belledonne.

- Une phase compressive tardive aboutissant au bombement à grand rayon de courbure du rameau externe du massif de Belledonne.

- Une phase récente distensive exprimée par quelques failles normales.

TABLE DES MATIERES

<u>Première partie : Généralités</u>	1
I. CADRE GEOGRAPHIQUE	3
II. ETAT DES CONNAISSANCES	4
A. Introduction	4
B. Le massif Mont-Joly - Aiguille Croche	4
C. Le rameau interne du massif de Belledonne	6
D. La "zone dauphinoise orientale"	7
1- L'interprétation de P. Landry (1976)	7
a- La série de Roselend	7
b- L'unité de la Gittes	7
c- L'unité du Mont-Blanc	9
d- L'unité de la Crête des Gittes	9
2- L'interprétation de la carte Saint-Gervais	9
<u>Deuxième partie : Stratigraphie</u>	11
I. PRESENTATION DES PRINCIPALES UNITES	13
II. STRATIGRAPHIE DES UNITES DAUPHINOISES	14
A. Le massif cristallin de Belledonne et son tégument permo-liasique	14
1- Généralités	14
2- Etude de quelques coupes	16
a- Coupe concernant le rameau externe	16
b- Coupe concernant le rameau interne	17
3- Conclusions	19
B. L'unité Mont-Joly - Aiguille Croche	20
1- Présentation de l'unité	20
2- Stratigraphie de l'unité	20
a- Le Trias	20
b- Le Lias	21
c- Le Dogger	24
3- Reconstitution paléogéographique concernant l'unité Mont-Joly-Aiguille Croche	24
C. Conclusions sur la stratigraphie des unités dauphinoises	26
III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE DU MONT-BLANC	26
IV. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE ROSELETTE	28
A. La série de l'unité de Roselend	28
1- Introduction	28
2- Etude de quelques coupes	28
a- Coupe allant du col du Joly à l'Aiguille de Roselette	28
b- Coupe effectuée au Sud de la Grande Pierrière	30
c- Coupe du lac de Roselend au col de Sur Frêtes	32
d- Coupe du col de Sur-Frêtes vers le vallon de la Gittaz	33
3- Conclusions	33

B. La série des unités de Roselette et du Rocher du Vent	34
1- Introduction	34
2- Etude de quelques coupes	35
a- Coupe du col de Sur-Frêtes au Rocher du Vent	35
b- Coupes effectuées au Nord du torrent de la Gittaz et en rive gauche du torrent de la Cicle	37
3- Conclusions	40
C. La série de l'unité de la Crête des Gittes	41
1- Introduction	41
2- Description des faciès	41
3- Conclusions	43
D. Conclusions stratigraphiques et paléogéographie	43
1- Conclusions stratigraphiques	43
2- Reconstitution paléogéographique	45
V. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES GENERALES	45
1- Rappel des données stratigraphiques et paléogéographiques des grands ensembles structuraux	45
a- Les unités dauphinoises	45
b- L'unité du Mont-Blanc	46
c- La nappe de Roselette	46
2- Comparaison des séries des trois ensembles structuraux	47
a- Comparaison des séries des unités dauphinoises et de la nappe de Roselette	47
b- Comparaison de la série de l'unité du Mont-Blanc et des séries des unités dauphinoises et de la nappe de Roselette	47
<u>Troisième partie : Analyse tectonique des unités structurales</u>	49
I. LES UNITES DAUPHINOISES	51
A. Le socle cristallin de Belledonne	51
1- Bref rappel historique	51
2- Les structures alpines du massif de Belledonne	51
a- Dans le rameau externe	51
b- Dans le rameau interne	52
α. Les écaillés du rameau interne	52
β. Le granite de la Chaudanne	54
γ. La klippe de la Grange aux Pauvres	55
c- L'accident médian	56
3- Conclusions	56
B. Le massif Mont-Joly - Aiguille Croche	59
1- Mise en évidence de deux nappes	59
a- La nappe inférieure	59
b- La nappe supérieure	61
c- Relations entre le socle du rameau interne du massif de Belledonne et la couverture sédimentaire dauphinoise	64
2- Les grands plis couchés	66
a- Les grands plis couchés de la nappe inférieure	66
b- Les plis couchés de la nappe supérieure	67

3- Les structures à petite et moyenne échelle	68
a- Les plis décamétriques	69
b- Les plis à petite échelle	70
c- Les cisaillements	71
d- Conclusions	71
4- Le bombement du massif de Belledonne et les failles récentes.	72
5- Le métamorphisme	72
C. Vue d'ensemble sur la tectonique des unités dauphinoises	74
1- Chronologie des évènements	74
2- Conclusions	75
II. L'UNITE DU MONT-BLANC	76
III. LA NAPPE DE ROSELETTE	77
1- Description du contact de base	77
a- Relations entre les unités dauphinoises et la nappe de Roselette	77
b- Relations entre l'unité du Mont-Blanc et la nappe de Ro- selette	78
2- Structure de la nappe de Roselette	78
3- Extension des unités de la nappe de Roselette	80
a- L'unité de Roselend	80
b- L'unité de Roselette	81
c- L'unité du Rocher du Vent	81
d- L'unité de la Crête des Gittes	83
4- Les déformations à l'intérieur de la nappe de Roselette	83
a- Introduction	83
b- Les plis isoclinaux	83
5- Le métamorphisme	86
6- Les phases tectoniques dans la nappe de Roselette	87
IV. CONCLUSIONS	88
BILAN DE L'ETUDE	91

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Schéma orohydrographique	2
Fig. 2 : Schéma structural de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème (1ère éd., 1976)	5
Fig. 3 : Carte structurale régionale de P. Landry (1976)	8
Fig. 4 : Coupe géologique à travers la partie septentrionale du massif de Belledonne (par C. Bordet, 1961)	15
Fig. 5 : Tableau des nomenclatures des séries cristallophylliennes du rameau interne du massif de Belledonne	14
Fig. 6 : Coupe du ruisseau de la Combe	16
Fig. 7 : Coupe du vallon de la Gittaz	17
Fig. 8 : Coupe du Trias de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche	20
Fig. 9 : Coupe du Lias inférieur au Sud-Ouest du Mont de Vorès	21
Fig. 10 : Colonne stratigraphique synthétique de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche	25
Fig. 11 : Coupe dans l'unité du Mont-Blanc	26
Fig. 12 : Coupe de l'arête du col du Joly à l'Aiguille de Roselette ...	29
Fig. 13 : Coupe au Sud de la Grande Pierrière	30
Fig. 14 : Coupe du lac de Roselend au col de Sur-Frêtes	32
Fig. 15 : Reconstitution stratigraphique de l'unité de Roselend	33
Fig. 16 : Coupe du col de Sur-Frêtes au Rocher du Vent	35
Fig. 17 : Coupes en rive gauche du vallon de la Cicle	38
Fig. 18 : Reconstitution stratigraphique des unités de Roselette et du Rocher du Vent	41
Fig. 19 : Coupe dans le Lias de l'unité de la Crête des Gittes d'après P. Landry (1976)	42
Fig. 20 : Reconstitution de la stratigraphie de l'unité de la Crête des Gittes	43
Fig. 21 : Colonnes stratigraphiques synthétiques de la nappe de Rose- lette	44
Fig. 22 : Schéma structural	50
Fig. 23 : Talus est de la route, au col des Saisies	52
Fig. 24 : Le chevauchement de la série verte dans la forêt du Revers ..	52
Fig. 25 : Projection sur un plan vertical de la rive droite du Doron de Beaufort à hauteur de Beaufort (C. Bordet, 1961)	53
Fig. 26 : Vue de la rive droite du lac de la Girotte, depuis la rive gauche	54
Fig. 27 : Schéma de situation des schistes de la Grange aux Pauvres ...	55

Fig. 28 : Déformations à l'aplomb du socle chevauchant (G. Ménard, 1975)	57
Fig. 29 : Coupes à la base de la nappe inférieure Mont-Joly - Aiguille Croche	58
Fig. 30 : Localisation de la coupe du ravin du Foron	59
Coupe du ravin du Foron	60
Fig. 31 : Le coin granitique de la Motte (E. Paréjas, 1925)	60
Fig. 32 : Interprétation du granite de la Motte	60
Fig. 33 : Coupe du télésiège du col	63
Fig. 34 : Coupe synthétique des unités dauphinoises	65
Fig. 35 : Profil dans la région nord du massif Mont-Joly (E. Paréjas, 1925)	68
Fig. 36 : Schéma de la disposition d'ensemble du massif Mont-Joly - Aiguille Croche (B. Pijolat, 1978)	68
Fig. 37 : Les plis du chalet au Vorès	69
Fig. 38 : Les plis du Nant Reveneau	69
Fig. 39 : Les plis de Chevan	70
Fig. 40 : La cristallinité de l'illite dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche	73
Fig. 41 : Coupe schématique de la nappe de Roselette	77
Fig. 42 : La nappe de Roselette vue depuis le col de Sur Frêtes	79
Fig. 43 : Le Rocher du Vent vu depuis le col du Méraillat	82
Fig. 44 : Plis dans la face nord-ouest du Rocher du Vent	84
Fig. 45 : Allure de la structure du Malm supérieur sous les Roches Merles	84
Fig. 46 : Les Roches Merles et le Rocher du Vent, vus depuis le vallon de la Cicle	85
Fig. 47 : Carte de localisation des mesures de cristallinité d'illite dans la nappe de Roselette	86

PLANCHES HORS TEXTE

- Pl. I : Schéma structural et coupe synthétique.
- Pl. II : Coupes géologiques à travers les unités dauphinoises à l'Est de l'Arly.
- Pl. III : Coupes géologiques à travers la nappe de Roselette.

1ÈRE PARTIE

GENERALITES

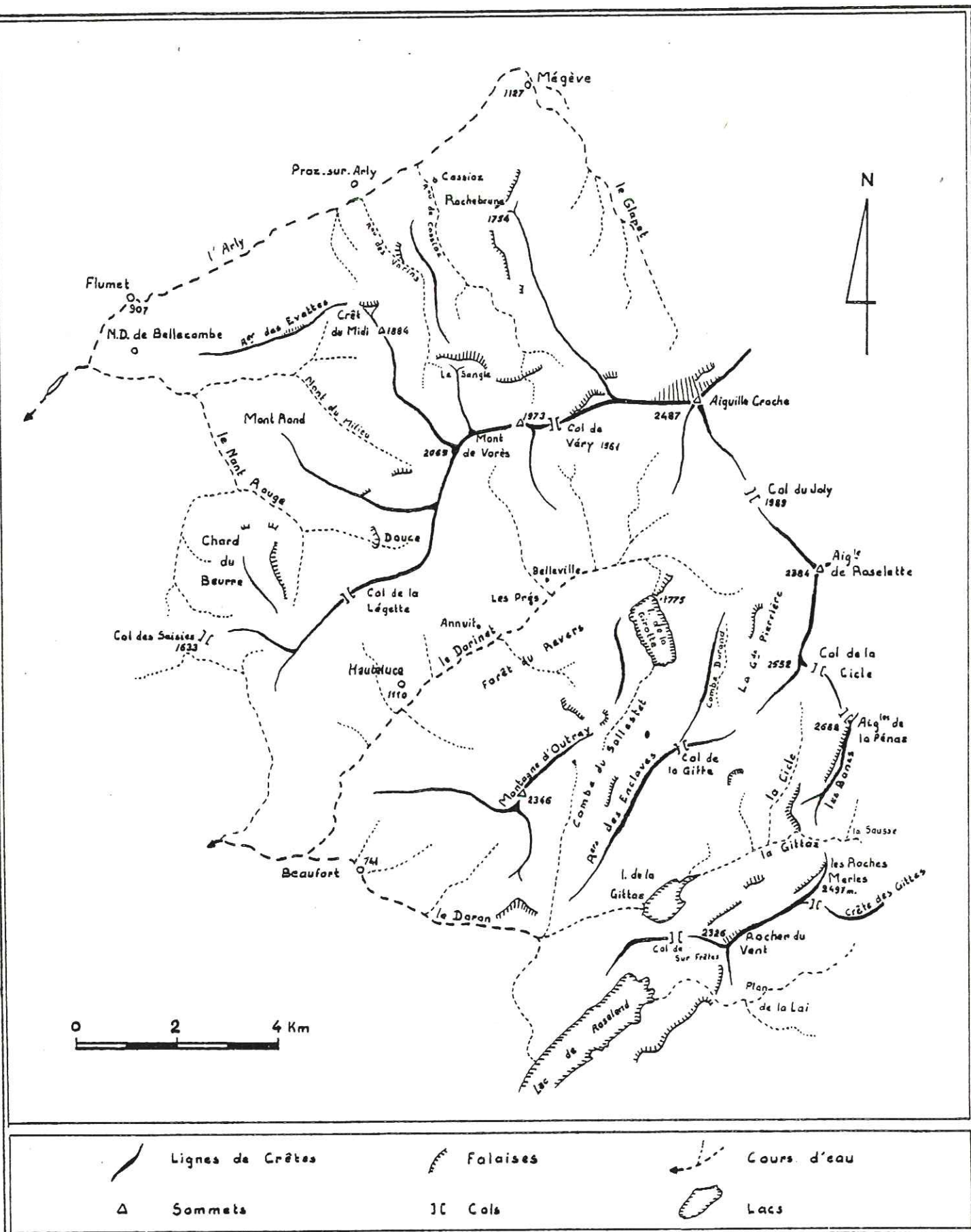


Fig. 1 : Schéma orohydrographique.

I. CADRE GEOGRAPHIQUE (fig. 1)

C'est aux confins de la Savoie, dans cette région de moyenne montagne que l'on appelle le Beaufortain, dominée par le Mont-Blanc au NE et par la chaîne des Aravis au NW, qu'est situé le secteur dont il sera question ici.

A cheval sur les cartes de l'I.G.N. au 1/50.000ème de Saint-Gervais et de Bourg-Saint-Maurice, il s'étend de la vallée de l'Arly, entre Flumet et Megève, jusqu'au Nord de la retenue de Roselend, couvrant une surface d'environ 120 km². La topographie de cette région est rude, marquée par l'empreinte des glaciers quaternaires. L'orientation générale des reliefs, SW-NE, est guidée, comme nous le verrons, par la structure des unités géologiques. Les flancs NW, aux pentes raides et boisées, sont marquées par des abrupts parfois impressionnants, tels que celui de l'Aiguille Croche (2487m) qui surplombe l'altiport de Megève de près de 1000m.

En revanche, les flancs SE, plus ensoleillés, aux reliefs moins agressifs, sont couverts de riches alpages. Les vallées sont profondes, encaissées, dominées par des crêtes peu échancrées. Ainsi, entre la vallée de l'Arly, qui représente ici le sillon subalpin, et la vallée du Dorinet, s'étend la crête allant du col des Saisies (1633m) à l'Aiguille Croche (2487m). Le col de Véry (1961m), situé entre les Monts de Vorès (1973m) et l'Aiguille Croche, représente la brèche la plus importante dans cette arête de près de 10 km de long. Les vallées du Dorinet et de la Gittaz sont séparées par la Montagne d'Outray (2346m) et, plus à l'Est par les Rochers des Enclaves. Enfin, la crête joignant le Rocher du Vent (2326m) aux Roches Merles (2497m), domine la haute vallée de la Gittaz au NW et le Plan de la Lai au SE.

Jusqu'au XIXème siècle, l'accès du Beaufortain ne se faisait que par des cols : col des Saisies, col du Joly, Cormet de Roselend, cormet d'Arêches. Depuis, la construction d'une route étroite, taillée dans les gorges du Doron, entre Albertville et Beaufort a permis de désenclaver cette région. Le Beaufortain a gardé une activité essentiellement rurale, où l'élevage des vaches tarines, dont le lait sert à fabriquer le fromage de Beaufort, prend une place importante. Mais cette activité est aujourd'hui souvent insuffisamment rémunératrice et certains agriculteurs quittent le pays, tandis que d'autres, pour y rester, doivent cumuler le travail aux aciéries d'Ugine et l'exploitation de leurs terres. L'aménagement de plusieurs barrages hydro-électriques, tels que les retenues de Roselend, de la Gittaz, de la Girotte et de Saint Guérin, ainsi que le tourisme d'été et d'hiver, sont des compléments à l'économie du Beaufortain.

II. ETAT DES CONNAISSANCES. *

A. INTRODUCTION.

La région qui concerne cette étude est classiquement rattachée à la "zone dauphinoise". Elle se situe au Sud-Est du bord subalpin du massif des Bornes, représenté par la chaîne des Aravis, et au Nord-Ouest des sommets de la zone des Brèches de Tarentaise, qui appartiennent aux "zones internes". En allant du Nord-Ouest vers le Sud-Est, elle inclut les ensembles géologiques suivants :

- *le massif Mont-Joly - Aiguille Croche*, étudié ici depuis la vallée de l'Arly jusqu'à la vallée du Dorinet, où il se confond alors avec le "synclinal médian", et du col des Saisies jusqu'à l'Aiguille Croche et au col du Joly (la partie nord-est de ce massif, qui comprend le Mont-Joly, est étudiée par C. Eltchaninoff, 1980).

- *Le rameau interne du massif de Belledonne*, qui disparaît sous la couverture sédimentaire au fond de la vallée du Dorinet, un peu au Sud-Ouest du col du Joly. La structure de la terminaison septentrionale de ce massif, qui comprend la montagne d'Outray et les Rochers des Enclaves, et supporte le lac de la Girotte, sera abordée dans ce livre.

Ces deux premiers ensembles sont rattachés à la zone dauphinoise externe, ou occidentale.

- *Un assemblage d'unités tectoniques situées entre le flanc oriental du massif de Belledonne et le "chevauchement pennique frontal"*. Elles seront décrites depuis le col du Joly, jusqu'au Nord de la retenue de Roselend. L'Aiguille de Roselette, la Tête de la Cicle, les Aiguilles de la Pénaz, les Bancs, les Roches Merles, le Rocher du Vent appartiennent à ces unités. Au Nord-Ouest, elles sont étudiées par C. Eltchaninoff ; elles se prolongent vers le Sud-Ouest jusqu'à la vallée de l'Isère. Ces unités représentent classiquement, la "zone dauphinoise orientale".

Sans refaire l'historique des études consacrées à cette région (cf livre synthétique, ch. A, III), je vais procéder à un inventaire des connaissances relatives à ces trois ensembles géologiques.

B. LE MASSIF DE MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

Ce massif fait partie de ce qu'on appelle traditionnellement les "collines liasiques". Il enveloppe la terminaison septentrionale du massif de Belledonne. Si l'on se réfère à la notice de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, ce massif est composé d'une série parautochtone affectée de grands plis couchés, surmontée par des klippes dont l'origine serait à rechercher en arrière du rameau interne du massif de Belledonne. La

* Un historique des études concernant cette région est exposé dans le livre synthétique.

	Plis couchés et éléments de la couverture para - autochtone
	Pli couché du Mont Joly (klippes)
	Carbonifère
	Cristallin ancien et "Dévono-Dinantien"



- Granites hercyniens
- Nappe de Véry - Roselette
- Ecaillés cristallophylliennes associées
- Unités valaisannes

 Contacts normaux
 Contacts anormaux
 Décrochements hercyniens majeurs

- 5 -

série parautochtone comprend des terrains allant du Permo-Trias au Jurassique moyen. Au-dessus des grès permo-triasiques et des dolomies et cargneules triasiques, le Lias inférieur ceinture la base du massif. On trouve au-dessus de lui le Lias moyen, qui présente des biseaux de transgression, puis le Lias supérieur (Aalénien) ; le Lias moyen et le Lias supérieur sont tectoniquement redoublés sur une partie du massif. Vient ensuite, assez peu représenté, le Jurassique moyen.

L'édifice parautochtone est surmonté par une klippe, appelée "pli couché du Mont Joly" dont la structure interne est un anticlinal couché constitué par du Lias inférieur et du Lias moyen. Cette klippe forme la haute crête joignant l'Aiguille Croche au Mont Joly (cf. fig. 2). Sur cet ensemble déjà plissé et érodé, seraient venues se mettre en place les klippes triasico-rhétiques du col de Véry, du col du Joly et du Planay. Ces klippes seraient les témoins les plus avancés de la "zone dauphinoise orientale" appelées "nappe de Véry-Roselette" (cf. fig. 2).

On peut noter que la carte Saint-Gervais au 50.000ème diffère notablement de la carte au 1/80.000ème de E. Ritter. Sur cette dernière, parue en 1897, on ne trouve jamais de Lias inférieur le long de la vallée de l'Arly : c'est le Lias supérieur qui vient directement sur le Trias. D'autre part, pour E. Ritter, ce massif se composait d'un seul système de plis couchés, idée récemment reprise par J.C. Barféty et R. Mouterde, qui, en se basant sur des découvertes de fossiles (Ammonites hettangiennes et sinémuriennes), remettent en cause certaines attributions à l'Aalénien de la carte Saint-Gervais. Ces deux auteurs ont également remarqué que les affleurements triasiques du col de Véry (lesquels sur la carte Saint-Gervais forment des klippes surmontant l'Aalénien), reposent en fait sur du Lias inférieur, en série inverse. Dans ce cas, le Trias du col de Véry pourrait se trouver aux coeurs de plis couchés et laminés, conformément à l'interprétation de E. Ritter.

C. LE RAMEAU INTERNE DU MASSIF DE BELLEDONNE.

Allongé selon une direction SW-NE, il présente une structure extrêmement complexe, étudiée par C. Bordet en 1961 et par Y. Gros, en 1973. Le long de la rive gauche du Dorinet, le rameau interne chevauche les terrains liasiques appartenant à la série parautochtone du massif Mont-Joly - Aiguille Croche. Ce chevauchement est le témoin le plus septentrional du "synclinal médian". Le rameau interne est lui-même affecté par de grands accidents longitudinaux, grossièrement parallèles au "synclinal médian". Ils déterminent des compartiments à matériel essentiellement cristallin, de nature différente, appelés "claveaux" par C. Bordet. Ces accidents, jalonnés de Trias et parfois même de Lias, correspondraient à des accidents hercyniens qui auraient joué lors de l'orogénèse alpine.

Le Houiller est également bien représenté dans le rameau interne du massif de Belledonne, en particulier dans les nombreuses petites écaillés du Lac de la Girotte, ainsi qu'à l'Est du massif. Là, il forme des affleurements allongés, dont le plus remarquable est le "claveau" de la Grande Pierrière. C. Bordet leur attribue le même rôle qu'aux "claveaux" de cristallin.

Le rameau interne du massif de Belledonne s'enneige sous les séries liasiques du massif Mont-Joly - Aiguille Croche au Sud-Ouest du col du Joly, et sa prolongation vers le Nord pose un problème épineux : disparaît-il définitivement, est-il représenté par le massif des Aiguilles Rouges, ou bien est-il l'équivalent du massif du Mont-Blanc ?

D. LA "ZONE DAUPHINOISE ORIENTALE".

1°/- L'interprétation de P. Landry (1976) (cf. fig. 3).

La "zone dauphinoise orientale" comprend plusieurs unités cartographiées au Nord sur la carte Saint-Gervais et décrites avec précision par P. Landry (1976) au Sud. D'Ouest en Est, l'auteur définit les unités suivantes : la série de Roselend, l'unité de la Gitte, l'unité du Mont-Blanc, et enfin, l'unité de la Crête des Gittes. Ces dénominations ne correspondent pas à celles de la carte Saint Gervais au 1/50.000ème. Nous allons résumer les caractéristiques de chacune des unités, telles que les a définies P. Landry.

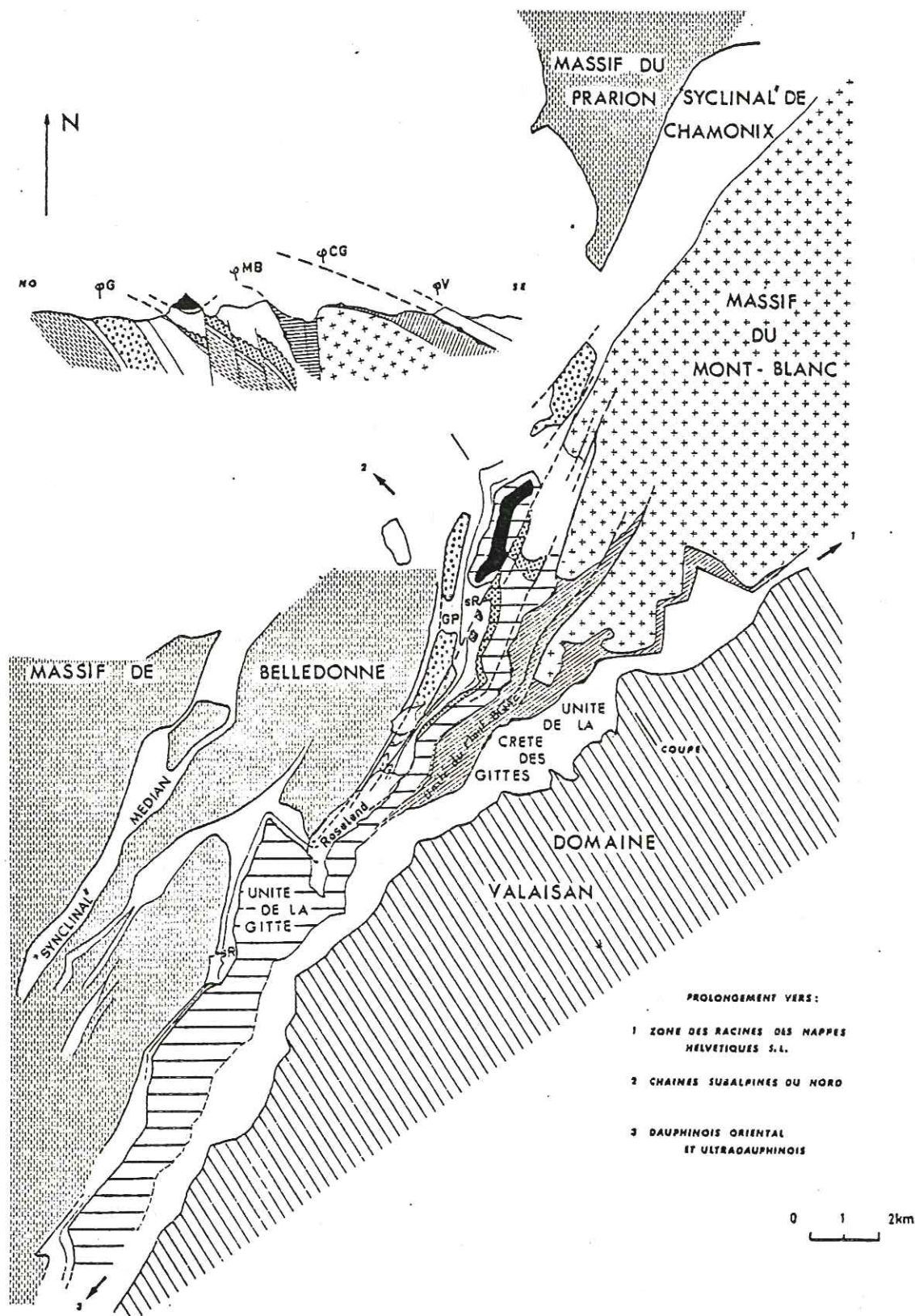
a- La série de Roselend.

Constituée de dolomies et cargneules triasiques, ainsi que de schistes et de calcaires attribués au Lias et au Bajocien par P. Landry, cette série repose sur le flanc oriental du rameau interne du massif de Belledonne dont elle formerait la *couverture parautochtone*. Au Nord, sous la lame de la Gitte, la série de Roselend serait surmontée par une unité intermédiaire qui n'existe pas au Sud : "la série charriée de Roselette" équivalente de l'"écaille inférieure de Roselette" du schéma structural de la carte géologique Saint-Gervais (cf. fig. 2). Cette unité intermédiaire, dont la série stratigraphique a été décrite par R. Trümpy (1952) le long de l'arête allant du col du Joly à l'Aiguille de Roselette, comprendrait des terrains allant du Trias au Crétacé. P. Landry évoque même la présence probable de *Tertiaire* au sommet de la série.

b- L'unité de la Gitte.

Elle repose, soit sur la série de Roselend, soit sur la "série charriée de Roselette" par l'intermédiaire d'une importante lame cristalline. Cette unité serait affectée par une grande faille verticale, de direction N-NE - S-SW, passant au col de la Cicle. P. Landry reconnaît, sur la lame cristalline, une série transgressive qui débiterait soit par des calcaires à Entroques bajociens, soit par des schistes siliceux oxfordiens, et se complèterait par les calcaires gris du Jurassique supérieur (Malm). Il décrit également, mais en position plus interne dans la série, des schistes siliceux qu'il attribue à l'Aalénien.

Cette unité s'enracine, pour P. Landry, sur les "claveaux" les plus externes du massif du Mont-Blanc.



Légende : GP: "Claveau" de la Grande Pierrière ; SR: Série de Roselend ; V: domaine Valaisan ; CG: unité de la Crête des Gittes ; MB: unité du Mont-Blanc ; G: unité de la Gitte.

Fig. 3 : Carte structurale régionale de P. Landry, 1976.

c- L'unité du Mont-Blanc.

Outre le massif cristallin du Mont-Blanc elle comprend la couverture autochtone et parautochtone de celui-ci. La couverture est formée par une série tégumentaire triasico-liasique, surmontée par une série plus ou moins décollée comprenant du Jurassique supérieur et du Tertiaire. Mais, dans cette série, seul le Tertiaire est daté.

Du point de vue structural, l'unité du Mont-Blanc correspond à un grand anticlinal déversé vers l'Ouest, *équivalent méridional de la nappe de Morcles*. Son flanc inverse repose sur l'unité de la Gitte par l'intermédiaire de Nummulitique, représenté au niveau de la retenue de Roselend par une barre de calcaire gris contenant des petites Nummulites découvertes par G. Mennessier en 1965, et, plus au Nord, par des écailles cristallines que P. Landry considère comme des olistolithes tertiaires. De la même façon, le terme le plus élevé du flanc normal, sur lequel repose directement l'unité sus-jacente - l'unité de la Crête des Gittes - est interprété comme des olistolithes de Trias et de cristallin, mis en place au Nummulitique.

d- L'unité de la Crête des Gittes.

C'est l'unité la plus interne de cet ensemble, et sa limite orientale correspond au "chevauchement pennique frontal". Cette unité serait formée, sur notre terrain, par des schistes siliceux aaléniens. Au Nord et au Sud, on trouve à leur base des lambeaux de calcaires à Entroques datés du Sinémurien par H. Schoeller (1930), par la découverte d'une Ammonite. D'autre part, la série schisteuse supporte, mais également en dehors de notre terrain, des calcaires gréseux attribués au Bajocien.

2°/- L'interprétation de la carte Saint-Gervais (1/50.000ème, 1ère éd., 1976) (cf. fig. 2).

L'interprétation de la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème présente des différences notables avec celle de P. Landry :

- A la série de Roselend de P. Landry, correspond la couverture autochtone du rameau interne du massif de Belledonne, qui se rattache, au Nord-Ouest, à l'anticlinal couché formant la haute crête de l'Aiguille Croche. On n'y trouve que du Trias et du Lias.
- La "série charriée de Roselette" a pour nom : "écaille inférieure de Roselette".
- L'unité de la Gitte devient "l'unité des Roches Franches".
- Les unités du Mont-Blanc et de la Crête des Gittes, découpées différemment, sont représentées par : l'unité des Bancs, l'unité du Col du Bonhomme et l'unité du Rocher du Bonhomme.

Pour ce qui est de la stratigraphie, elle diffère également de celle de P. Landry : si les barres calcaires sont dans les deux cas attribuées au Malm, il n'en va pas de même pour les séries schisteuses. Celles-ci, rapportées généralement au Lias supérieur ou à l'Oxfordien par P. Landry, sont représentées en "*Néocomien possible*" sur la carte géologique Saint-Gervais.

Enfin, à l'interprétation tectonique relativement "autochtone" de P. Landry, s'oppose celle plus "allochtoniste" des auteurs de la notice de la carte géologique Saint-Gervais. Ces derniers considèrent que l'ensemble de ces unités constitue une seule nappe complexe, la nappe de Véry-Roselette, dont les témoins les plus avancés seraient les klippes triasico-rhétiques du col de Véry, du Planay et du col du Joly. Ce n'est qu'après la formation des grands plis couchés du massif de l'Aiguille Croche, dûs à l'action du "*chevauchement pennique frontal*" et à la gravité, et après un épisode d'érosion dénudant partiellement les massifs de Belledonne et du Mont Blanc, que se serait mise en place cette nappe de Véry-Roselette, dont les moteurs auraient été également le "*chevauchement pennique frontal*" et la gravité.

En conclusion, la couverture sédimentaire de la terminaison septentrionale du massif de Belledonne présente, on le voit, des difficultés, autant stratigraphiques que tectoniques. Les études qui y ont été consacrées ont abouti à la division de cette couverture en deux grands ensembles.

- *Un ensemble externe*, comprenant le massif Mont-Joly - Aiguille Croche. Celui-ci, généralement considéré comme parautochtone, est constitué pour l'essentiel de Lias et d'Aalénien. Toutefois, les auteurs ne s'accordent pas sur l'attribution des séries à l'un ou à l'autre de ces étages. D'autre part, les uns considèrent les affleurements triasico-rhétiques du col de Véry, du Planay et du col du Joly comme des klippes ayant la même origine que les unités du domaine dauphinois oriental (G. Mennessier et al., 1976), tandis que les autres les considèrent comme des coeurs de plis laminés (J.C. Barféléty et R. Mouterde, 1978).

- *Un ensemble interne* (le domaine dauphinois oriental) dont les séries sédimentaires, uniquement Jurassiques et Tertiaires pour certains auteurs, comprendraient également du Crétacé pour d'autres. Les rapports entre les unités qui forment cet ensemble interne n'étant pas les mêmes selon les auteurs, deux hypothèses ont été avancées quant à leur origine. L'une est de leur attribuer une origine commune, elles formeraient alors une nappe écaillée s'enracinant en arrière du massif du Mont-Blanc (G. Mennessier et al., 1976). L'autre est de leur attribuer des origines différentes. Dans ce cas, deux unités s'enracineraient en avant du massif du Mont-Blanc, une unité représenterait la couverture autochtone plus ou moins décollée de celui-ci, et une unité lui serait plus interne.

2ÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

I. PRESENTATION DES PRINCIPALES UNITES.

Les arguments qui ont permis, à Catherine Eltchaninoff et à moi-même, de distinguer les ensembles structuraux tels que nous les avons définis sont à la fois d'ordre stratigraphique, tectonique et métamorphique. Bien que ces deux derniers types d'arguments ne soient développés que dans la troisième partie, j'aborderai la stratigraphie en traitant séparément les séries des diverses unités. Le lecteur devra donc se reporter, pour la définition des unités, au schéma structural (pl. I), sur lequel sont indiqués, par des numéros faisant référence au texte, les gîtes fossilifères.

Je décrirai successivement les séries stratigraphiques présentes dans :

- *les unités dauphinoises*, comprenant :
 - . Les rameaux externe et interne du massif de Belledonne et leur tégument permo-triasique.
 - . Le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, qui enveloppe la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et en constitue la couverture décollée.
- *L'unité du Mont-Blanc*, qui correspond à la couverture décollée du massif du Mont-Blanc. Cette unité, ployée en anticlinal, s'ennoie périclinalement au Sud sous la nappe de Roselette.
- *La nappe de Roselette*, comprenant :
 - . L'unité de Roselend, qui repose sur le flanc oriental du rameau interne du massif de Belledonne par l'intermédiaire d'un épais coussin de cargneules. Cette unité chevauche, localement, au col de Joly, les séries du massif Mont-Joly - Aiguille Croche.
 - . Les unités de Roselette et du Rocher du Vent, lithologiquement identiques. L'unité du Rocher du Vent repose sur l'unité de Roselette, et le contact est marqué, mais uniquement au Nord, par de petits lambeaux de cristallin. La base de l'unité de Roselette est soulignée par une importante lame cristalline.
 - . L'unité de la Crête des Gittes, soulignée par des lambeaux de calcaires dolomitiques et de cristallin.

Plusieurs phases tectoniques, se traduisant par des plis, souvent isoclinaux, à toutes les échelles, et par des écaillages, affectent les séries de ces ensembles structuraux ; en outre, un métamorphisme pouvant atteindre le faciès schiste-vert s'y est développé. De telles conditions ne sont pas favorables à une bonne conservation de la faune et la reconstitution stratigraphique s'avère peu aisée.

II. STRATIGRAPHIE DES UNITES DAUPHINOISES.

A. LE MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE ET SON TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE.

1°/- Généralités :

Le massif de Belledonne fait partie de ce que l'on nomme classiquement les "massifs cristallins externes". Il est constitué d'un socle, où l'on trouve différentes séries cristallophylliennes ainsi que du Houiller, et d'un tégument permo-triasique.

Les séries cristallophylliennes de la terminaison nord du massif de Belledonne ont été étudiées en détail par C. Bordet, en 1961. Depuis, F. Carme, en 1970, s'est intéressé au rameau externe et Y. Gros, en 1973, au rameau interne.

Le tableau ci-dessous donne les nomenclatures de ces séries selon C. Bordet et selon Y. Gros.

BORDET	GROS
SERIE SATINEE	
SERIE SATINEE MIGMATITIQUE	
SERIE VERTE { SUP MOY INF }	SERIE VERTE
	COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE
SERIE BRUNE	COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE

Fig. 5. Tableau des nomenclatures des séries cristallophylliennes du rameau interne du massif de Belledonne. (Y. Gros, 1973).

D'un point de vue structural, le massif de Belledonne est divisé en deux rameaux, séparés par le "Synclinal médian" (cf. fig. 4) :

- Le rameau externe est constitué pour l'essentiel de micaschistes relativement tendres qui lui confèrent une morphologie lourde. Ces micaschistes appartiennent à la "série satinée" de C. Bordet. Le cristallin du rameau externe affleure dans la vallée de l'Arly, dans la vallée du Dorinet et entre Flumet et Hauteluce. Sur le rebord oriental du rameau externe, on trouve le granite à biotite de la Chaudanne qui affleure dans le Nant Revenneau, sous le hameau de Lécheru. Nous verrons dans la partie "tectonique" les relations entre ce granite et la série satinée du rameau externe.

- Le rameau interne est formé de trois ensembles qui sont, si l'on se réfère à la nomenclature de Y. Gros :

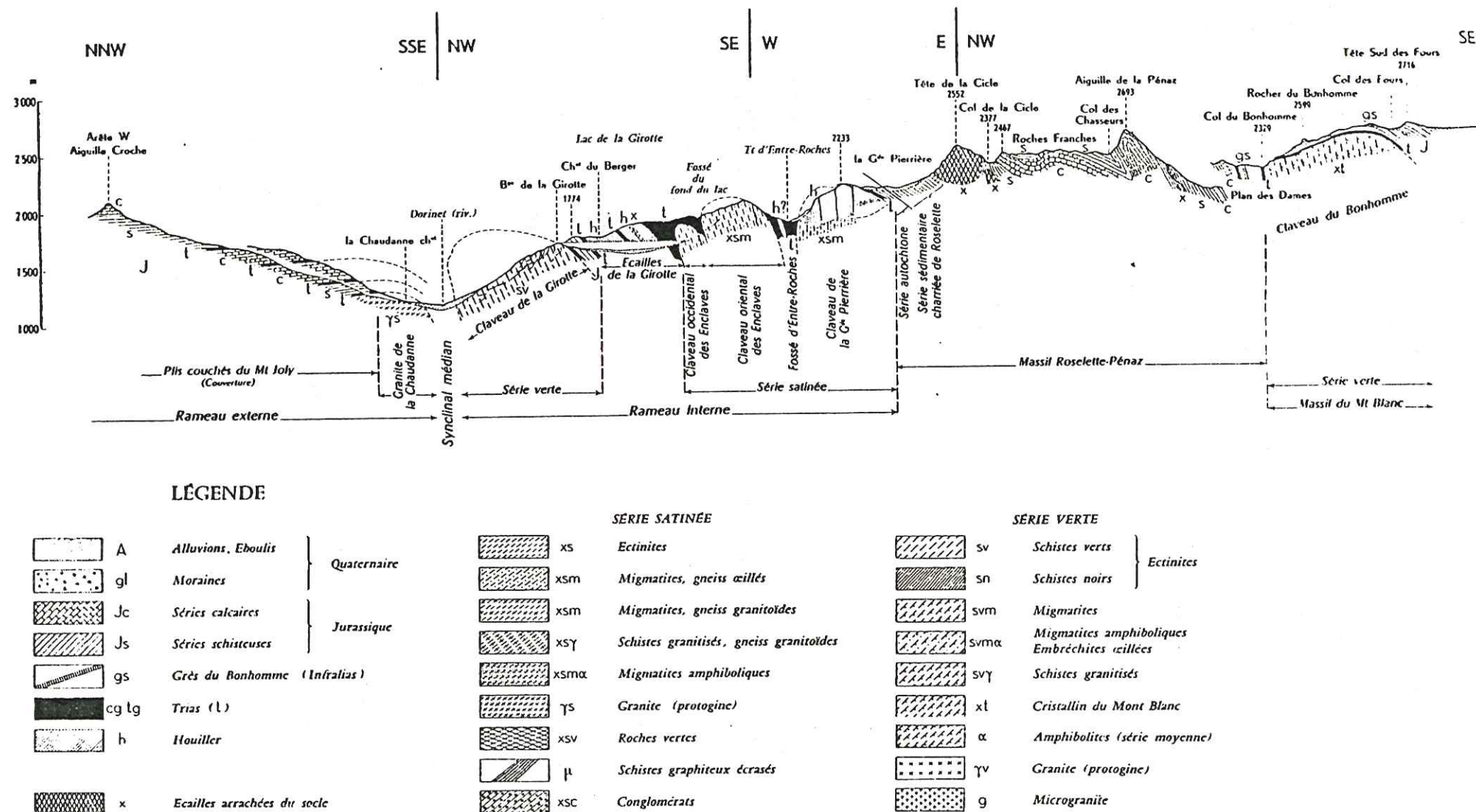


Fig. 4 : Coupe géologique à travers la partie septentrionale du Massif de Belledonne.
(Par C. Bordet, 1961).

- . La série verte, d'origine volcano-sédimentaire, constituée de schistes ardoisiers verts et noirs, de schistes graphiteux et de schistes quartzeux gris. Elle forme les pentes raides de la rive gauche de la vallée du Dorinet, sous le lac de la Girrotte.
- . Le complexe leptyno-amphibolique, qui comprend également le granite d'Outray. Ce granite serait l'équivalent des granites des Sept-Laux et de Saint-Colomban-les-Villards. Le complexe leptyno-amphibolique forme la Montagne d'Outray.
- . Le complexe blasto-mylonitique, auquel se rattache le Rocher des Enclaves, formé de gneiss biotitiques.

2°/- Etude de quelques coupes :

a- Coupe concernant le rameau externe.

- Coupe effectuée en rive droite du Dorinet, dans le premier ravin au Nord-Ouest d'Hauteluce (fig. 6) :

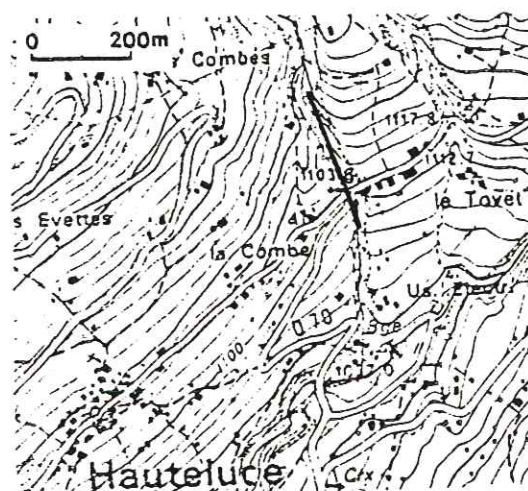
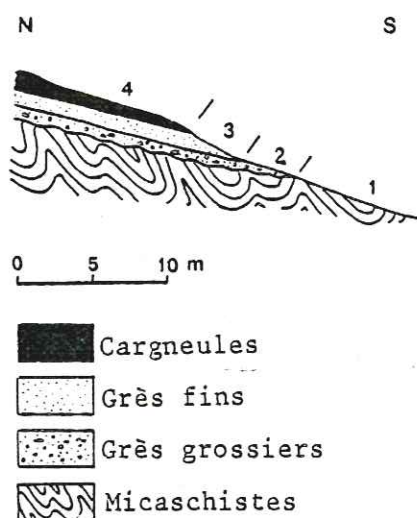


Fig. 6. Coupe du ruisseau de la Combe.

. Description :

De bas en haut, on observe :

1. des micaschistes de couleur lie-de-vin ;
2. 2m de grès grossiers à grains de quartz roses et verts, dont la taille peut atteindre 1cm.
3. 3m de grès fins de couleur verdâtre. Les grains de quartz, petits, sont de taille homogène ; le ciment est sériciteux ;
4. cargneules.

. Commentaire :

- Les micaschistes (niveau 1) appartiennent à la "série satinée" du rameau externe. Leur couleur rouge s'explique par le climat chaud qui régnait sur la pénéplaine hercynienne avant le dépôt des grès.

- Entre les grès et les micaschistes, on peut trouver, en particulier dans la vallée de l'Arly, une série formée par des conglomérats à galets de cristallin et par des schistes à plantes, datée du Stéphanien inférieur ou moyen.

- Les grès (niveaux 2 et 3) sont pratiquement toujours présents sur le rameau externe du massif de Belledonne. Ils reposent en discordance sur les micaschistes, ou, lorsqu'il existe, sur le Houiller. Leur épaisseur, variable, peut atteindre une vingtaine de mètres dans la vallée de l'Arly. Ces grès ont fait l'objet d'une étude de G. Gand (1973). Cet auteur a montré qu'il s'agit de grès continentaux, qu'il attribue au Permien et à la base du Trias. C'est pourquoi on les désigne souvent par le nom de grès "permo-triasiques".

Le tégument du rameau externe est parfois plus complet : c'est le cas au col des Saisies, où l'on peut voir sur les micaschistes 4m de grès passant progressivement à des calcaires dolomitiques jaune-pâle du Trias. Ceux-ci, épais de quelques mètres sont surmontés par des cargneules. Les calcaires dolomitiques affleurent en plusieurs endroits le long de la route du col des Saisies à Flumet. Au Sud de cette dernière localité, ils atteignent une vingtaine de mètres d'épaisseur.

b- Coupe concernant le rameau interne.

- Coupe du vallon de la Gittaz (fig. 7) :

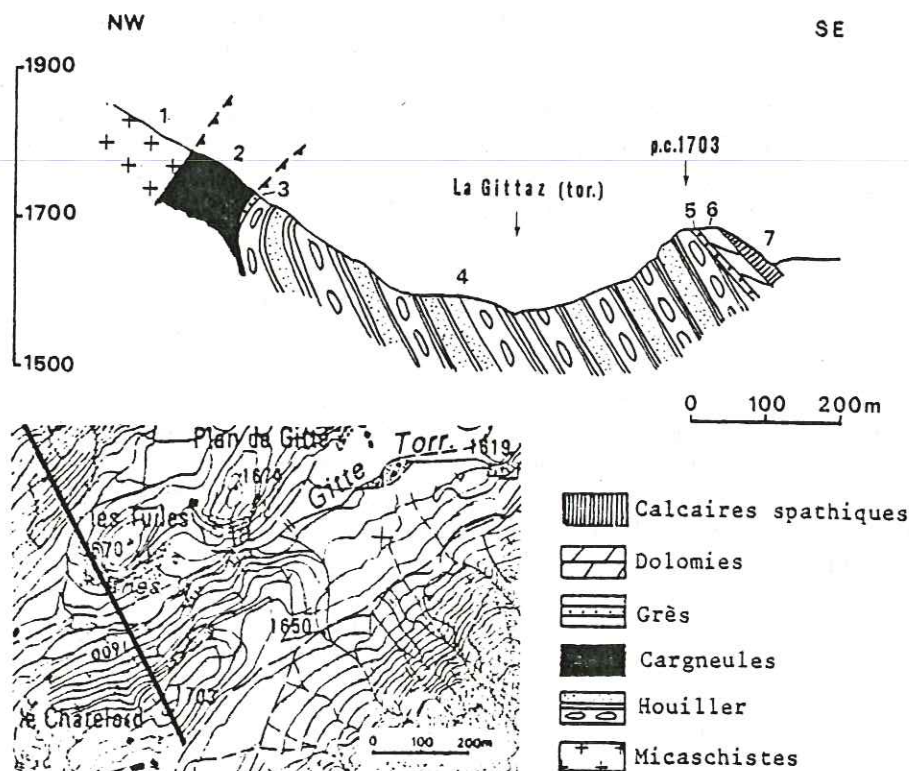


Fig. 7. Coupe du vallon de la Gittaz.

. Description :

Cette coupe effectuée au Nord du lac de la Gittaz montre, du NW vers le SE :

1. Cristallin du rameau interne du massif de Belledonne ;
2. des cargneules ;
3. des grès verts, à grain fin et ciment sériciteux, dont le pendage est de 60° vers l'Ouest ;
4. après une courte lacune d'observation, vient une épaisse série comprenant des sédiments grossiers, conglomérats et arkoses, et des sédiments fins, schisto-gréseux. Les conglomérats affleurent en rive droite du lac de la Gittaz. Ils contiennent des galets de cristallin, arrondis, dont la taille peut atteindre 1m. Le long de la nouvelle route E.D.F. qui longe le lac de la Gittaz, affleurent dans de bonnes conditions d'observation des sédiments fins. C'est une alternance de grès en bancs de 50 cm à 1m d'épaisseur, où l'on voit des stratifications entrecroisées (cf. photo n°1) et des schistes ardoisiers anthraciteux dans lesquels nous avons recueilli la flore suivante (1), déterminée par le laboratoire de Monsieur M. Boureau, que je remercie de son accueil :

- . *Syringodendron* sp. ;
- . *Calamites* sp. ;
- . *Pecopteris* sp. ;
- . *Lepidophylloïdes* sp. ;
- . *Annularia* sp. ?
- . *Alethopteris* sp. ?

Cette flore permet de donner un âge stéphanien à la série schisto-gréseuse.

5. La coupe se poursuit au Nord-Est du chalet du Châtelard et l'on voit, venant sur la série précédente, 10m de grès fins de couleur verdâtre et à ciment sériciteux.
6. 10m de calcaires dolomitiques de couleur jaune-pâle passant à :
7. des calcaires largement spathiques, noirs, à patine rouille ou jaune-pâle, moirés à la cassure. En lame mince, c'est une sparite dans laquelle on voit des amas sombres pouvant rappeler des pellets ou des fantômes d'oolithes.

. Commentaire :

Sur cette coupe, le socle montre deux ensembles :

- les micaschistes (niveau 1), qui représentent le complexe leptyno-amphibolitique, ici légèrement rétrocharrié ;
- le Houiller (niveau 4), recouvert d'une série tégumentaire (niveaux 3, 5, 6, 7). Ce second ensemble appartient à une bande de Houiller d'orientation N-NE - S-SW, de 600m de largeur maximum, que l'on suit depuis le Nord du lac de Roselend jusqu'au col du Joly et que nous appellerons ici "l'écaille de la Grande Pierrière" (cf. Tectonique et pl. I). C. Bordet (1961) appelle cet ensemble le "claveau de la Grande Pierrière". Tandis que les auteurs du schéma structural de la carte Saint-Gervais (cf. fig. 2) ont repris ce terme de "claveau de la Grande Pierrière", mais en ne l'appliquant qu'à la partie nord du massif, nommant la partie sud le "claveau de la Gittaz".

Le Houiller de l'écaille de la Grande Pierrière est séparé du cristallin de l'écaille du Rocher des Enclaves (niveau 1, fig. 7) par un important contact tectonique dans lequel on trouve des cargneules (niveau 2), ainsi que, plus au Nord, des petites écailles de Houiller telles les écailles des Cotes d'Ani, du col de la Gittaz et du ravin d'Entre Roche (Combe Durand) (cf. pl. I).

Le Houiller, déposé dans de petits bassins dans le massif de Belledonne se retrouve également, dans le secteur étudié, dans les écailles du lac de la Girotte, où il a été daté par A. Favre (1859) du Stéphanien.

Comme le tégument du rameau externe le tégument du rameau interne, représenté ici par le tégument de l'écaille de la Grande Pierrière (fig. 7), comprend donc :

- les grès verdâtres permo-triasiques reposant soit sur le cristallin, soit en légère discordance sur le Houiller ;
- les calcaires dolomitiques du Trias. Outre l'affleurement du vallon de la Gittaz, on retrouve les calcaires dolomitiques dans le tégument de l'écaille du Rocher des Enclaves, en rive gauche de la Combe du Sallestet.

Les calcaires spathiques noirs sont particuliers à la série de l'écaille de la Grande Pierrière. Ils affleurent également dans la partie nord du "claveau de la Grande Pierrière", où l'on voit, venant sur les grès du Permo-Trias, une falaise de 30m de haut formée par une alternance de calcaires dolomitiques et de calcaires spathiques noirs (cf. photo n° 2). P. Gidon (1952) signale des calcaires spathiques noirs à fantômes d'oolithes dans le Trias "ultra-dauphinois" de la couverture du massif du Pelvoux et R. Barbier (1948) décrit, dans la zone "ultra-dauphinoise" en Maurienne, des calcaires spathiques datés de la base du Lias. Ces calcaires semblent donc pouvoir appartenir au Trias et à la base du Lias.

Ces calcaires sont inconnus dans la couverture du rameau externe du massif de Belledonne, et n'existent, dans le rameau interne que dans le tégument de la série carbonifère de la Grande Pierrière. Il est à remarquer que, à l'Est, de tels calcaires sont présents dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, au sommet des dolomies capucin du Trias (cf. C. Eltchaninoff, 1980).

3°/- Conclusions :

La terminaison septentrionale du massif de Belledonne comprend un socle formé de cristallin et de Carbonifère et un tégument correspondant à une série triasique réduite, de type germanique. On note des différences entre les deux rameaux au niveau de la nature de leurs séries cristallophyl-liennes. Par ailleurs, à l'Est du rameau interne, et séparé de celui-ci par un contact tectonique, l'épaisse série carbonifère de la Grande Pierrière occupe une place bien particulière. Vers le Sud, en effet, on ne retrouve pas de Carbonifère à l'Est du rameau interne du massif de Belledonne. De plus, cet ensemble se distingue du reste du massif de Belledonne par les calcaires spathiques noirs de son tégument.

B. L'UNITÉ MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

1°/- Présentation de l'unité :

Cette unité, essentiellement comprise entre les vallées de l'Arly et du Dorinet (cf. pl. I), trouve son prolongement au Nord-Ouest dans le soubassement de la chaîne des Aravis. Elle forme un massif dont la partie nord, qui s'étend jusqu'aux vallées de l'Arve et du Bon Nant, est étudiée par C. Eltchaninoff (1980). Vers le Sud, au-delà du col des Saisies, l'unité n'est plus représentée que par le Mont Lachat, au-dessus de Crest-Voland et par le Signal de Bisanne, épargnés par l'érosion.

L'unité Mont-Joly - Aiguille Croche est décollée de son substratum, le massif de Belledonne. On trouve fréquemment des cargneules à sa base. D'autre part, les séries qui la constituent sont monotones, peu fossilifères et plissées isoclinale. De ce fait, les limites entre les étages sont plus lithologiques que réelles.

2°/- Stratigraphie de l'unité :

a- Le Trias.

Dans un petit ressaut rocheux situé au Sud-Ouest du col de Véry, on peut effectuer la coupe suivante (fig. 8) :

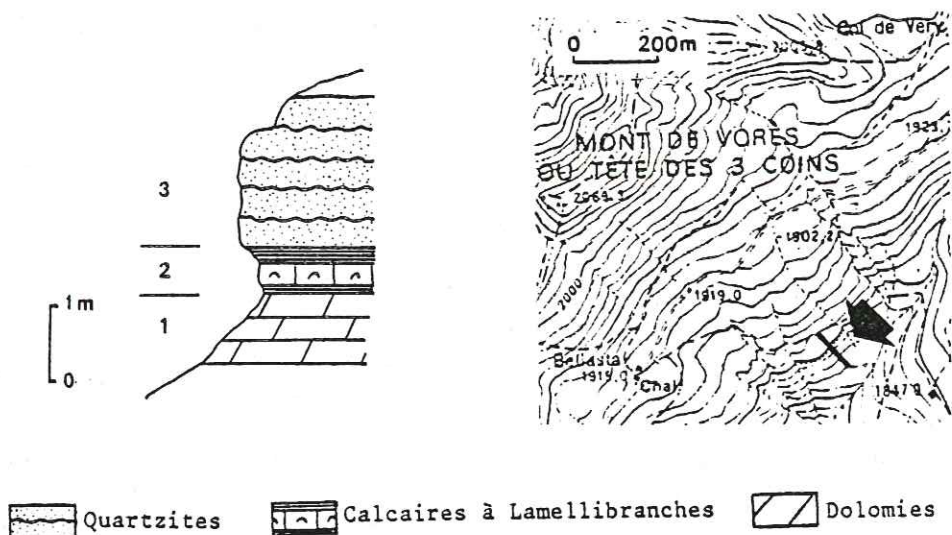


Fig. 8. Coupe du Trias de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.

Cette série, détachée du tégument nous montre :

1. de la dolomie jaune pâle.
2. des calcaires et schistes contenant de nombreux débris de Lamellibranches. L'épaisseur de ce niveau est de 50cm.
3. 2m de quartzites gris, dans lesquels, en lame mince, on observe de fins lits noirs organiques.

. Comme dans le tégument du massif de Belledonne, les dolomies

(niveau 1) représentent le Trias. Dans l'unité Mont Joly - Aiguille Croche, on trouve des dolomies surtout en rive droite de la vallée du Dorinet. Ainsi, au-dessus du hameau des Prés, entre 1600 et 1950m d'altitude, elles affleurent en étroites bandes allongées, déjà remarquées par E. Ritter (1897). Elles affleurent également dans le Nant Revenneau, au niveau de la cote 1450.

. Les calcaires et les schistes (niveau 2), ainsi que les quartzites (niveau 3) sont rattachés au Rhétien. C'est E. Paréjas (1921) qui, le premier, signale la présence de Rhétien dans la région : il décrit, dans le "synclinal" de Chamonix, ravinant les dolomies triasiques et sous les marnes hettangiennes, un niveau épais de 2,50m de calcaires gréseux contenant des galets de dolomies et des quartzites gris. L'attribution des quartzites gris au Rhétien est reprise par les auteurs de la carte Saint-Gervais au 1/50.000^{ème} qui figurent en Rhétien des affleurements situés aux alentours du col de Véry et du col du Joly.

. Le passage des dolomies (niveau 1) aux quartzites (niveau 3) est variable. Sur cette coupe (fig. 8), il se fait par l'intermédiaire de calcaires et schistes à Lamellibranches (niveau 2). A l'Est de la route allant du col des Saisies au col de Véry, sous la croix correspondant au point coté 1976,3, on observe, entre les dolomies et les quartzites un banc de calcaire oolithique blanc de 1m d'épaisseur. Enfin, sous le col du Joly, le passage entre les deux faciès est marqué par une brèche constituée de grès à ciment dolomitique contenant de nombreux galets de dolomie.

b- Le Lias.

En raison du peu de faune et de l'absence de critères lithologiques permettant d'établir des limites précises entre les étages, le Lias sera simplement divisé en Lias inférieur, Lias moyen et Lias supérieur.

. Le Lias inférieur.

La succession suivante peut être observée au Sud-Ouest du Mont de Vorès (cf. fig. 9) :

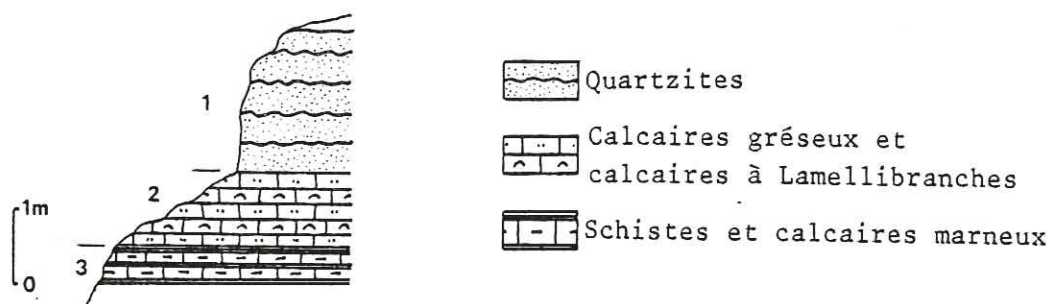


Fig. 9. Coupe du Lias inférieur au Sud-Ouest du Mont de Vorès.

On voit de haut en bas :

1. 2m de quartzites gris.
2. 1m d'alternance de calcaires gréseux et de calcaires contenant des débris de Lamellibranches, en bancs d'environ 20cm d'épaisseur.
3. alternance régulière de calcaires marneux, onctueux au toucher, en bancs de 20cm d'épaisseur et de schistes argileux faisant faiblement effervescence à l'acide.

Cette série est une série inverse dans laquelle nous reconnaissons les quartzites attribués au Rhétien (niveau 1). Les niveaux 2 et 3 peuvent être attribués à la base du Lias. C'est en effet dans des calcaires marneux semblables au niveau 3 que E. Paréjas (1921) a récolté, dans le "synclinal" de Chamonix : *Schlotheimia angulata* Schl., *Schlotheimia Chama-sei* d'Orb., *Caloceras* sp. et *Rhynchonella deffneri* Opp. de l'Hettangien. Plus récemment, J.C. Barféty et R. Mousterde (1978) ont trouvé dans de tels faciès, dans des affleurements de la partie nord du massif Mont-Joly - Aiguille Croche : *Caloceras langei* Jungst, *Caloceras* sp. et *Alsatites laqueus* (?) également de l'Hettangien inférieur.

Le Lias inférieur se poursuit par une série plus calcaire, dans laquelle J.C. Barféty et R. Mousterde (1978) ont récolté : *Schlotheimia* gr. *angulata*, de l'Hettangien supérieur. C'est également dans un banc de calcaire à patine jaunâtre, bleu sombre en cassure fraîche, que j'ai trouvé *Schlotheimia* sp. (?), dans les pentes raides situées à l'Ouest du monument funéraire du col du Joly (2).

Enfin, les bancs calcaires se chargent en grains de quartz et dans ces calcaires légèrement gréseux, j'ai récolté :

- dans la montée du col du Joly à l'Aiguille Croche* : *Arietites semicostatum*, de la zone à *semicostatum* du Sinémurien inférieur (3), *Rhynchonella polyptycha* Oppel. (1861) (cf. photo n° 3) et des *chondrites*.
- près du sommet du Mont du Sangle (4) : *Coroniceras* sp.
- au Sud du Mont de Vorès, sur la crête dominant le chalet au Vorès (5) : *Armioceras*, de la zone à *semicostatum*, et *Schlotheimia* sp.

Les calcaires à grains de quartz représentent donc le Sinémurien.

L'épaisseur originelle du Lias inférieur est difficile à estimer, la série étant affectée par des plis à toutes les échelles. E. Paréjas (1921), propose une épaisseur d'environ 30m pour l'Hettangien, et de 80 à 100m pour le Sinémurien, dans le "synclinal" de Chamonix.

Le Lias inférieur est bien représenté dans la partie sud du massif Mont-Joly - Aiguille Croche. Il forme les pentes raides de la rive droite de la vallée du Dorinet et affleure bien entre le col du Joly et l'Aiguille Croche. En rive gauche du Dorinet, on le trouve chevauché par le cristallin du rameau interne du massif de Belledonne. En position plus interne, il est présent dans les écaillles du lac de la Girotte.

. Le Lias moyen.

Le Lias moyen du massif Mont-Joly - Aiguille Croche présente une grande variété de faciès. On y trouve en effet :

- des calcaires marneux noirs alternant avec des schistes calcaires dont le faciès est assez semblable au Lias inférieur. Dans ces calcaires, E. Paréjas a trouvé, en rive droite de la vallée de l'Arly, dans le ravin de la Motte : *Belemnites zietenii* Werner, du Lias moyen et des *chondrites*. De

* Les Ammonites ont été déterminées par R. Mousterde et la Rhynchonelle par M. Almeras. Je les en remercie vivement.

plus, J.C. Carfantan (1975) signale, dans des faciès analogues, au Sud d'Albertville : *Aegoceras* sp., du Carixien.

Ce faciès est surtout développé dans la partie ouest du massif.

- des calcaires compacts, que J.C. Barféty et R. Mousterde (1978) décrivent ainsi : "calcaires massifs, à zones gréseuses claires et nombreuses Belemnites, évoquant bien le Carixien de la région". Ces calcaires forment le sommet de l'Aiguille Croche.

- des calcaires sableux, à partine beige, striés à la cassure. Souvent schistosés, ils ont alors un débit en plaquettes centimétriques. Ils passent localement à de véritables grès. Leur attribution au Lias moyen est due à leur similitude de faciès avec les calcaires zonés du "synclinal" de Chamonix, décrits par E. Paréjas (1921) qui y a trouvé : *Belemnites milleri* et *Belemnites zietenii*. Dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, les calcaires sableux forment notamment la base de l'arête joignant le Mont-Joly à l'Aiguille Croche. Sur la carte géologique Saint-Gervais, ils sont en partie attribués au Jurassique moyen.

- des calcaires échinodermiques : ce sont des calcaires beiges, compacts, grossièrement échinodermiques, contenant de nombreux grains de quartz détritiques. On y trouve souvent des bélemnites tronçonnées. En bancs de 60cm, ils forment le ressaut qui ceinture la colline de Rochebrune et que l'on peut suivre jusqu'au ruisseau de Cassioz. Au niveau du Rocher d'Escalade de Megève, la formation est tectoniquement redoublée et la hauteur de chaque ressaut est de 15m. Sous le Mont du Sangle, son épaisseur n'est plus que de 4m. La diminution, puis la disparition des calcaires échinodermiques vers le Sud-Ouest peut être attribuée à une variation latérale de faciès.

On retrouve des calcaires échinodermiques identiques plus au Sud, en rive gauche du Dorinet, dans la forêt du Revers. Là, chevauchés par la "série verte" du rameau interne du massif de Belledonne, ils forment un ressaut haut de 4m, visible de la route du col du Joly, entre les hameaux d'Annuit et des Prés.

Les calcaires échinodermiques grossiers sont généralement rapportés au Domérien.

La variété des dépôts du Lias moyen, et la difficulté d'établir un ordre de superposition entre eux, déjà remarquée par E. Paréjas (1921), peuvent s'expliquer par la présence, dans la région du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, d'une zone de transition entre les faciès détritiques du "synclinal" de Chamonix et les faciès marneux, correspondant sans doute à une plus grande profondeur des dépôts, que l'on trouve au Sud-Ouest du massif.

L'épaisseur du Lias moyen peut être estimée à environ 100m.

. Le "Lias supérieur".

Comme il est classique de faire dans la région, j'ai regroupé sous la dénomination de "Lias supérieur" le Toarcien et l'Aalénien. Il est en effet difficile d'établir une limite entre le Toarcien et l'Aalénien, alors que la distinction entre l'Aalénien et le Bajocien s'avère plus aisée sur le terrain.

En rive gauche de la vallée de l'Arly, dans le ravin de Cassioz,

on trouve des calcaires marneux, plissés avec des schistes noirs silico-alumineux. Les calcaires marneux sont attribués par E. Paréjas (1925) au Toarcien, par comparaison avec le Toarcien helvétique connu. Quant aux schistes siliceux, on les trouve en maints endroits de la région. Ils sont très fissiles, leur surface est mordorée et ils ne font jamais effervescence à l'acide. Dans ces schistes, E. Paréjas a récolté : *Pleydellia aalensis* Ziet., *Lioceras comptum* Rein., *Posidonomya opalina* Qu., *Nucula* sp., qui permettent de les attribuer à l'Aalénien.

Les schistes noirs siliceux affleurent dans les affluents de la rive gauche de l'Arly et coiffent les collines comprises entre Megève et le col des Saisies. Ils forment également une partie des alpages autour du col de Véry.

L'épaisseur du "Lias supérieur" est comprise, d'après les auteurs de la notice de la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème, entre 300 et 500m.

c- Le Dogger.

Aucun fossile n'a été retrouvé, en rive gauche de l'Arly, qui permette de caractériser le Bajocien. Cependant, certains calcaires du massif Mont-Joly - Aiguille Croche sont assez proches des calcaires schistosés, datés du Bajocien par J. Rosset (1954), que l'on trouve dans la vallée de l'Arrondine, affluent de la rive droite de l'Arly. Les calcaires sableux qui affleurent au Sud de Praz-sur-Arly, au-dessus du hameau des Varins seront donc attribués au Bajocien. Par contre, les calcaires sableux qui ceignent la crête joignant l'Aiguille Croche au Mont Joly, attribués au Bajocien sur la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème, me semblent plutôt représenter le Lias moyen : ils se situeraient alors en série inverse, sans contact tectonique, entre du Lias supérieur et du Lias inférieur.

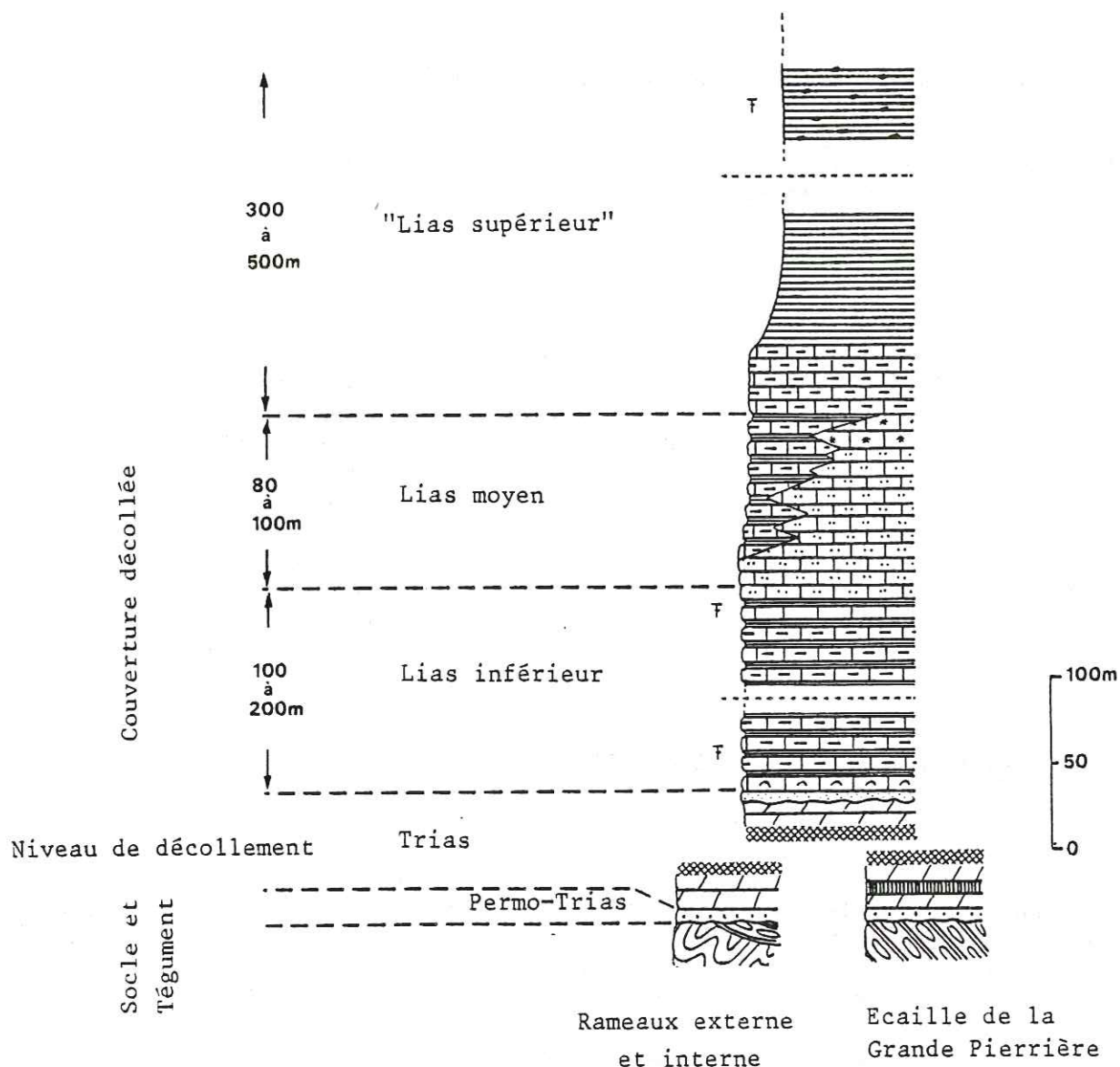
3°/- Reconstitution paléogéographique concernant l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche :

La succession stratigraphique établie permet d'effectuer une reconstitution de l'évolution paléogéographique de la région Mont-Joly - Aiguille Croche au cours du Trias supérieur et du Jurassique inférieur.

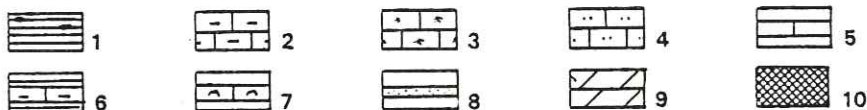
. Au Trias, le dépôt de calcaires dolomitiques semble témoigner d'une ambiance lagunaire. Viennent ensuite les grès du Rhétien, attestant toujours d'un milieu peu profond.

. Le Lias inférieur correspond à un approfondissement de la mer et les faciès observés sont des faciès hémi-pélagiques, où l'on peut trouver à la fois des Rhynchonelles et des Chondrites. La fin du Lias inférieur est marquée par un apport de quartz détritiques et une diminution des faciès argileux.

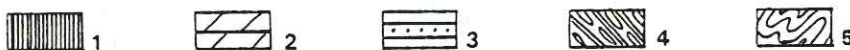
. Au Lias moyen, les apports détritiques deviennent plus importants dans la partie nord du massif où l'on rencontre des faciès tels que les calcaires gréseux, des grès et des calcaires à débris d'Echinodermes. Quant à la partie sud du massif, elle reste caractérisée par des calcaires marneux. C'est donc dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche que se fait le passage du Lias moyen détritique - il est représenté plus au Nord, dans la nappe de Morcles par de véritables quartzites - au Lias moyen marneux, peu différent du Lias inférieur.



Couverture décollée



Socle et tégument



Couverture décollée : 1 : Schistes silico-alumineux à nodules, 2 : Calcaires marneux, 3 : Calcaires à Entroques, 4 : Calcaires gréseux, 5 : Calcaires fins, 6 : Calcaires marneux et schistes, 7 : Calcaires à Lamellibranches, 8 : Quartzites, 9 : Dolomies, 10 : niveau de décollement (cargneules).

Socle et tégument : 1 : Calcaires spathiques, 2 : Dolomies, 3 : Grès, 4 : Carbonifère, 5 : Cristallin.

Fig. 10 : Colonne stratigraphique synthétique de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.

. Le "Lias supérieur" est marqué par les dépôts plus franchement bathyaux que sont les schistes siliceux de l'Aalénien.

En résumé, la région Mont-Joly - Aiguille Croche fait partie, au Jurassique inférieur, d'un bassin dans lequel s'est déposée une série relativement épaisse, essentiellement marno-calcaire, avec quelques apports détritiques.

C. CONCLUSION SUR LA STRATIGRAPHIE DES UNITES DAUPHINOISES.

La colonne synthétique (fig. 10) illustre la stratigraphie des unités dauphinoises pendant le Permo-Trias et le Jurassique inférieur. Cependant, cette colonne reste théorique, le Lias moyen et la base du Lias supérieur n'ayant pas été reconnus paléontologiquement. Quant aux épaisseurs indiquées, elles ne peuvent être qu'estimées, les séries étant très souvent tronquées vers le haut ou vers le bas, et toujours très plissées.

III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE DU MONT BLANC.

Cette unité, développée surtout au Nord où elle forme le massif du Mont-Blanc (C. Eltchaninoff, 1980) affleure peu sur mon terrain : elle n'y est représentée que par la couverture mésozoïque du Mont-Blanc. Celle-ci s'observe dans les pentes inférieures des Roches Merles, en rive gauche du vallon de la Sauce où, décollée de son substratum cristallin, elle forme une écaille à structure complexe (cf. fig. 5, pl. III). Cette écaille, dans laquelle la série est inverse, prolonge vers le Sud-Est les écailles du col du Bonhomme (cf. C. Eltchaninoff, 1980). Elle est ployée en un anticlinal déversé vers le Nord-Ouest et enveloppée par la nappe de Roselette sous laquelle il disparaît.

Dans cette écaille, sous le point coté 2122, on peut effectuer la coupe suivante (cf. fig. 11) :

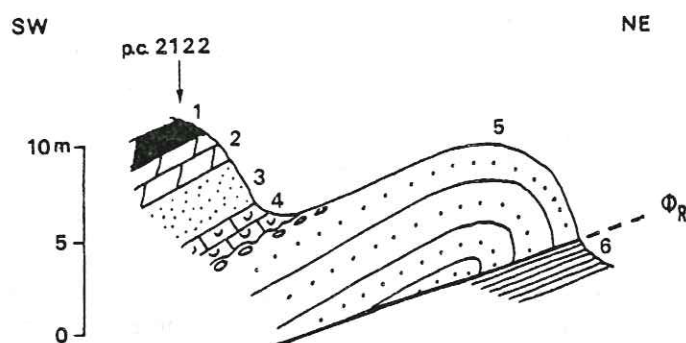


Fig. 11 : Coupe dans l'unité du Mont-Blanc.

Φ_R : contact entre la nappe de Roselette et l'unité du Mont-Blanc.

1. Cargneules.

2. 1,50m de dolomies de couleur jaune pâle.

3. 3m de quartzites fins, de couleur gris-brun, contenant des tubes de vers.
4. 2m de calcaires gris contenant de nombreux débris de Lamelli-branches et des dents de poissons. Dans ces calcaires, j'ai récolté, en compagnie de C. Eltchaninoff : *Placunopsis* sp. (?) et une Ammonite : *Schlatheimia* sp., de la zone à *angulata*.
5. des grès blancs. Ils ont d'abord un ciment calcaire et contiennent de nombreux galets de dolomie. Puis le ciment devient siliceux.
6. En contact tectonique sous les grès : des schistes silico-alumineux noirs, pouvant appartenir soit à l'unité du Rocher du Vent soit à l'unité de Roselend de la nappe de Roselette.

Commentaire de la coupe.

Cette coupe nous montre, en série inverse, la couverture du Mont Blanc représentée par les niveaux 2 à 5, telle que l'on peut l'observer entre le col des Fours et le col du Bonhomme (cf. C. Eltchaninoff, 1980) :

- les dolomies (niveau 2) appartiennent au Trias et indiquent un épisode lagunaire.
- Les quartzites (niveau 3) sont rapportés au Rhétien. Ils correspondent à une sédimentation côtière.
- L'Ammonite trouvée dans le niveau 4 permet de donner un âge hettangien à celui-ci. On retrouve ces mêmes calcaires à Lamelli-branches plus au Nord, dans les écaillés du col du Bonhomme ainsi que dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, sous le Rocher du Bonhomme (cf. C. Eltchaninoff, 1980).
- Quant aux grès du niveau 5, ce sont les Grès Singuliers décrits pour la première fois au col des Fours par H.B. De Saussure (1779). De tels grès ne sont connus que dans la couverture autochtone du Mont-Blanc et dans les écaillés du col du Bonhomme. Ils correspondent à une sédimentation deltaïque et contiennent des crachées de galets continentaux (cf. C. Eltchaninoff, 1980). Ils ravinent la série précédente, parfois jusqu'aux dolomies triasiques.

Sur la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, les Grès Singuliers sont attribués au Rhétien. P. Landry les attribue au Lias moyen, ce qui est compatible avec l'Hettangien mis en évidence ici et le Sinémurien découvert par C. Eltchaninoff (1980) sous les Grès Singuliers au-dessus du col du Bonhomme. D'autre part on sait que la couverture autochtone réduite de la partie septentrionale du massif du Mont-Blanc comprend des grès conglomératiques antérieurs à l'Aalénien (C. Grasmick, 1961).

En conclusion, la couverture du Mont-Blanc comprend une série continue du Trias jusqu'au Sinémurien. Cette série a connu une érosion importante avant l'arrivée (probablement en Lias Moyen) des Grès Singuliers qui peuvent reposer jusque sur les dolomies triasiques.

IV. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE ROSELETTE.

La nappe de Roselette est constituée par un empilement de quatre unités qui sont, d'Ouest en Est (cf. Pl. I) : l'unité de Roselend, l'unité de Roselette, l'unité du Rocher du Vent et l'unité de la Crête des Gittes. Les unités de Roselette et du Rocher du Vent comprenant le même matériel sédimentaire seront traitées ensembles dans ce chapitre.

A. LA SERIE DE L'UNITE DE ROSELEND.

1°/- Introduction :

Située au front de la nappe de Roselette, l'unité de Roselend chevauche le rameau interne du massif de Belledonne et le déborde même au col du Joly. Vers le Sud, on retrouve cette unité au-delà du lac de Roselend, au col du Pré. Vers le Nord, elle se prolonge sous la masse cristalline de l'Aiguille de Roselette et de la Tête de la Cicle.

Sur les cartes géologiques Bourg-Saint-Maurice et Saint-Gervais au 1/50.000ème, et sur la carte Albertville au 1/80.000ème, la série de Roselend comporte des terrains uniquement liasiques. Pour P. Landry (1976), elle comprendrait des terrains bajociens et peut-être même tertiaires.

D'autre part, R. Trümpy (1952) pense reconnaître, dans la coupe allant du col du Joly à l'Aiguille de Roselette, des terrains du Crétacé inférieur, voire même du Crétacé supérieur. Cette interprétation est reprise par les auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème qui figurent dans la "série charriée de Roselette" (laquelle pour moi fait partie de l'unité de Roselend) des calcaires urgoniens.

2°/- Etude de quelques coupes :

a- Coupe de l'arête allant du col du Joly à l'Aiguille de Roselette (fig. 12).

. Description.

En partant du bar-restaurant du col du Joly, on rencontre successivement :

1. des calcaires sombres appartenant à l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.
2. des cargneules, auxquelles succède une importante masse de gypse, marquée dans la topographie par des entonnoirs de dissolution.
3. des calcschistes gréseux, à cassure striée et patine ocre, présentant un débit en plaquettes centimétriques. Des grès et des calcaires sombres, bleutés à la cassure, s'intercalent dans les calcschistes sableux.
4. un deuxième niveau de cargneules.
5. des schistes argileux noirs, à patine rouille. En lame mince, on peut y voir de très petits grains de quartz détritiques et des chloritoïdes en rosettes.
6. 1m de calcaires sombres, finement détritiques, dans lesquels on observe, en lame mince, de nombreux grains de quartz détritiques présentant des golfes de corrosion et des fantômes de plaques d'Echinodermes.

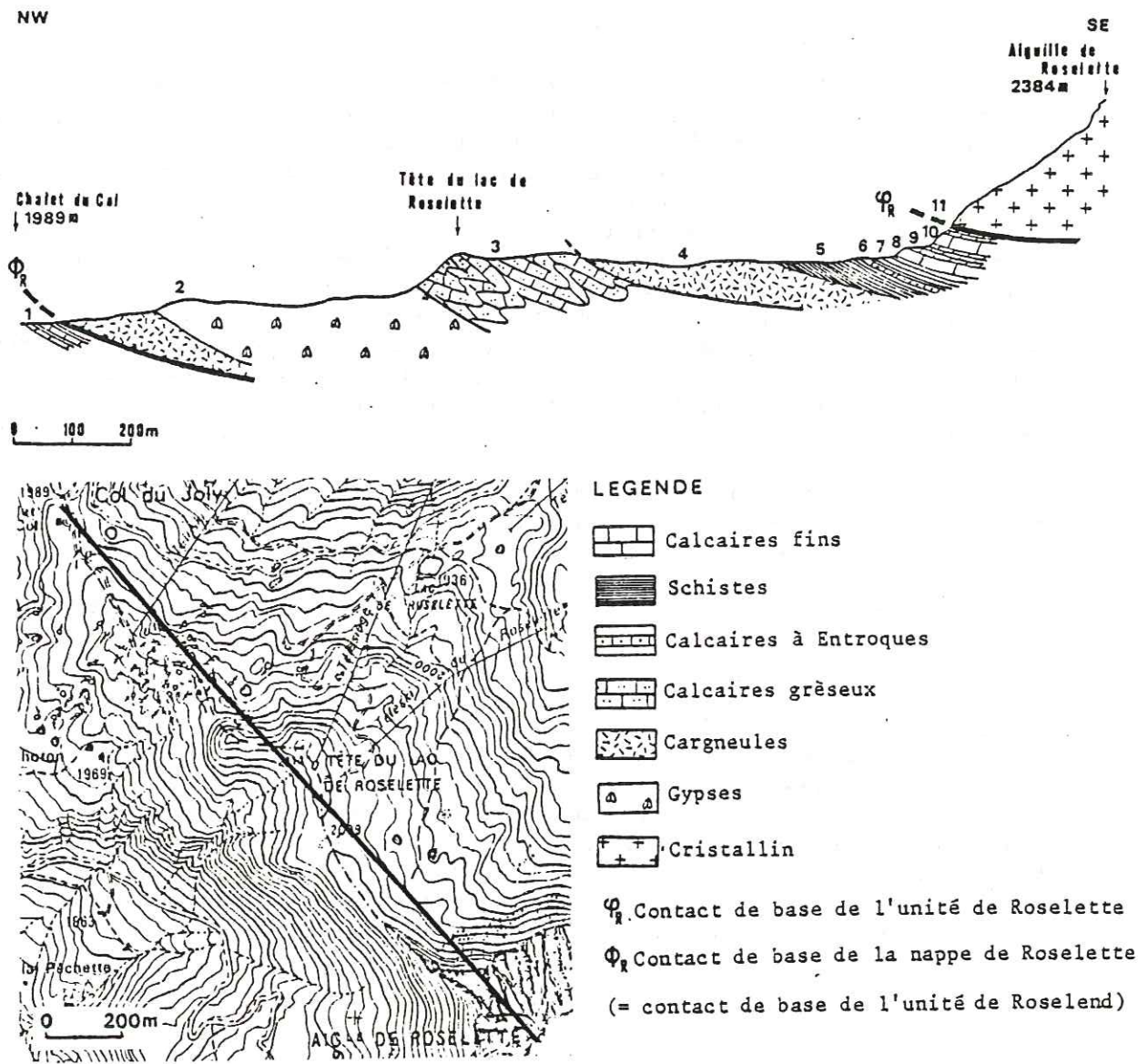


Fig. 12 : Coupe de l'arête du col du Joly à l'Aiguille de Roselette.

7. des schistes identiques à ceux du niveau 6, contenant, vers le haut, de petites intercalations calcaires.
8. 10m de calcaires gris compacts, auxquels le débit en fines plaquettes, marqué par des lits blancs de quelques millimètres d'épaisseur confère un aspect rubanné.
9. 25m de calcschistes sableux à patine brune.
10. 15m de calcaires identiques à ceux du niveau 8.
11. 2m de calcschistes gris, saccharoïdes.
12. cristallin formant l'Aiguille de Roselette.

. Commentaire de la coupe.

Selon R. Trümpy (1952), les niveaux 5 à 7 forment une série comprenant tous les étages du Rhétien au Jurassique moyen. Le niveau 8 représenterait le Jurassique supérieur (Malm supérieur), le niveau 9 le Berriasien et le Valanginien, quant au niveau 10, il pourrait faire partie du Valanginien et peut-être même de l'Urgonien.

Le niveau 8 présente effectivement le faciès classiquement attribué au Malm supérieur dans la région, assez comparable avec le Malm du domaine dauphinois daté par des microfaunes. Quant au second ressaut calcaire, correspondant au niveau 10, il nous apparaît tout à fait identique au premier (niveau 8). De ce fait, en l'absence de fossiles et compte-tenu des nombreuses répétitions tectoniques, il ne paraît pas justifié de lui attribuer un âge différent. Quant au niveau 11, il semble représenter également le Malm supérieur, mylonitisé au contact du cristallin de la base des unités de Roselette et du Rocher du Vent.

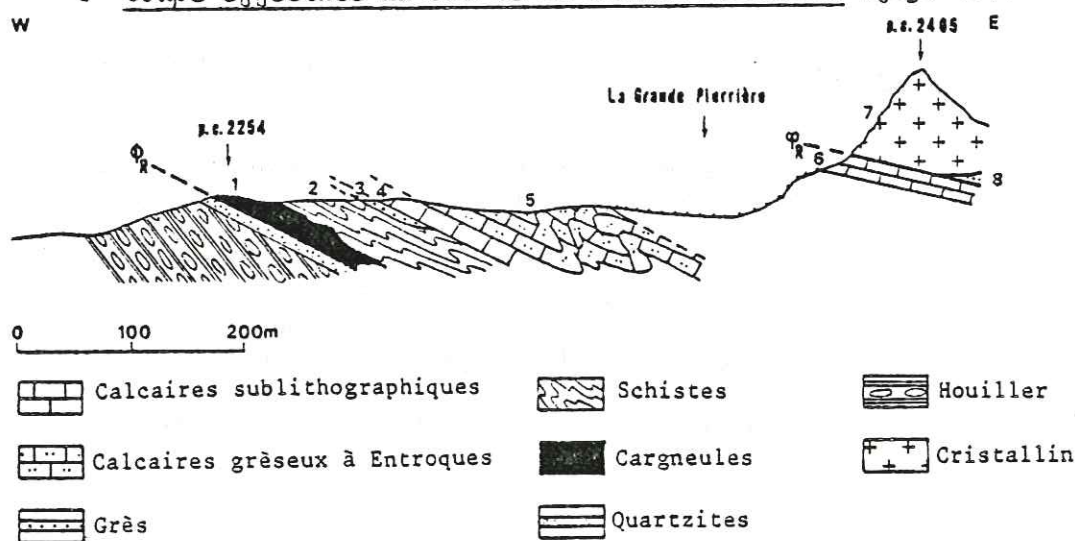
Les niveaux 5 et 7, schistes silico-alumineux noirs, possèdent des faciès que l'on rencontre dans la région à la fois dans l'Aalénien et dans le Callovo-Oxfordien. Le passage progressif entre les schistes du niveau 7 et les calcaires du niveau 8, ainsi que l'attribution de ces calcaires au Malm supérieur, incitent à considérer les schistes silico-alumineux plutôt comme callovo-oxfordiens.

Le niveau 6 peut représenter dans ces conditions une intercalation de calcaires dans la série schisteuse callovo-oxfordienne, ce qui est assez classique. Mais on pourrait aussi le considérer comme une tête anticlinale de calcaires du Bajocien car cet étage comprend des calcaires sableux et des calcaires à Entroques.

Le niveau 9 pose un problème : son faciès rappelle celui du Dogger de la région. S'il en était ainsi, il serait alors "coincé" tectoniquement entre les deux ressauts calcaires du Malm supérieur.

Enfin, le niveau 3, séparé des niveaux décrits ci-dessus par des cargneules, peut appartenir soit au Lias moyen soit au Dogger. Pour des raisons structurales, la seconde hypothèse semble préférable.

b- Coupe effectuée au Sud de la Grande Pierrière (fig. 13).



Φ_R Contact de base de la nappe de Roselette (= contact de base de l'unité de Roselend)

Φ_R Contact de base de l'unité de Roselette

Fig. 13 : Coupe au Sud de la Grande Pierrière.

. Description.

Sur le tégument permo-triasique du houiller de la Grande Pierrière viennent :

1. des cargneules.
2. des schistes silico-alumineux noirs, contenant des chloritoïdes.
3. 50cm de grès blancs à ciment calcaire. En lame mince, les grains de quartz sont petits, corrodés et présentent une extinction roulante.
4. des calcaires gris, à patine gris-clair, finement cristallins, semblables aux niveaux 8 et 10 de la coupe précédente.
5. des calcaires sableux, contenant des fantômes de débris d'Echinodermes.
6. après une lacune d'observation correspondant à la formation morainique de la Grande Pierrière, viennent des calcaires identiques au niveau 4, marmorisés vers le haut.
7. le cristallin de la base de l'unité de Roselette.

Remarque.

Un peu au Sud de cette coupe, le niveau 6 contient un lit ferrugineux, épais d'une dizaine de centimètres.

. Commentaire de la coupe de la Grande Pierrière.

On retrouve dans cette coupe :

- les calcaires sableux à Entroques, à débit en plaquettes (niveau 5), attribués au Dogger. Ce niveau semble prolonger le niveau 9 de la coupe précédente.
- les schistes silico-alumineux contenant des chloritoïdes (niveau 2), prolongeant les niveaux 5 et 7 de la coupe précédente.
- les calcaires gris clair, à pâte fine, rubannés (niveaux 4 et 6) attribués au Malm supérieur. Les niveaux 4 et 6 correspondraient respectivement aux niveaux 8 et 10 de la coupe précédente.

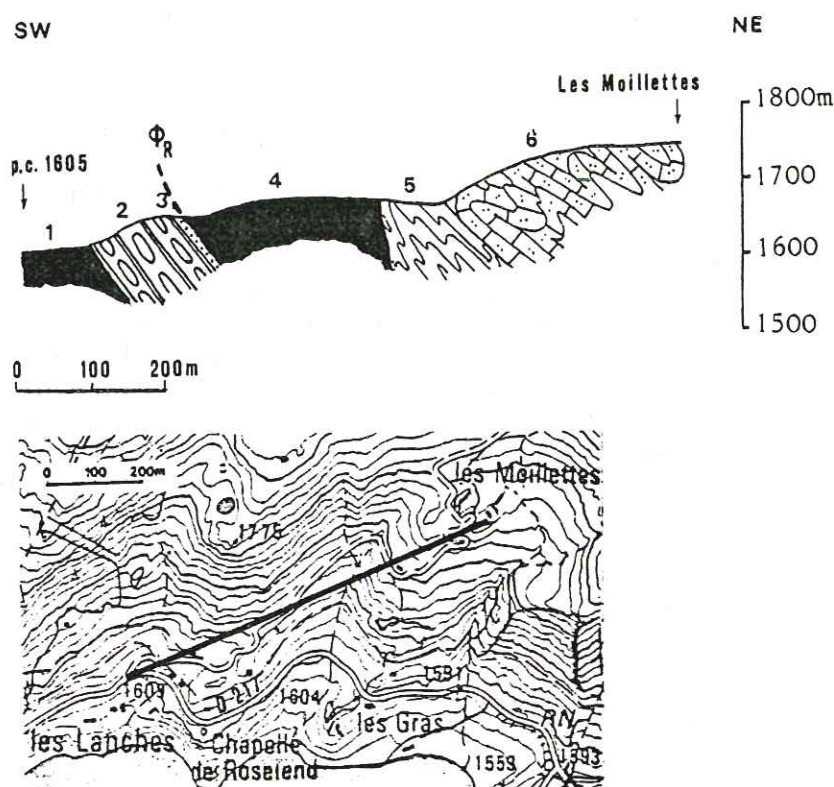
Un terme nouveau apparaît avec les grès du niveau 3. Un peu au Sud de cette coupe, sous le point côté 2405, apparaissent des grès semblables (niveau 8) situés entre les calcaires attribués au Malm supérieur (niveau 6) et le cristallin de la base de l'unité de Roselette. On les rencontre également intercalés soit entre les schistes silico-alumineux attribués au Callovo-Oxfordien et les calcaires attribués au Malm supérieur, soit entre les calcaires sableux attribués au Dogger et les schistes silico-alumineux noirs, en plusieurs endroits en rive droite de la Cicle, au-dessus du hameau de la Gittaz.

Plus au Sud, ils affleurent également dans le chemin montant du col de Sur Frêtes vers le chalet de Grésillon et ils sont alors dans le prolongement de la lame cristalline de la base de l'unité de Roselette.

Enfin, on les retrouve au Sud du lac de Roselend, au-dessus du col du Pré, à la base de schistes silico-alumineux noirs contenant des chloritoïdes.

La faible épaisseur de ce niveau, sa répartition aléatoire au sein de l'unité de Roselend sont des arguments pour considérer ces grès comme des lambeaux arrachés lors de la mise en place de la nappe de Roselette. Leur origine est peut-être à rechercher dans les "Grès Singuliers" de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, auxquels ils ressemblent beaucoup.

c- Coupe du lac de Roselend au col de Sur Frêtes (fig. 14).



Φ_R = Contact de base de l'unité de Roselend.
(= contact de base de la nappe de Roselette).

Fig. 14 : Coupe du lac de Roselend au col de Sur Frêtes.

En empruntant le chemin qui monte depuis la D. 217 vers le col de Sur Frêtes, on observe successivement :

1. des cargneules sur 60m.
2. 100m de Houiller appartenant à la série carbonifère de la Grande Pierrière.
3. des quartzites représentant le tégument permo-triasique du Houiller.
4. des cargneules.
5. 100m de schistes silico-alumineux noirs, à patine beige, à surface lisse et mordorée.
6. après le pont en bois, des calcaires en bancs de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, à cassure sombre, contenant parfois des débris d'Echinodermes, à passées gréseuses et dont la patine est ocre ou rousse.

Cette formation se suit jusqu'au dessus de la ferme des Moillettes. Puis, rien n'affleure jusqu'au col de Sur Frêtes.

Dans cette coupe, les calcaires à passées gréseuses et à Entroques (niveau 6) semblent représenter le Dogger.

D'autre part, on observe ici des schistes silico-alumineux sans chloritoïdes (niveau 5). Ceux-ci peuvent appartenir soit au Callovo-Oxfordien, et il faut alors supposer que, pour ce niveau, le métamorphisme n'a pas été suffisamment important pour que s'y développent des chloritoïdes, soit à

l'Aalénien, également connu dans la région sous ce faciès de schistes silico-alumineux noirs. Dans ce cas, l'absence de chloritoïdes peut s'expliquer par une composition chimique des schistes différente de celle des schistes décrits jusqu'ici.

d- Coupe du col de Sur Frêtes vers le vallon de la Gittaz.

En poursuivant le chemin précédent (cf. fig. 14) de l'autre côté du col de Sur Frêtes en direction du vallon de la Gittaz, on observe :

1. des calcaires à Entroques, sableux, à patine rousse ou ocre qui présentent un aspect strié à la cassure. Ces calcaires ont un débit régulier en plaquettes centimétriques exceptés quelques bancs de 50cm à 1m d'épaisseur contenant des passées gréseuses, qui s'intercalent dans la série.
2. Les calcaires sont surmontés par des schistes silico-alumineux noirs contenant des chloritoïdes. Le passage entre les calcaires (niveau 1) et les schistes est stratigraphique. On suit ces schistes sur 100m. Ils sont surmontés tectoniquement par :
3. le cristallin de la base de l'unité de Roselette.

Cette coupe présente l'intérêt de montrer le passage stratigraphique entre les schistes à chloritoïdes, considérés comme callovo-oxfordien et les calcaires gréseux à Entroques considérés jusqu'ici comme Dogger.

3°/- Conclusions :

Aucun fossile n'a été trouvé dans l'unité de Roselend. Cependant, par comparaison avec les faciès datés connus dans la région, il semble que cette unité comprenne (cf. fig. 15) :

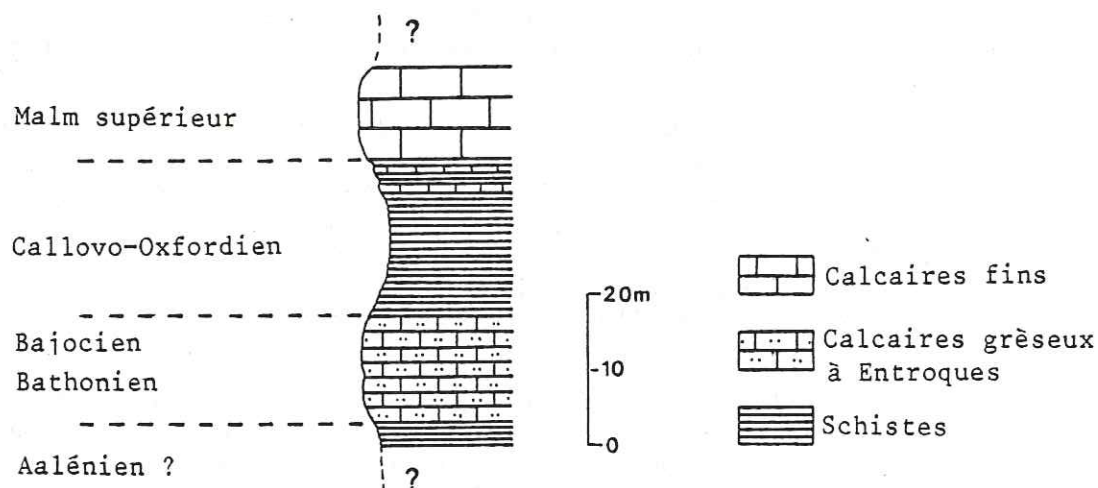


Fig. 15 : Reconstitution stratigraphique de l'unité de Roselend.

. du Dogger à faciès de calcaires gréseux à Entroques.

- . du Callovo-Oxfordien, représenté par des schistes noirs, contenant des chloritoïdes.
- . du Malm supérieur, représenté par des calcaires gris-clair à pâte fine et dont l'aspect est fréquemment rubanné.

Le passage entre le Dogger et le Callovo-Oxfordien se voit dans la coupe du col de Sur Frêtes au Vallon de la Gittaz (coupe d) : le passage du Callovo-Oxfordien au Malm supérieur apparaît dans la coupe du col du Joly à l'Aiguille de Roselette (coupe a).

L'épaisseur des schistes et des calcaires gréseux est difficilement appréciable en raison de la déformation qui affecte ces niveaux. Par contre, on peut évaluer à 10 ou 15m l'épaisseur des calcaires plus compacts attribués au Malm supérieur.

L'unité de Roselend apparaît donc comme un *complexe écaillé* dans lequel s'intercalent fréquemment des niveaux de cargneules ou des lambeaux de "Grès Singuliers". De ce fait, les successions lithologiques ne traduisent généralement pas la succession stratigraphique originelle.

B. LA SERIE DES UNITES DE ROSELETTE ET DU ROCHER DU VENT.

1°/- Introduction :

Chevauchant l'unité de Roselend, les unités de Roselette et du Rocher du Vent forment une bande large de 600m au maximum, qui s'étend du lac de Roselend jusqu'à l'Aiguille de Roselette. Elles comprennent du Sud vers le Nord : le Rocher du Vent, les Roches Merles, les Bancs, les Aiguilles de la Pénaz, les Roches Franches, la Tête de la Cicle et l'Aiguille de Roselette.

La base de l'unité de Roselette est matérialisée par une lame cristalline que l'on suit du flanc ouest du Rocher du Vent jusqu'à l'Aiguille de Roselette, où elle atteint 200m d'épaisseur. Cette lame cristalline disparaît dans le flanc sud du Rocher du Vent et il devient alors difficile de faire la distinction entre l'unité de Roselend et l'unité de Roselette.

Au Nord, sous la haute crête des Bancs, l'unité de Roselette se distingue de celle du Rocher du Vent grâce à des lambeaux de cristallin soulignant la base de cette dernière unité. Au Sud, la distinction est plus difficile à faire : ce sont des lentilles de calcaires dolomitisés et très mylonitisés qui permettent d'imaginer la présence d'un contact tectonique tangentiel à la base du Rocher du Vent (cf. fig. 4). Ce contact séparerait l'unité de Roselette de l'unité du Rocher du Vent.

En 1975, P. Antoine et P. Landry publient une coupe synthétique de la lithostratigraphie du Rocher du Vent. Pour ces auteurs, les niveaux schisteux, qu'ils ont pu dater un peu au Nord de la coupe, se rapporteraient au Jurassique supérieur (Oxfordien). Quant aux niveaux calcaires, ils appartiendraient au Lias (calcaires à Entroques), au Malm supérieur et au Nummulitique (calcaires à Nummulites de G. Mennessier, 1965).

En 1976, P. Landry met en évidence, sur la lame cristalline de la base de l'unité de Roselette, une série transgressive formée de calcaires biodétritiques à Entroques et à débris de Lamellibranches. Il rattache ces

calcaires au Jurassique moyen, ayant découvert une faune oxfordienne dans les schistes noirs qui les surmontent. Néanmoins, il considère comme aaléniens des schistes noirs situés en position interne dans la même unité.

Quant aux auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, ils interprètent comme "Néocomien possible" l'ensemble des schistes affleurant dans le massif des Roches Franches.

2°/- Etudes de quelques coupes :

a- Coupe du col de Sur Frêtes au Rocher du Vent (cf. fig. 16).

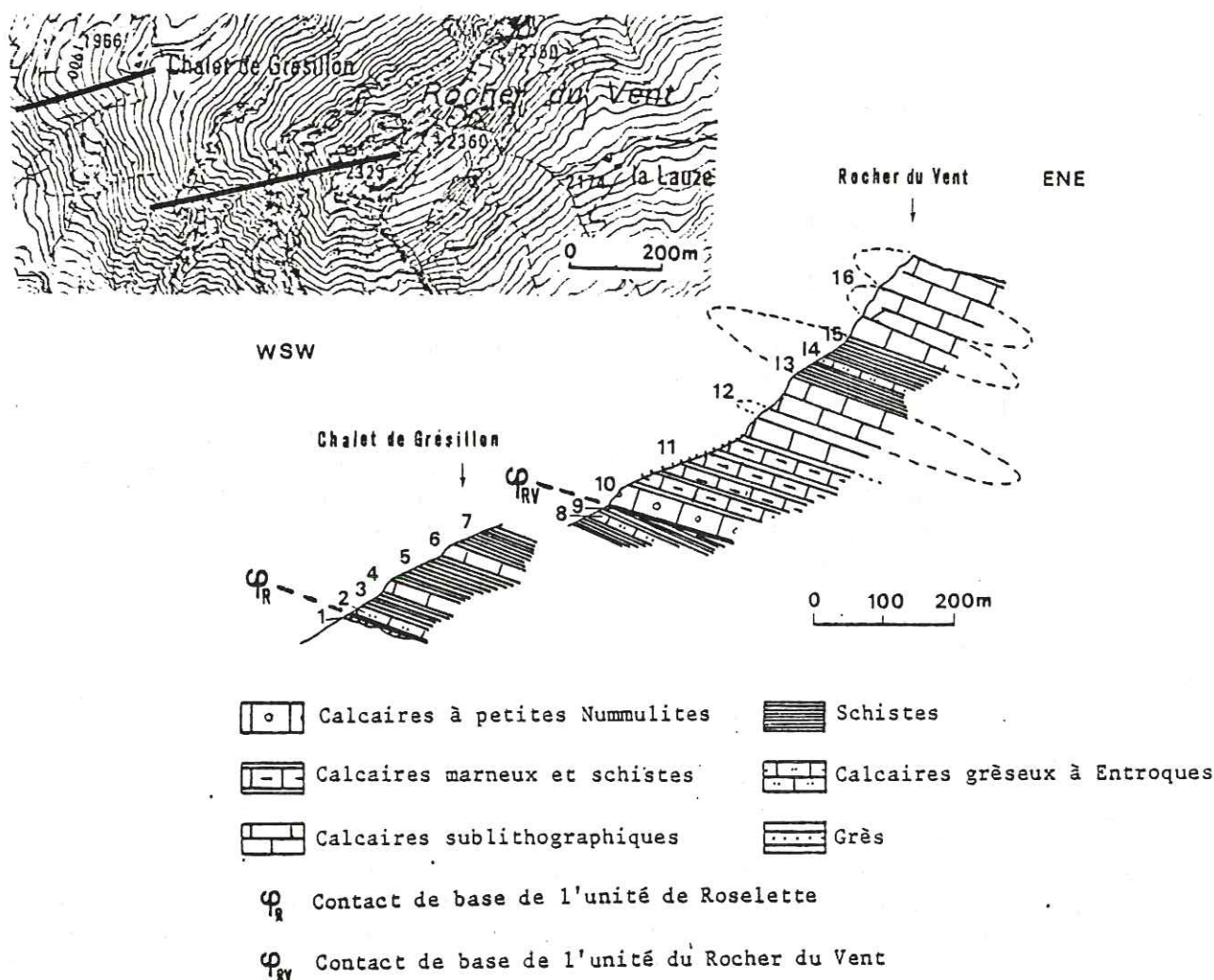


Fig. 16 : Coupe du col de Sur Frêtes au Rocher du Vent.

Cette coupe comprend deux parties. La première affleure le long de la montée du col de Sur Frêtes vers le chalet de Grésillon. On distingue de bas en haut :

1. des grès blancs apparaissant dans le chemin à 1850m d'altitude.
2. des calcaires sableux, à débit en plaquettes centimétriques.

3. des schistes silico-alumineux noirs contenant de petites intercalations calcaires, passant progressivement à :
4. des calcaires gris clair, formant un petit ressaut de 4m de haut.
5. des schistes silico-alumineux noirs.
6. des calcaires identiques au calcaires du niveau 4 formant un deuxième ressaut.

Le chalet de Grésillon est construit au sommet de ce ressaut. Pour effectuer la suite de la coupe, il faut se déplacer d'environ 150m vers le Sud où l'on observe :

7. des schistes silico-alumineux noirs.
8. un fin niveau de calcaires à Entroques.
9. des schistes silico-alumineux noirs.
10. des calcaires gris, plus ou moins gréseux, formant une falaise d'une trentaine de mètres de haut. A la surface des dalles situées au sommet de la falaise, on peut voir de nombreux grains de quartz, des Entroques et de rares Nummulites (6)
P. Landry a récolté dans ces calcaires :
Nummulites striatus ; *Nummulites incrassatus* ; *Nummulites cf garnieri* ; *Nummulites cf chavannesi* ou *bouillei* (?) ; *Nummulites fabianii* (?) ; *Operculines* ; *Heterostegines*. Cette microfaune indique un âge priabonien.
11. une lacune d'observation de 50m.
12. des calcaires gris clair, formant un double ressaut d'environ 100m de hauteur totale.
13. des schistes silico-alumineux noirs.
14. 2m de calcaires à Entroques.
15. des schistes silico-alumineux noirs.
16. des calcaires gris clair identiques aux niveaux 4, 6 et 12, formant la falaise du Rocher du Vent, haute de 150m. L'épaisseur importante de ces calcaires est due à des plis isoclinaux que l'on peut voir dans la face ouest du Rocher du Vent (cf. fig. 44).

. Commentaire de la coupe du Rocher du Vent.

On retrouve dans cette coupe des faciès déjà décrits dans l'unité de Roselend :

- les calcaires gréseux à Entroques (niveaux 8 et 14) attribués au Dogger.
- les schistes silico-alumineux noirs (niveaux 3, 5, 7, 13 et 15) pouvant inclure de rares intercalations calcaires. Il est à remarquer que ces schistes affleurent largement dans les unités de Roselette et du Rocher du Vent. Dans le flanc ouest du Rocher du Vent, au-dessus de la lame cristalline de la base de l'unité, P. Landry (1976) a récolté *Peltoceras* (*Parawedekindia*) sp. (Schind.), et sous les Roches Merles : *Passendorfenia bismendorfensis* (Moesch) de l'Oxfordien. De plus, au Nord du torrent de la Gittaz, au-dessus de la ruine de la Vénietà, nous avons également trouvé des fragments d'Ammonites, malheureusement indéterminables.
- des calcaires gris clair (niveaux 4, 6, 12, 16), à pâte fine représentant le Malm supérieur. Souvent affectés par des plis isoclinaux, ils forment de nombreux ressauts dans l'unité. Quelques Belemnites tronçonnées, indéterminables, sont visibles à la surface de certains bancs.

Un terme nouveau apparaît avec les calcaires nummulitiques. Ceux-

ci, découverts en 1965 par G. Mennessier, sont les seuls niveaux nummulitiques connus avec certitude dans la région*.

b- Coupes effectuées au Nord du torrent de la Gittaz et en rive gauche du torrent de la Cicle (fig. 17).

Ces coupes concernent la série sédimentaire qui vient immédiatement sur le cristallin de la base de l'unité de Roselette.

Coupe A.

Effectuée dans le torrent de la Gittaz, elle montre de bas en haut :

1. le cristallin de base de l'unité.
2. 2m de calcaires à débris d'Echinodermes. Le contact entre ces calcaires et le cristallin n'est pas visible.
3. 1,50m de schistes noirs fissiles, faisant faiblement effervescence à l'acide.
4. 3m de calcaires gris contenant de nombreux silex dans lesquels on peut voir des tubes de vers. Ces calcaires à silex reposent en contact tectonique sur les schistes noirs.
5. 12m de calcaires en plaquettes de couleur gris clair.

Dans cette coupe, les calcaires à débris d'Echinodermes pourraient être rapportés au Dogger, les schistes noirs au Callovo-Oxfordien et les calcaires en plaquettes au Malm supérieur. Un terme nouveau apparaît donc avec les calcaires à silex.

En rive droite du torrent de la Gittaz, les niveaux 2 et 3 n'existent plus et les calcaires à silex sont écrasés et viennent en contact anormal sur le cristallin. Un peu plus au Nord, sous le chalet de la Vénietà, c'est le Malm qui vient directement sur le cristallin.

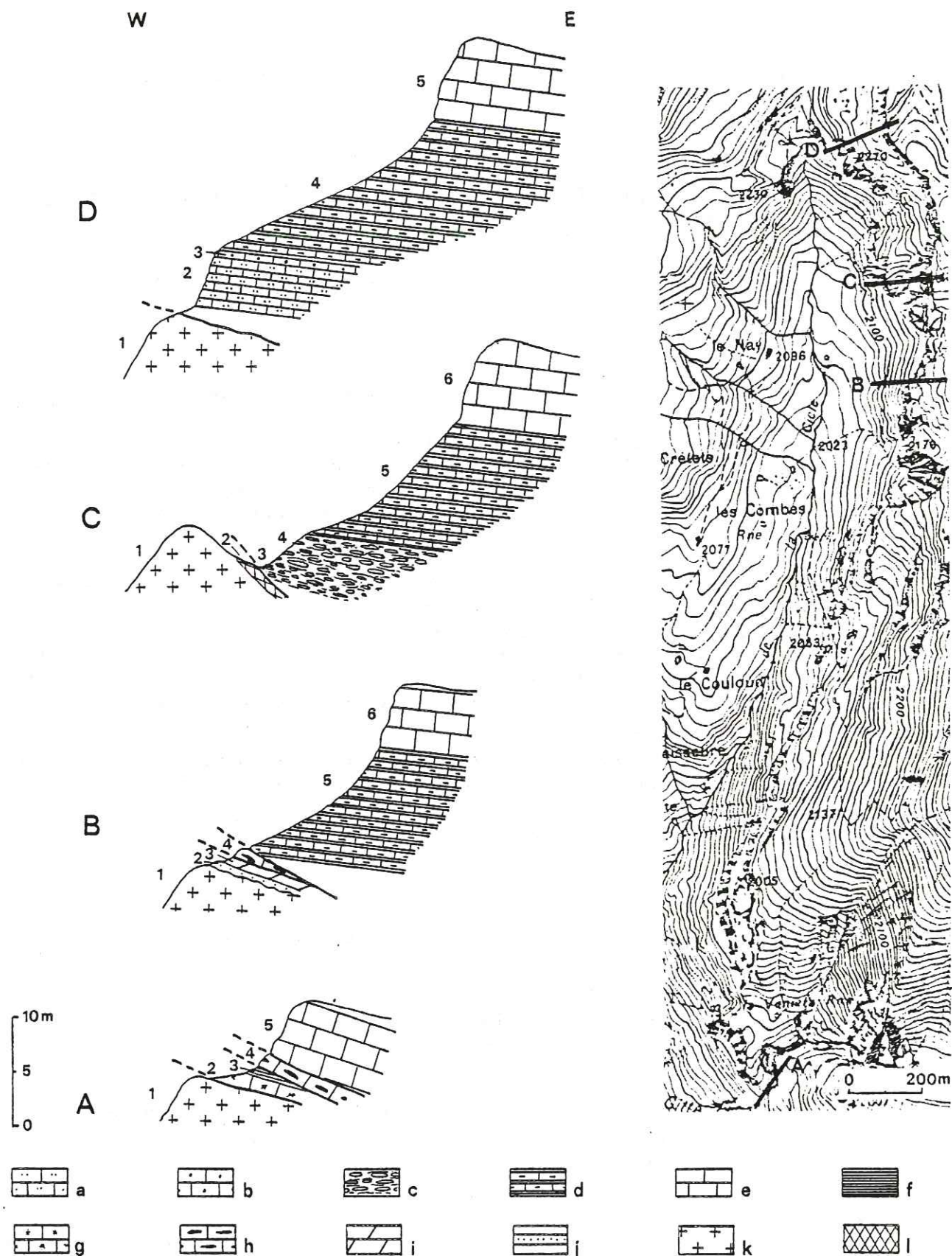
Coupe B.

Coupe effectuée à environ 1 km au Nord de la précédente, un peu au Nord-Est de la ruine des Combes. On distingue de bas en haut :

1. le cristallin de la base de l'unité.
2. 1m de grès permo-triasiques laminés.
3. 2m de dolomies de couleur jaune-pâle, écrasées.
4. 2m de calcaires à silex, sans doute en contact tectonique sur les dolomies.
5. 30m de schistes et calcaires marneux, à patine argentée, d'aspect rubanné, passant progressivement à :
6. des calcaires gris-clair, formant falaise.

* Remarque.

Cependant, au col du Pré, avec C. Eltchaninoff (1980), nous avons trouvé deux Nummulites. L'une, déterminée par A. Blondeau est : *Nummulites garnieri* De La Harpe. Malheureusement, ces Nummulites proviennent d'un bloc de calcaire à lits de quartz éboulé, situé sous un ressaut de calcaires à lits de quartz et à débit en plaquettes dans lequel nous n'avons pas pu trouver d'autres Nummulites. Cette découverte permet de penser que le Nummulitique pourrait avoir une extension plus importante que celle qui lui est actuellement connue. On peut se demander, en particulier, si certains calcaires gréseux attribués au Dogger n'appartiennent pas en réalité au Nummulitique.



Légende : a: Calcaires gréseux ; b: Calcaires biodétritiques ; c: conglomérats ; d: Calcaires et schistes marneux ; e: Calcaires sublithographiques, f: Schistes silico-alumineux ; g: Calcaires à Entroques ; h: Calcaires à silex ; i: Dolomies ; j: Grès ; k: Cristallin de la base de l'unité de Roselette ; l: mylonites.

Fig. 17 : Coupes en rive gauche du vallon de la Cicle.

Dans cette coupe, le niveau 6 représenterait le Malm supérieur et le niveau 5, la série marno-calcaire attribuée au Crétacé dans la coupe du Rocher du Vent. On retrouve les calcaires à silex, mais dans une position différente de celle qu'ils occupent dans la coupe A, puisqu'ils sont séparés des calcaires du Malm supérieur par la série marno-calcaire attribuée au Crétacé.

Coupe C.

Coupe effectuée à 150m au Nord de la précédente. On voit de bas en haut :

1. le cristallin de la base de l'unité de Roselette.
2. 2m de mylonites cristallines.
3. 2m de conglomérats monogéniques à patine rousse, à galets de calcaire noir, de tailles centimétriques. Leur matrice est formée par des schistes noirs peu calcaires.
4. 3m de conglomérats dont les galets, de calcaire noir, atteignent 30cm de longueur. La matrice est toujours formée par des schistes noirs peu calcaires. Ces conglomérats montrent de nombreuses figures de courant (cf. photo n° 4). Ils contiennent de très rares rostrs de Belemnites.
5. 30m de schistes et de calcaires marneux alternant en petits bancs de quelques centimètres d'épaisseur (cf. photo n° 5). Ils sont identiques à ceux du niveau 5 de la coupe B, attribués au Crétacé inférieur. Ils passent progressivement à :
6. des calcaires plaquetés gris-clair formant falaise, attribués au Malm supérieur.

Coupe D.

Coupe effectuée à 100m de la précédente vers le Nord et à 200m au Sud du col de la Cicle. De bas en haut nous avons :

1. le cristallin de la base de l'unité.
2. 10m de calcaires gréseux, à patine ocre et à débit en plaquettes régulières.
3. 3,50m de calcaires biodétritiques. En lame mince, ces calcaires présentent l'aspect d'une biopelsparite dans laquelle on peut voir (7) :
des *Miliolidés*, des *Lituolidés*, des *Lenticulines*, des *Trocholi-*
nes, des débris de *Lamellibranches*, de *Brachiopodes*, de rostrs
de *Belemnites* et des débris d'*Echinodermes*. La découverte d'un
Orbitolinidé (cf. photo n° 6) permet d'attribuer un âge Créta-
cé inférieur à ces calcaires biodétritiques. En outre, de nom-
breux Bryozoaires sont visibles en plaque mince. B. Walter a
bien voulu déterminer ceux-ci : l'un d'entre eux pourrait être
Heteropora arborea (?), espèce connue du Valanginien au Barré-
mien et un autre : *Diplocava* (?), genre caractéristique du Néoco-
mien.
4. 30m de schistes et calcaires marneux, argentés, attribués au Crétacé inférieur.
5. des calcaires gris-clairs, formant falaise, attribués au Malm supérieur.

En se dirigeant vers le col de la Cicle, les calcaires gréseux (niveau 2) disparaissent progressivement, tectoniquement rabotés à la base ; les calcaires biodétritiques (niveau 3) venant reposer sur le cristallin de la base de l'unité.

Plusieurs remarques peuvent être faites à partir de ces coupes :

- Le contact entre la série sédimentaire de l'unité de Roselette et la lame cristalline ou le permo-trias (coupe B [2, 3]) qui est à sa base est toujours tectonique. Pour chaque coupe, c'est un terme nouveau qui vient au-dessus du cristallin. La lame cristalline apparaît donc comme arrachée et entraînée lors de la mise en place de l'unité et non comme une lame cristalline continue supportant sa propre couverture sédimentaire.

- La série représentée par les niveaux 5, coupe A, 5 et 6 coupe B, 3, 4, 5, 6 coupe C et 2, 3, 4, 5 et 6 coupe D est une série inverse comprenant du Malm supérieur passant à du Crétacé inférieur. Celui-ci débute par de fines alternances de calcaires et de schistes et se poursuit soit par des conglomérats (coupe C), soit par des calcaires biodétritiques (coupe D) datés du Barrémo-Aptien. Le passage latéral entre ces deux faciès est très rapide.

Les calcaires gréseux en plaquettes (niveau 2, coupe D) pourraient représenter le Nummulitique. En effet, les calcaires nummulitiques connus au-dessus du lac de Roselend possèdent un faciès assez proche de ceux-ci.

- Reste le problème des calcaires à silex : il peut s'agir de lambeaux arrachés au tégument du cristallin. Dans ce cas, ils pourraient représenter le Rhétien, souvent siliceux dans la région, ou bien la base du Lias.

Au Nord du torrent de la Gittaz, la base de l'unité de Roselette serait donc constituée par une lame cristalline sur laquelle viendrait une écaille sédimentaire comprenant du Dogger, du Callovo-Oxfordien et peut-être du Lias inférieur ou du Rhétien. Cette série serait elle-même surmontée par une série inverse dont les termes les plus récents pourraient appartenir au Nummulitique.

3°/- Conclusions :

Réalisée à partir des coupes effectuées dans les unités de Roselette et du Rocher du Vent, la colonne (cf. fig. 18) représente une interprétation de la suite lithostratigraphique de l'unité. En raison du manque de datation, la position de certains niveaux reste hypothétique. C'est le cas en particulier des calcaires à silex.

Selon cette colonne, les unités de Roselette et du Rocher du Vent comprendraient :

- . du Rhétien ou du Lias inférieur, représenté par des calcaires à silex.

- . du Dogger, représenté par des calcaires gréseux contenant quelques niveaux de calcaires à Entroques.

- . du Callovo-Oxfordien, daté. Il possède un faciès de schistes silico-alumineux noirs incluant parfois de petits bancs de calcaires sombres.

- . du Malm supérieur, représenté par des calcaires en plaquettes, à pâte fine, de couleur gris-clair. L'épaisseur de ce faciès est d'environ 12m.

- . du Crétacé inférieur débutant par 30m de schistes et de calcaires marneux à patine argentée. La série se continuerait par quelques mètres de calcaires biodétritiques et microconglomératiques, à faciès côtier, passant latéralement à des calcaires conglomératiques.

- . du Nummulitique, représenté par des calcaires gréseux à petites Nummulites.

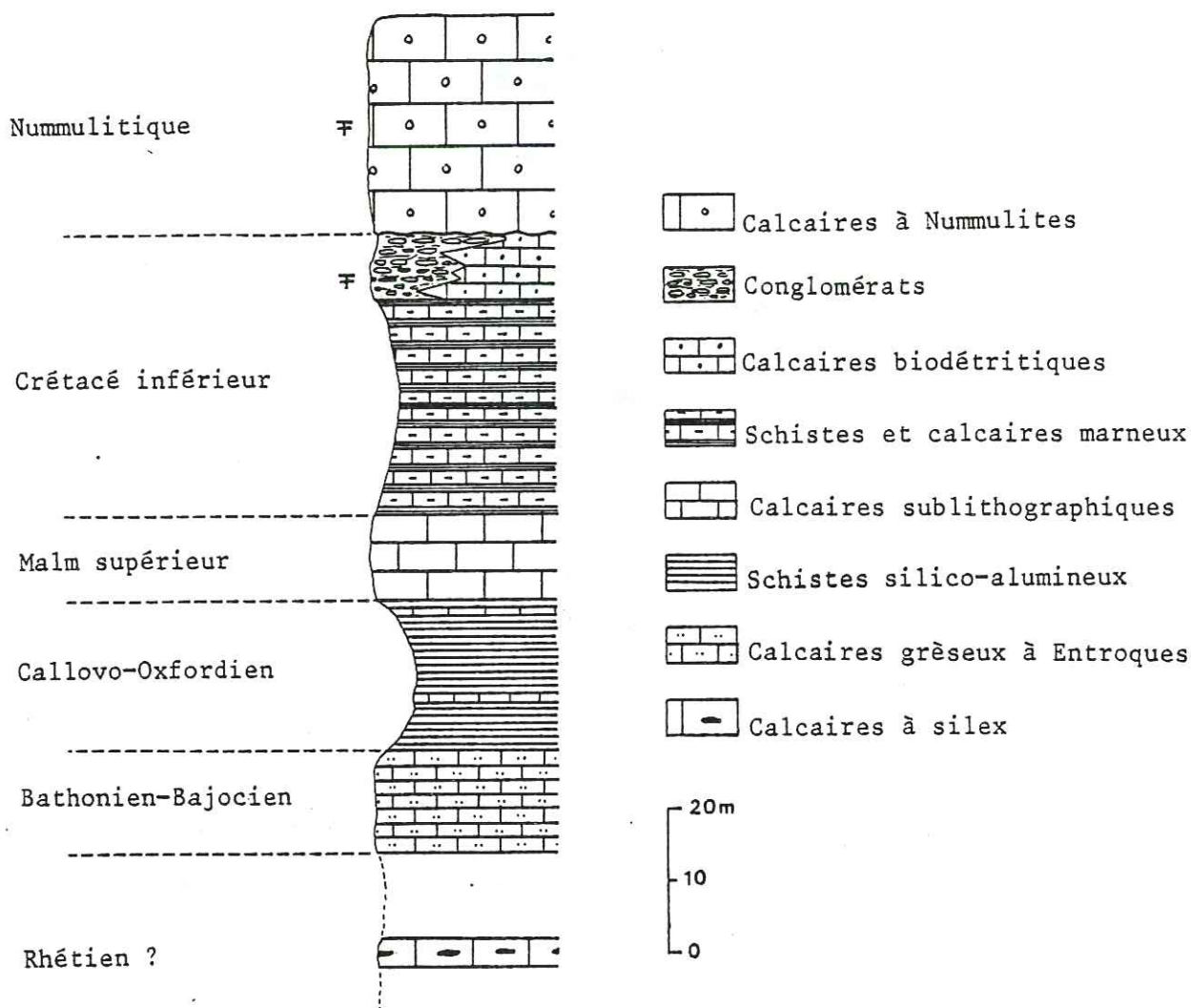


Fig. 18 : Reconstitution stratigraphique des unités de Roselette et du Rocher du Vent.

C. LA SERIE DE L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES.

1°/- Introduction :

L'unité de la Crête des Gittes est la plus orientale des unités de la nappe de Roselette. Sa limite externe, jalonnée de dolomies capucins et de minces lambeaux de cristallin se suit assez bien à partir des chalets du Plan de la Lai jusqu'au col de la Sauce. A l'Est, elle est chevauchée par la Zone des Brèches de Tarentaise.

2°/- Description des faciès :

Un peu au Sud du terrain étudié, en rive gauche du Doron, près des chalets de la Grande Berge, P. Landry (1976) décrit une coupe débutant par une dizaine de mètres de calcaires à Entroques (fig. 19). Ceux-ci, situés à

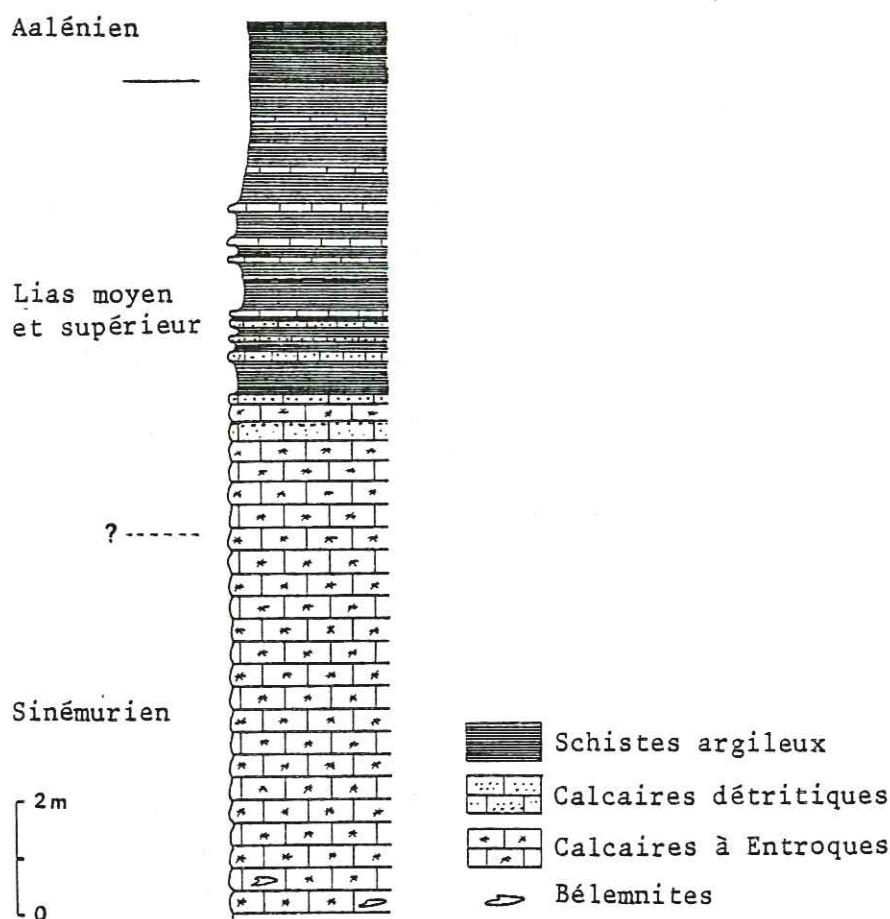


Fig. 19 : Coupe dans le Lias de l'unité de la Crête des Gittes, d'après P. Landry (1976).

la base de l'unité, sont surmontés par une fine alternance de calcaires plus ou moins détritiques et de schistes. La série se poursuit ensuite par des schistes silico-alumineux noirs.

Dans les calcaires à Entroques, H. Schoeller (1930) a trouvé une Ammonite : *Arietites* sp., du Sinémurien. L'attribution des schistes silico-alumineux noirs à l'Aalénien, suggérée par la présence de Sinémurien à la base de l'unité est confirmée par la découverte faite par P. Landry (1976) d'une Ammonite de l'Aalénien : *Graphoceras limitatum* Buck., dans un faciès analogue affleurant dans la Pointe de Riondet, au Sud du lac de Saint Guérin.

Dans le secteur étudié, entre les chalets du Plan de la Lai et le col de la Sauce, seuls les schistes noirs silico-alumineux affleurent. Ils ne contiennent jamais d'intercalations calcaires.

Plus au Nord, dans la Crête des Gittes, les schistes silico-alumineux font place à des calcaires sableux à débit en plaquettes centimétriques. Une Ammonite, *Nannolytoceras* sp. (?), récoltée dans de tels calcaires sous le refuge du col de la Croix du Bonhomme (cf. C. Eltchaninoff, 1980), est en faveur d'une attribution de ce faciès au Bajocien.

3°/- Conclusions :

Dans l'unité de la Crête des Gittes, seraient représentés le Sinémurien, le Lias moyen, l'Aalénien et le Bajocien (cf. fig. 20).

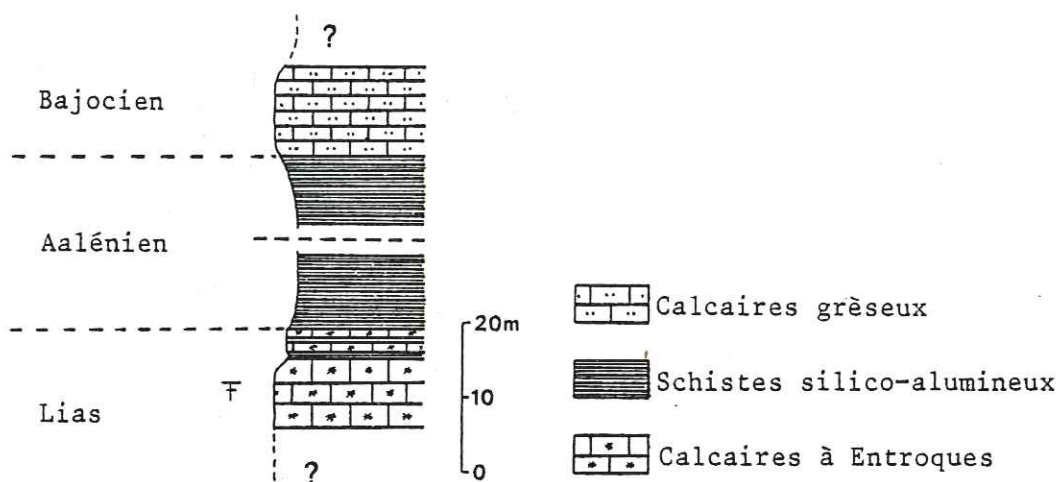


Fig. 20 : Reconstitution de la stratigraphie de l'unité de la Crête des Gittes.

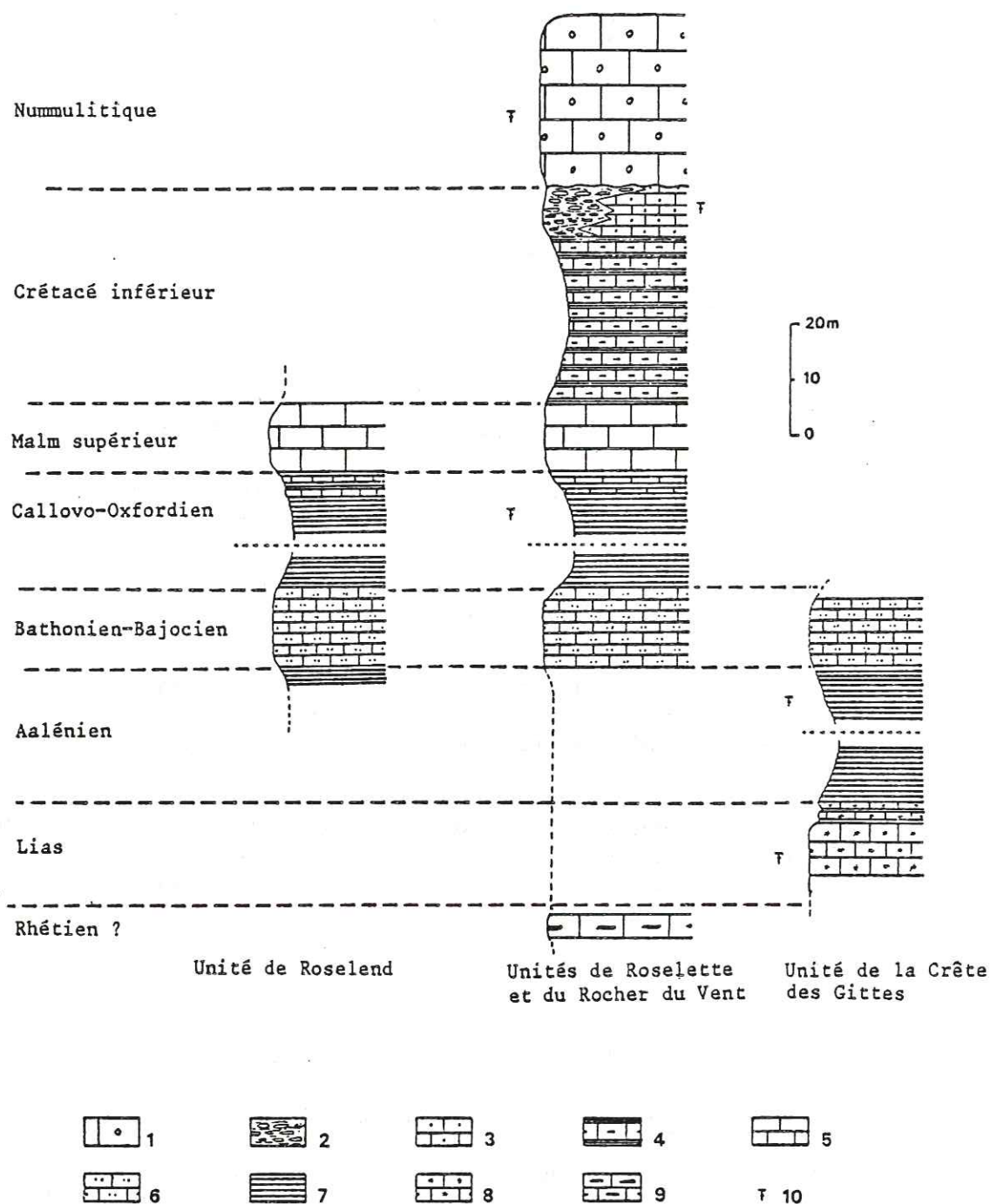
L'absence du Lias et de l'Aalénien dans les unités de Roselend, de Roselette et du Rocher du Vent n'impliquent pas que ces unités proviennent de domaines paléogéographiques différents du celui de l'unité de la Crête des Gittes.

En effet, ces étages peuvent avoir disparu tectoniquement de ces unités à la suite d'une diverticulation. Ou bien n'ai-je pu les caractériser ; ils ont alors été confondus respectivement avec les calcaires à Entroques du Jurassique moyen et avec les schistes silico-alumineux du Callovo-Oxfordien.

D. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOGEOGRAPHIE.

1°/- Conclusions stratigraphiques :

L'étude de plusieurs coupes dans chacune des unités de la nappe de Roselette permet d'obtenir une reconstitution assez complète de la succession stratigraphique (cf. fig. 21). Dans cette succession, peu d'étages ont pu être caractérisés : le Sinémurien et l'Oxfordien ont été datés grâce à de rares Ammonites, le Priabonien grâce à la présence de petites Nummulites, enfin le Crétacé inférieur a été mis en évidence par la découverte d'un Orbitolinidé. L'âge de tous les autres faciès, azoïques, a été déduit à la fois de la comparaison avec des faciès analogues datés dans la région et de la superposition des séries à l'intérieur des unités. C'est le cas, en particulier du Malm supérieur, connu dans la région avec le même faciès de calcaires fins, contenant des Calpionnelles et de l'Aalénien, représenté par des schistes siliceux dans lesquels a été trouvée une Ammonite au Sud du lac de Roselend. Cependant, en raison de l'absence de faune et en raison des conditions tectoniques, l'attribution des calcaires à silex au Rhétien reste hypothétique.



Légende : 1: Calcaires à Nummulites ; 2: Conglomérats ; 3: calcaires biodétritiques ; 4: Schistes et calcaires marneux ; 5: Calcaires sublithographiques ; 6: Calcaires gréseux ; 7: Schistes silico-alumineux ; 8: Calcaires à Entroques ; 9: Calcaires à silex ; 10: Fossiles.

Fig. 21 : Colonnes stratigraphiques synthétiques de la nappe de Roselette.

2°/- Reconstitution paléogéographique :

. Le Rhétien, ou la base du Lias, serait représenté par des calcaires fins, à tubes de vers, contenant de nombreux silex. La présence de tubes de vers semble indiquer une sédimentation de très faible profondeur.

. Au Sinémurien, puis au Lias moyen et supérieur, le dépôt de calcaires néritiques, contenant des Entroques en grande quantité indique probablement un domaine de plateforme.

. Le bassin connaît un approfondissement avec une ambiance de mer ouverte à l'Aalénien, comme en témoignent les schistes siliceux, correspondant à une sédimentation pélagique.

. Les faciès plus détritiques du Bajocien et du Bathonien, représentés par des calcaires gréseux à Entroques, semblent être liés à un milieu de sédimentation un peu moins profond.

. Le Callovo-Oxfordien connaît un nouvel enfouissement du bassin et ce sont, comme à l'Aalénien, des schistes siliceux qui se déposent.

. Le Malm supérieur est marqué par des dépôts de calcaires pélagiques peu épais (15 à 20m).

. A la série marno-calcaire, toujours pélagique, attribuée au Crétacé inférieur succède une sédimentation côtière qui se manifeste par le dépôt de quelques mètres de calcaires biodétritiques microconglomératiques passant latéralement très rapidement à des conglomérats.

. Enfin, après un épisode d'érosion sans doute important, le Crétacé supérieur et une partie du Crétacé inférieur ayant disparu, la mer priabonienne s'installe et donne lieu aux dépôts de plateforme que sont les calcaires gréseux à Entroques et à petites Nummulites.

L'épaisseur originelle des terrains sédimentaires de la nappe de Roselette est difficile à évaluer en raison des écaillages et des plissements qui les ont affectés lors de l'orogénèse alpine. Toutefois, il semble que leur épaisseur totale était relativement faible, ne dépassant pas 500m.

Ainsi, les terrains, peu épais, de la nappe de Roselette proviendraient d'un bassin à sédimentation pélagique durant le Jurassique moyen et supérieur et durant le début du Crétacé inférieur.

V. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES GENERALES.

1°/- Rappel des données stratigraphiques et paléogéographiques des grands ensembles structuraux :

a- Les unités dauphinoises.

Elles sont représentées dans le secteur étudié par le massif cristallin de Belledonne et sa série tégumentaire et par sa couverture décollée. Cette dernière comprend des terrains allant du Trias à l'Aalénien. Dans la région étudiée, c'est-à-dire en rive gauche de la vallée de l'Arly, la série ne monte pas plus haut que le Jurassique inférieur. Celui-ci, assez épais (entre 500 et 1000m de sédiments) comprend des terrains marno-calcaires

(Lias) et schisteux (Aalénien). En rive droite de la vallée de l'Arly, la série se complète (cf. J. Rosset, 1954 et S. Rivano, 1978) et l'on a sensiblement le même type de sédimentation durant le Jurassique supérieur et la base du Crétacé inférieur, ce dernier atteignant une puissance de 1000m environ. La région connaît donc, pendant le Jurassique et la base du Crétacé inférieur, une sédimentation compréhensive traduisant l'existence d'un bassin de sédimentation subsident, que l'on appelle classiquement le "bassin dauphinois".

L'évolution de ce bassin semble se terminer avec l'Urgonien (S. Rivano, 1978). Le Crétacé supérieur est marqué d'abord par une sédimentation peu profonde évoluant ensuite vers une sédimentation de milieu pélagique franc. La région reste ensuite émergée depuis la fin du Crétacé supérieur jusqu'à la transgression nummulitique. L'érosion correspondant à cette émergence peut atteindre le sommet du Crétacé inférieur.

La paléogéographie des unités dauphinoises se caractérise donc par l'existence d'un bassin subsident au Jurassique et au Crétacé inférieur.

b- L'unité du Mont-Blanc.

La couverture sédimentaire du massif du Mont-Blanc, dont l'épaisseur ne dépasse pas 50m, comprend :

- du Trias, constitué de dolomies, de calcaires spathiques noirs et de quartzites attribués au Rhétien ;
- de l'Hettangien représenté par des calcaires à Lamellibranches ;
- des calcaires contenant des Ammonites datées du Sinémurien affleurant sous le Rocher du Bonhomme et au col du Bonhomme (C. Eltchaninoff, 1980) ;
- "biseautant" tous ces terrains, viennent les "Grès Singuliers" deltaïques, dont l'âge est probablement le Lias moyen.

c- La nappe de Roselette.

Les terrains représentés dans les différentes unités de la nappe de Roselette sont : le Jurassique inférieur, très peu présent, le Jurassique supérieur, essentiellement pélagique. Du fait de nombreux replis il affleure largement. Le Crétacé inférieur est réduit et ne dépasse pas une trentaine de mètres bien que la sédimentation semble continue jusqu'au Barrémo-Aptien. Le Crétacé supérieur serait absent de cette série et les calcaires Nummulitiques reposent en transgression sur le Crétacé inférieur.

L'incertitude quant à l'âge des calcaires à silex ne permet pas de tenir compte de cette formation dans une reconstitution paléogéographique.

Le territoire d'origine de la nappe de Roselette était donc, durant le Jurassique, un bassin à sédimentation pélagique relativement réduite.

2°/- Comparaison des séries des trois ensembles structuraux :

a- Comparaison des séries des unités dauphinoises et de la nappe de Roselette.

Si l'on compare les terrains de la nappe de Roselette à ceux des unités dauphinoises, en se basant sur l'étude de S. Rivano (1978) concernant le secteur des Aravis, l'on voit que :

- le Callovo-Oxfordien est plus siliceux dans la nappe de Roselette ;
- l'épaisseur de la barre calcaire du Malm supérieur (Tithonique) ne dépasse pas 20m dans la nappe de Roselette, alors qu'elle peut atteindre 150m dans la chaîne des Aravis. Ces calcaires sublithographiques contiennent des brèches intraformationnelles dans le secteur des Aravis, alors qu'il n'y en a pas dans la nappe de Roselette ;
- l'érosion ante-nummulitique atteint la base du Crétacé inférieur dans la nappe de Roselette. Dans le secteur des Aravis, elle atteint au maximum le sommet du Crétacé inférieur ;
- le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur sont représentés par 500m de sédiments au maximum dans la nappe de Roselette et plus de 1500m dans les unités dauphinoises.
- Enfin, dans la nappe de Roselette, le Crétacé inférieur comprend des calcaires microconglomératiques biodétritiques absents de la couverture dauphinoise.

Cette comparaison fait donc ressortir un certain nombre de différences entre les sédiments des unités dauphinoises et ceux de la nappe de Roselette. D'une façon générale, les terrains de cette dernière sont nettement moins épais et semblent plus pélagiques que ceux des unités dauphinoises.

b- Comparaison de la série de l'unité du Mont-Blanc et des séries des unités dauphinoises et de la nappe de Roselette.

C'est au Jurassique que la couverture autochtone du Mont-Blanc se distingue des séries des unités dauphinoises et de la nappe de Roselette (C. Eltchaninoff, 1980) : après le Sinémurien, le massif du Mont-Blanc connaît une période d'émersion à laquelle correspond une érosion atteignant les dolomies triasiques. Puis, dès le Lias moyen, arrive la transgression des Grès Singuliers, deltaïques.

Dans le domaine dauphinois et dans la nappe de Roselette, il n'y a pas eu d'émersion entre le Lias inférieur et le Lias moyen. D'autre part, dans ces deux domaines, le Lias moyen est marqué par des apports terrigènes (fig. 10 et 21) beaucoup moins importants (car plus distaux) que ceux ayant fournis les grès conglomératiques de la couverture autochtone du Mont-Blanc.

Le massif du Mont-Blanc a donc joué en haut fond au cours du Jurassique inférieur, ce qui n'est le cas ni de la partie dauphinoise étudiée ni du domaine d'origine de la nappe de Roselette.

La présence de la partie sud-est de la nappe de Roselette en arrière du massif du Mont Blanc indique que le domaine d'origine de cette nappe était ultra-Mont-Blanc.

Ces observations permettent de proposer une paléogéographie de la région étudiée au Jurassique inférieur. A cette époque existaient trois domaines qui sont d'Ouest en Est :

- le bassin dauphinois, à sédimentation subsidente, ayant pour substratum le massif de Belledonne ;
- le haut-fond du Mont-Blanc. Les Grès Singuliers, attribués au Lias moyen correspondent au terme connu le plus récent de ce domaine ;
- le domaine d'origine de la nappe de Roselette. C'est probablement un bassin dont la sédimentation ressemble à celle du bassin dauphinois mais avec des caractères plus pélagiques.

Après le Jurassique, le domaine d'origine de la nappe de Roselette se singularise du bassin dauphinois par l'apparition au Crétacé inférieur de calcaires biodétritiques de faible profondeur lesquels pourraient être en partie d'âge équivalent aux calcaires récifaux urgoniens du massif des Bornes.

3ÈME PARTIE

ANALYSE TECTONIQUE DES UNITES STRUCTURALES

I. LES UNITES DAUPHINOISES. (fig. 22 et Pl. II).

A. LE SOCLE CRISTALLIN DE BELLEDONNE.

La terminaison septentrionale du massif de Belledonne comprend :

. Le rameau externe, lithologiquement assez homogène, apparemment peu fracturé, formant un vaste bombement entre les vallées du Dorinet et de l'Arly.

. Le rameau interne, formé par une mosaïque de compartiments de lithologie différente, limités par de grands accidents longitudinaux orientés NO° à N40°. Parmi ceux-ci, l'accident médian est le plus connu.

Je n'envisagerai pas ici les structures hercyniennes du Nord du massif de Belledonne, analysées par C. Bordet (1961), F. Carme (1970, 1971 et 1973) et Y. Gros (1973). Par contre, je décrirai dans ses grands traits la déformation alpine du socle hercynien, dans la mesure où elle est liée à la déformation de la couverture sédimentaire.

1°/- Bref rappel historique :

- Pour C. Bordet (1961), l'orogénèse alpine se serait essentiellement exprimée par le jeu vertical ou latéral d'accidents hercyniens limitant des éléments de socle, ou "claveaux" de différentes natures.

- Y. Gros (1973) a étudié le rameau interne du massif de Belledonne dans le Sud du Beaufortain, en s'attachant surtout à décrire les déformations hercyniennes. Cependant, il rend l'orogénèse alpine responsable :

. du jeu décrochant de certaines grandes fractures ("synclinal" médian, "synclinal" de Chamonix, accident du Sallestet) ;

. du déversement vers l'Est de fractures hercyniennes préexistantes et de la création d'un réseau de fractures conjuguées orientées N40 et N140°, déversées vers l'Est ;

. de bombements à grand rayon de courbure qui affectent en particulier le massif du Rocher des Enclaves et la terminaison nord du rameau externe.

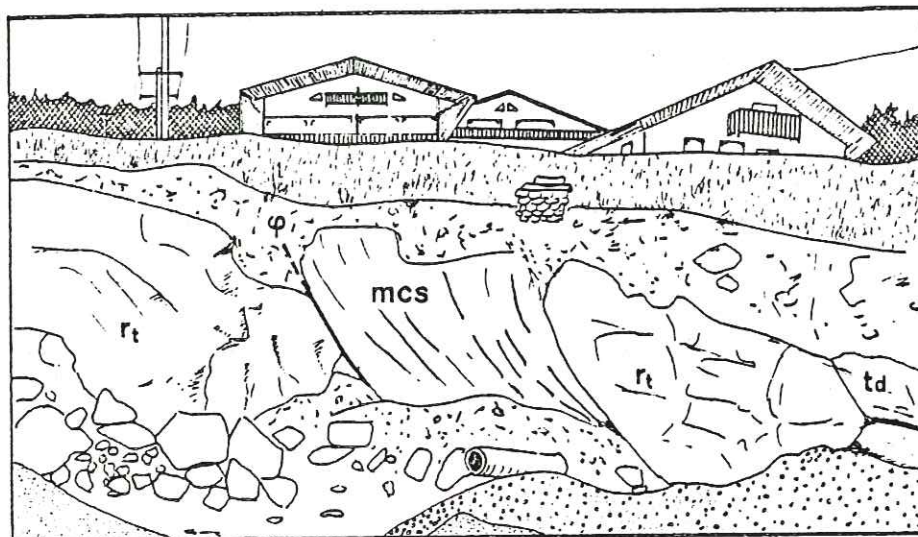
- Récemment, G. Ménard (1979) a consacré sa thèse à l'étude des déformations du socle dans les Alpes externes. Pour cet auteur, le socle des massifs cristallins externes est affecté par une tectonique alpine essentiellement tangentielle. A partir de données géophysiques, il envisage en effet un écaillage de la croûte continentale, les plans de chevauchement empruntant, dans leur partie frontale, des accidents préexistants ayant des orientations favorables (N20° à N40°, pentés vers l'Est). Il considère la déformation de la couverture comme une conséquence de la déformation du socle.

2°/- Les structures alpines du massif de Belledonne :

a- Dans le rameau externe.

Au col des Saisies, dans le talus est de la route allant vers

Flumet, on observe une faille inverse d'orientation approximative N30° et de pendage 50° vers l'Est, qui met en contact des grès du Permo-Trias et un ensemble formé par des micaschistes surmontés d'un tégument permo-triasique (grès) et triasique (dolomies) (fig. 23).



td: Trias (dolomies), rt: Permo-Trias (grès) ; mcs: micaschistes.

Fig. 23 : Talus est de la route, au col des Saisies.

Cet accident, probablement de faible importance, est un témoin de la tectonique tangentielle dans le rameau externe du massif de Belledonne.

b- Dans le rameau interne.

α. Les écailles du rameau interne :

- . L'écaille de la forêt du Revers - Montagne d'Outray (rive gauche du Dorinet) (fig. 24) :

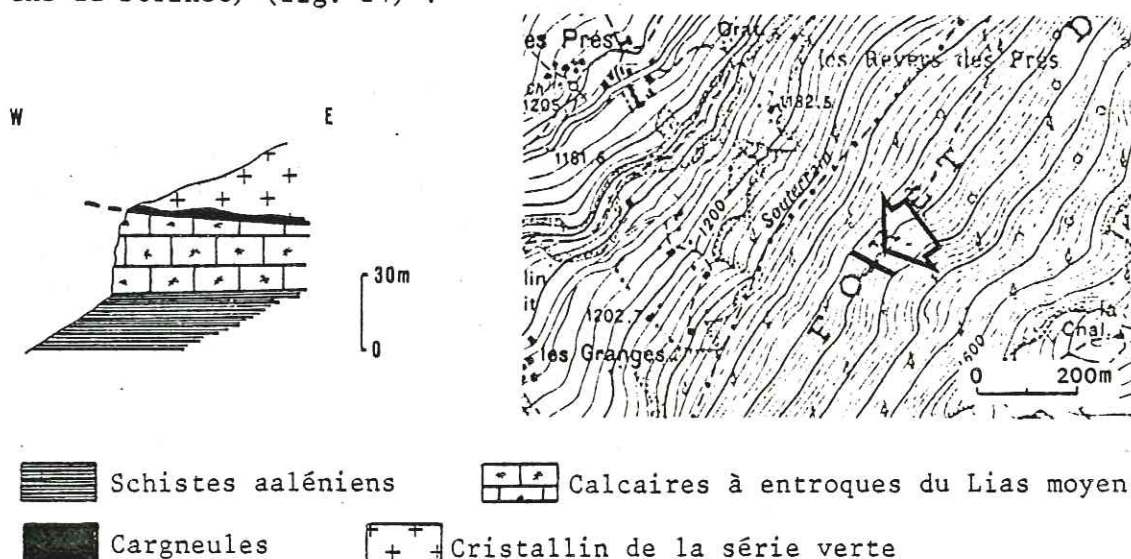


Fig. 24 : Le chevauchement de la série verte dans la forêt du Revers.

Cette écaïlle, constituée par la "série verte", repose, à l'en-
droit de cette coupe selon un contact subhorizontal sur la couverture dauphi-
noise.

Une coupe effectuée plus au Sud par C. Bordet dans le flanc nord-
ouest de la Montagne d'Outray montre le même dispositif (fig. 25).

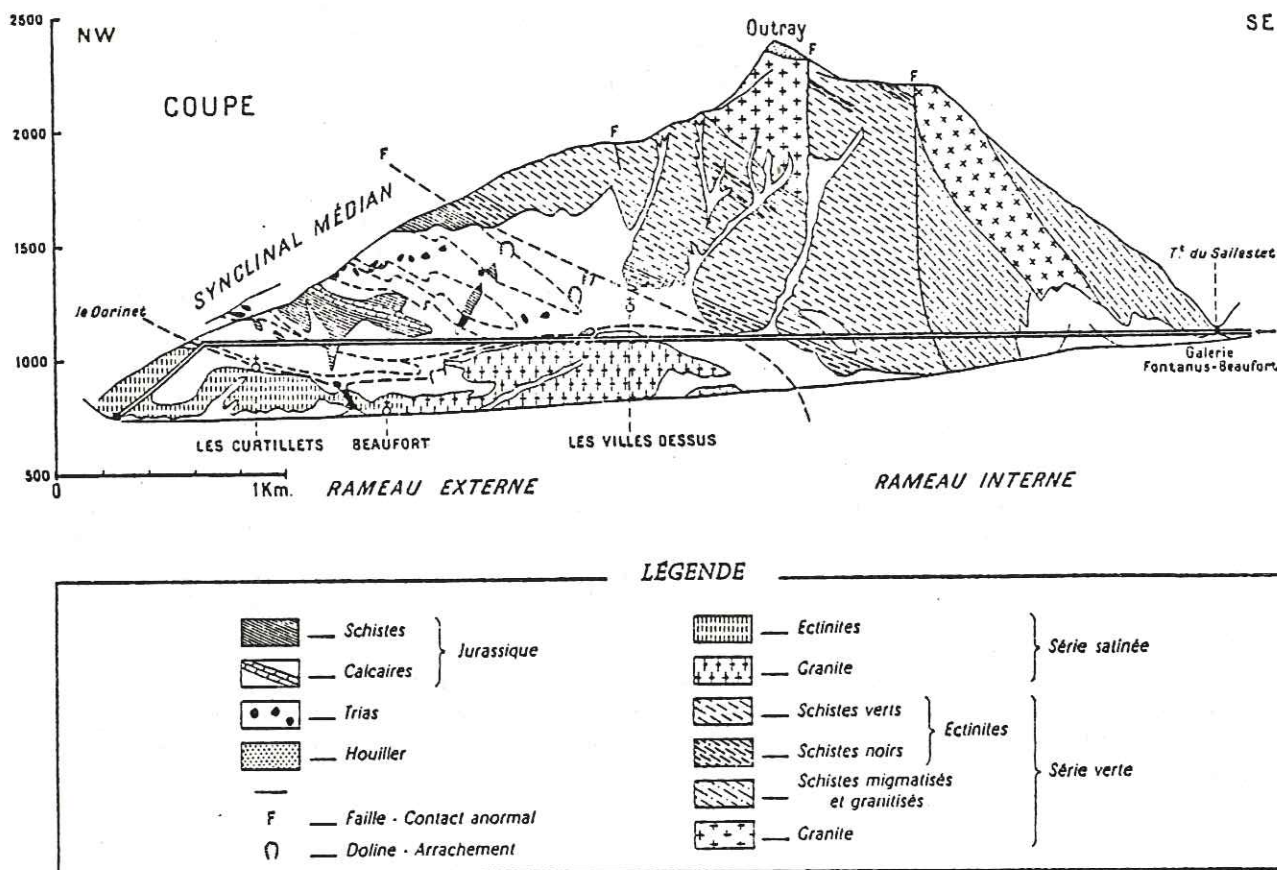
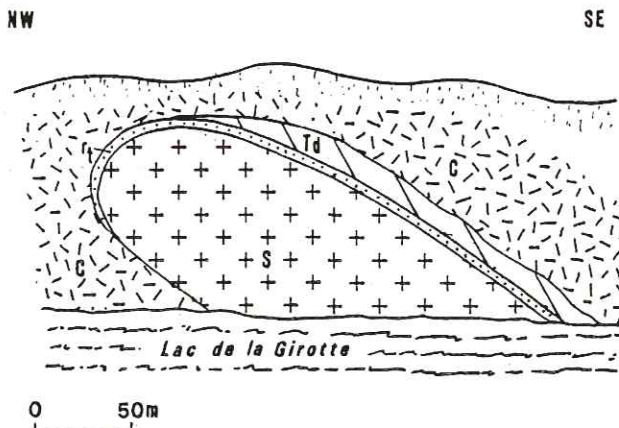


Fig. 25 : Projection sur un plan vertical de la rive droite du
Doron de Beaufort à hauteur de Beaufort (C. Bordet,
1961).

A l'Est de l'écaïlle Montagne d'Outray - Forêt du Revers, chevau-
chant en direction du Nord-Ouest le rameau externe et la couverture dauphinoi-
se, le reste du rameau interne est profondément écaïllé. Les principales lames
de socle que je vais citer sont coiffées par le tégument permo-triasique, le-
quel dessine de belles voissures anticlinales déjà signalées par C. Bordet
(1961).

. L'écaïlle du Sallestet :

Située à l'Est - Sud-Est du torrent du Sallestet, elle montre une
voissure de ce type entre le col du Sallestet et le lac de la Girotte (coupe
6, pl. II). En rive droite du lac de la Girotte, la prolongation de cette
écaïlle est tronquée naturellement par la vallée. On y observe une coupe
transversale de l'écaïlle cristalline et de son tégument, ployés en anticlinal
et cisailés, le tout emballé dans des cargneules (fig. 26).



Légende : C: Cargneules ; Td: Trias dolomitique ; rt: Permo-Trias (grès) ; S: socle cristallophyllien.

Fig. 26 : Vue de la rive droite du lac de la Girotte depuis la rive gauche.

. L'écaille du Rocher des Enclaves :

Au Nord-Est du lac de la Girotte, cette écaille cristalline qui s'ennoie également sous les cargneules est bordée à l'Est et à l'Ouest par les grès permo-triasiques. La retombée renversée du flanc ouest de cette écaille présente un pendage de 70° vers l'Est - Sud-Est. Le flanc Est a un pendage moyen de 60° vers l'Est.

A hauteur du col du Sallestet, le cristallin de l'écaille du Rocher des Enclaves repose directement sur les dolomies triasiques du tégument de l'écaille du Sallestet. Le plan de chevauchement est penté de 0° à 30° vers l'Est.

. L'écaille de la Grande Pierrière :

Au Nord du lac de la Gittaz, elle possède également une voûte anticlinale bien dessinée dans l'enveloppe des grès permo-triasiques. Au niveau du col de la Gittaz, l'anticlinal, déversé vers l'Ouest, passe en tunnel sous les cargneules. Dans la partie la plus septentrionale, les grès permo-triasiques se verticalisent, puis ils disparaissent au niveau de la Combe Durand, alors que les assises du Houiller prennent un pendage vers l'Est.

Les observations précédentes indiquent qu'en profondeur, sur les flancs occidentaux des diverses écaillles, les anticlinaux, le plus souvent déversés vers l'Ouest, sont relayés par des accidents tangentiels pentés vers l'Est. Ils témoignent donc d'une déformation plastique du socle dans les parties frontales des écaillles lors de la genèse alpine de ces structures chevauchantes.

β. Le granite de la Chaudanne.

Le granite de la Chaudanne affleure dans le Nant Reveneau, affluent de la rive droite du Dorinet, entre 1210m et 1350m d'altitude (coupe 1, fig. 29). On retrouve ce granite un peu plus à l'Est dans le talus de la route menant au col du Joly, à environ 1270m d'altitude.

Le granite de la Chaudanne s'apparente par sa composition chimique aux granites de Beaufort (fig. 25) et de Saint-Colomban-les-Villards (C. Bordet, 1961).

Le granite de Saint-Colomban-les-Villards appartient au rameau interne du massif de Belledonne.

Le granite de Beaufort affleure au Sud du terrain étudié, près de la bordure orientale du rameau externe du massif de Belledonne, dont il est séparé par un contact tectonique jalonné de cargneules (Y. Gros, 1973).

L'absence générale de granites dans le rameau externe, la parenté chimique entre le granite de Saint-Colomban-les-Villards appartenant au rameau interne et les granites de Beaufort et de la Chaudanne et enfin le contact tectonique existant entre le granite de Beaufort et le rameau externe, sont autant d'arguments permettant de considérer les granites de Beaufort et de la Chaudanne comme des écaillés appartenant au rameau interne du massif de Belledonne.

γ. La klippe de la Grange aux Pauvres.

Au-dessus de la Grange aux Pauvres, à 1630m d'altitude, dans le talus de la route menant au col du Joly, affleurent des schistes nacrés verts et noirs contenant des passées microquartzitiques (fig. 27).

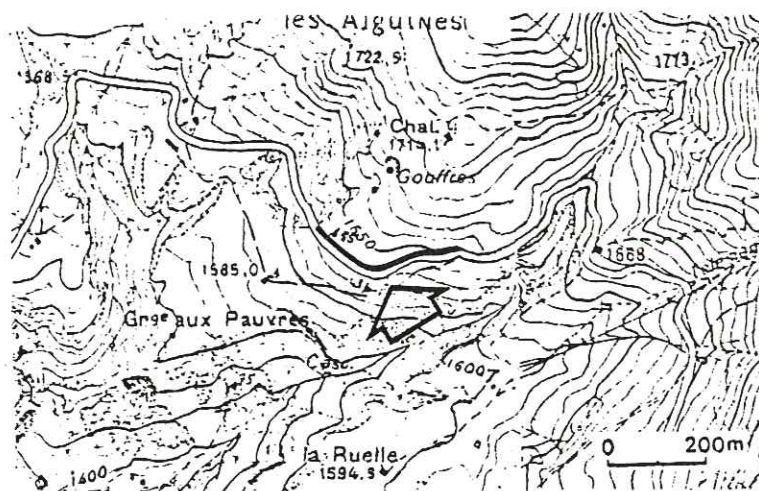


Fig. 27 : Schéma de situation des schistes de la Grange aux Pauvres.

Ces schistes surmontent les calcaires liasiques franchis en cascade par le torrent de la Ruelle. Ils sont attribués au Trias sur la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème. Or, si des schistes nacrés verdâtres sont effectivement connus à la base du Trias, en dehors du secteur étudié (cf. Stratigraphie), ceux-là ne contiennent pas de passées microquartzitiques. D'autre part, en rive gauche du Dorinet, le long de la nouvelle route forestière qui monte de Saint Sauveur vers le lac de la Girotte, à environ 1500m d'altitude, des schistes identiques à ceux de la Grange aux Pauvres sont visibles. Là, ils sont inclus dans la série verte du rameau interne.

Pour ces diverses raisons, il me semble logique d'attribuer les schistes de la Grange aux Pauvres à une petite klippe de série verte, détachée à l'Ouest du front chevauchant principal du rameau interne.

c- L'accident médian.

L'accident médian, autrefois appelé "synclinal médian" sépare le massif de Belledonne en deux rameaux, le rameau externe et le rameau interne. C'est un accident tangentiel qui correspond au chevauchement du rameau interne écaillé sur le rameau externe et sur la couverture dauphinoise. Il passe donc entre les écailles les plus externes du rameau interne, dont le granite de la Chaudanne et le granite de Beaufort font partie et le rameau externe du massif de Belledonne.

D'un point de vue tectonique, l'accident médian a donc même signification que les accidents tangentiels plus internes qui déterminent la structure en écailles couchées du rameau interne du massif de Belledonne.

3°/- Conclusions :

Dans la partie nord du massif de Belledonne, des accidents hercyniens, dont le résultat avait été de juxtaposer des compartiments de natures différentes (C. Bordet, 1961 ; Y. Gros, 1973 ; F. Carme, 1971), ont joué de façon tangentielle lors de l'orogénèse alpine. Ce type de tectonique est particulièrement bien exprimé dans le rameau interne, où il a eu pour conséquence la mise en place d'écailles, parmi lesquelles les plus fines n'ont que quelques mètres d'épaisseur (écailles à matériel carbonifère du lac de la Girotte, du col de la Gitte, des Cotes d'Ani). Ces écailles se chevauchent les unes les autres et pincent des lambeaux de couverture mésozoïque (écailles du col du Sallestet, du lac de la Girotte). De plus, le front chevauchant de certaines d'entre elles, affecté par une déformation plastique, présente des "crochons" anticlinaux (écailles du Sallestet, du Rocher des Enclaves, de la Grande Perrière). Enfin, on peut remarquer que, dans cette représentation tangentielle du rameau interne, l'accident médian n'apparaît que comme le plus externe des chevauchements qui affectent le rameau interne.

Quoiqu'y étant moins bien exprimée, la tectonique tangentielle n'a pas épargné le rameau externe. La petite faille inverse du Col des Saisies en témoigne. A ce propos, l'on peut rappeler l'idée de G. Ménard (1979), qui considère qu'en profondeur un chevauchement de grande ampleur s'avancant jusque sous les massifs subalpins affecte le rameau externe (fig. 28).

BOMBEMENT (type rameau externe de Belledonne)

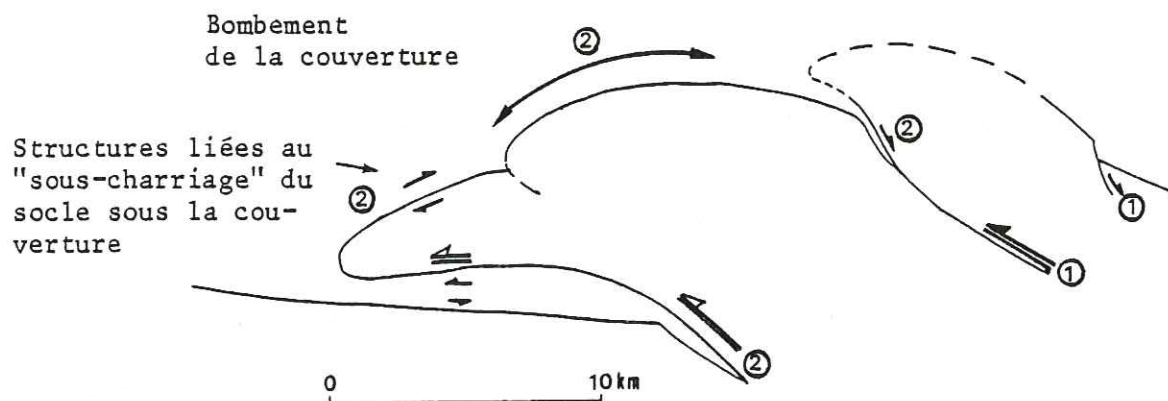
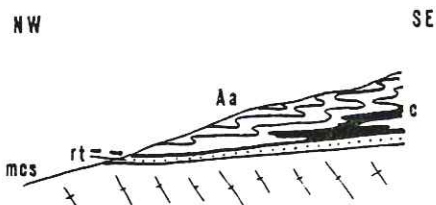
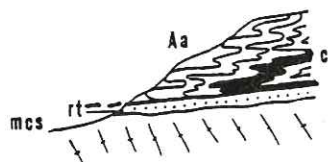


Fig. 28 : Déformations à l'aplomb du socle chevauchant
(G. Ménéard, 1979).

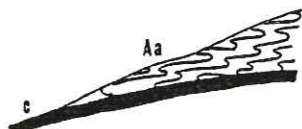
VALLEE DE L'ARLY



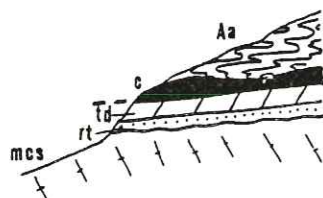
10- Torrent du Glapet



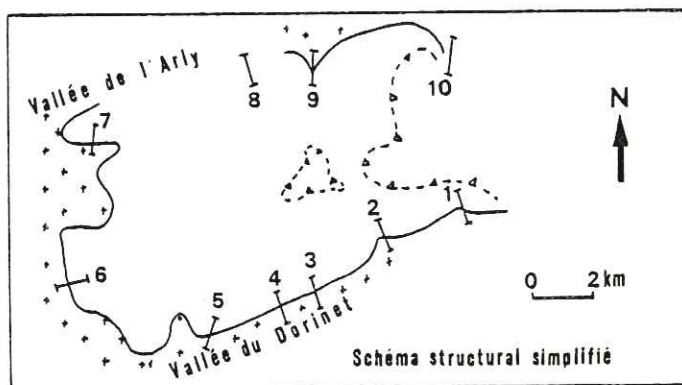
9- Torrent de Cassioz



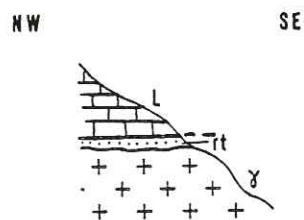
8- Ruisseau des Varins



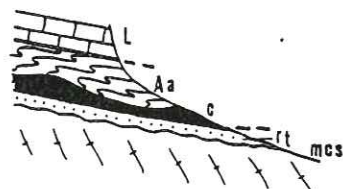
7- Flumet



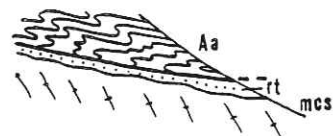
VALLEE DU DORINET



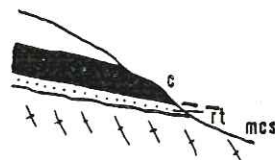
1- Nant Reveneau



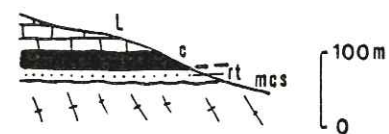
2- Ravin de Belleville



3- Ravin du Tovet



4- Ravin à l'Est de la Combe



5-6 - Nant du Chosal et
col des Saisies

Légende : mcs : micaschistes,
γ : granite de la Chaudanne,
rt : Permo-Trias, td : Trias
dolomitique, c : cagneules,
L : Lias, Aa : Aalénien.

Fig. 29 : Coupes à la base de la nappe inférieure Mont-Joly - Aiguille Croche.

B. LE MASSIF MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

1°/- Mise en évidence de deux nappes :

Dans l'ensemble des terrains jurassiques qui constituent le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, nous avons été amenées à distinguer, pour les raisons développées ci-dessous, une nappe inférieure et une nappe supérieure (Pl. I et II).

a- La nappe inférieure.

. Description du contact de base.

La série de petites coupes de la figure 29 illustre le contact entre le cristallin du rameau externe muni de son tégument d'une part et les terrains jurassiques du massif Mont-Joly - Aiguille Croche d'autre part.

Ces coupes mettent en évidence plusieurs faits :

- Le tégument est le plus souvent incomplet. Les dolomies triasiques n'existent en effet qu'entre Flumet et le col des Saisies.
- Le contact est jalonné par des lambeaux de cargneules.
- Le terme le plus bas de la série jurassique varie d'une coupe à l'autre : Aalénien (coupes 2 et 3) ou Lias (coupes 5 et 6) le long de la vallée du Dorinet, toujours Aalénien (coupes 7 à 10) le long de la vallée de l'Arly.
- Les coupes du Glapet, du ravin de Cassioz et du ruisseau des Varins montrent des cargneules replissées avec les schistes aaléniens.

Les observations faites aux endroits de ces diverses coupes indiquent donc pour le moins l'existence d'un *décollement fondamental* entre le socle muni de son tégument et la couverture jurassique du massif Mont-Joly - Aiguille Croche. La présence du "coin" granitique de la Motte apporte un argument décisif sur l'ampleur du déplacement de la couverture au-dessus du rameau externe du massif de Belledonne:

Le granite de la Motte affleure dans le ravin du Foron, affluent de la rive droite de l'Arly, situé immédiatement à l'Ouest de la fenêtre de Megève. La figure 30 illustre la coupe que l'on peut lever dans ce ravin :

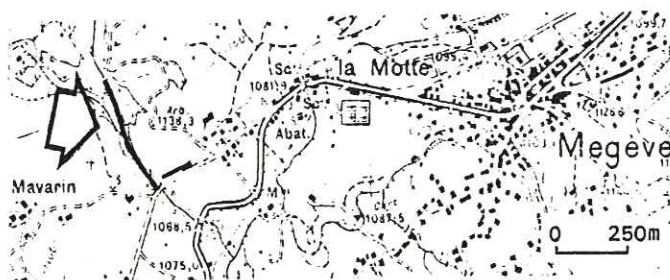
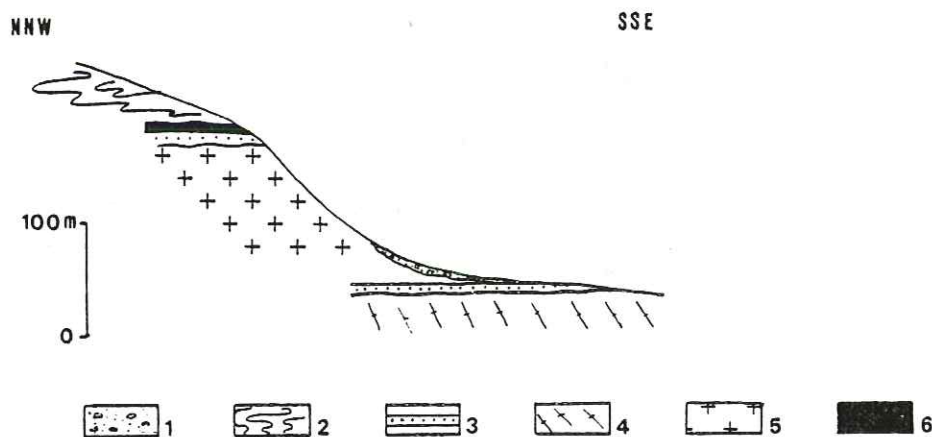


Fig. 30 : Localisation de la coupe du ravin du Foron.

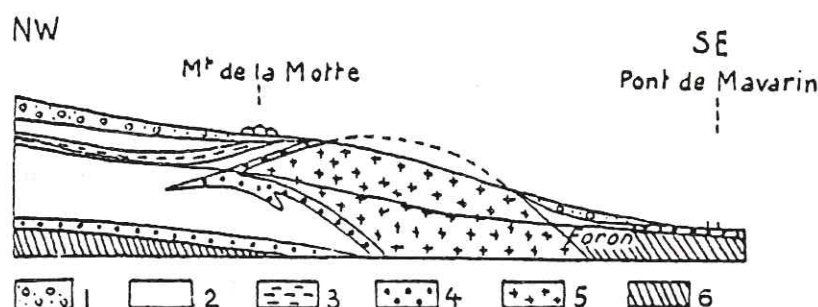
tel-00616709, version 1 - 24 Aug 2011



Légende : 1: Glaciaire ; 2: Lias (schistes) ; 3: Permo-Trias (grès) ; 4: Micaschistes ; 5: Granite ; 6: Cargneules.

Fig. 30 : Coupe du ravin du Foron.

Pour E. Paréjas (1925), le granite de la Motte appartient au rameau externe du massif de Belledonne et forme le coeur d'un anticlinal couché, déversé vers le Nord-Ouest (fig. 31).



Légende : 1: Glaciaire ; 2: Toarcien ; 3: Lias moyen ; 5: Granite ; 6: Schistes cristallins.

Fig. 31 : Le coin granitique de la Motte (E. Paréjas, 1925).

Pour ma part, compte-tenu du débit en écaillés couchées du rameau interne du massif de Belledonne très métamorphisé et granitisé (cf supra) et de l'existence du panneau de socle coincé tectoniquement à l'intérieur de la couverture sédimentaire à la Grange aux Pauvres, il me paraît plus logique de voir dans le "coin" de granite de la Motte un élément du socle du rameau interne entraîné à la base de la couverture jurassique lors de son glissement vers le Nord-Ouest, à la suite du décollement général au niveau des termes triasiques (fig. 32).

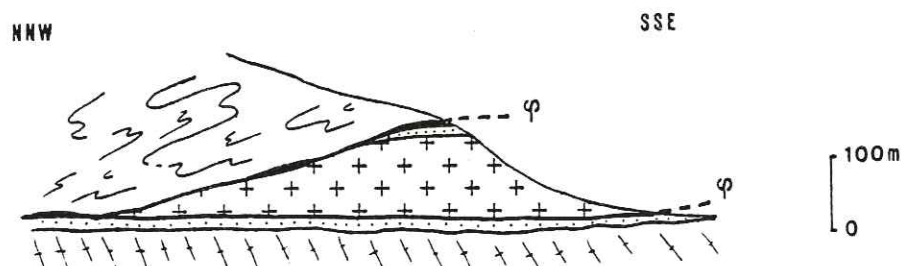


Fig. 32 : Interprétation du granite de la Motte.

Cette interprétation, déjà suggérée par J. Rosset (1954), permet d'expliquer la présence exceptionnelle de tels affleurements granitiques dans le rameau externe qui, normalement, se distingue du rameau interne précisément par l'absence de granites.

De plus, cette manière d'interpréter le granite de la Motte justifie l'ampleur certainement importante du déplacement vers le Nord-Ouest (plusieurs kilomètres) de la couverture jurassique sur le socle de Belledonne. La couverture du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, avec à sa base le granite de la Motte provenant du rameau interne serait, en position actuelle, substituée à la couverture originelle du rameau externe glissée vers l'extérieur (massif des Bornes).

D'autres arguments témoignent de l'importance du déplacement de la couverture au-dessus du socle du massif de Belledonne :

La présence d'Aalénien à la base du massif Mont-Joly - Aiguille Croche le long de la vallée du Dorinet est un indice du rabotage basal de la série. Ces schistes pourraient être des lambeaux laissés à l'arrière lors du charriage relatif du massif Mont-Joly - Aiguille Croche vers le Nord-Ouest sur le rameau externe du massif de Belledonne.

A ces données s'ajoutent les mesures de déformations de B. Pijolat (1978). Cet auteur constate en effet qu'une importante déformation affecte la base du massif à proximité du socle, déformation qu'il relie à la présence d'un contact chevauchant.

Ce contact cisaillant à la base de la nappe inférieure est la prolongation logique du contact cisaillant décrit par E. Paréjas (1925) à la base de la partie nord du massif (cf. C. Eltchaninoff, 1980) et sur le pourtour de la fenêtre de Megève, et qu'il interprète comme l'indice d'un charriage de l'ensemble du massif Mont-Joly - Aiguille Croche vers le Nord-Ouest.

. Extension de la nappe inférieure :

La nappe inférieure forme, sur mon terrain, l'essentiel du massif depuis le col des Saisies jusqu'à la montagne de Rochebrune au Nord-Ouest et jusqu'au col du Joly au Nord-Est. Au Sud-Ouest, elle est également représentée par les klippes du Mont Lachat, au-dessus de Crest-Voland et du signal de Bisanne à l'Ouest - Sud-Ouest du col des Saisies. Bien développée dans la partie sud-ouest du massif, la nappe inférieure s'amenuise progressivement vers le Nord-Ouest jusqu'à ne plus former, sous Rochebrune, qu'un mince coussinet qui se prolonge sous le Mont Joly et le Mont d'Arbois et même jusqu'à Vervex, au niveau de la plaine alluviale de l'Arve (cf. C. Eltchaninoff, 1980).

b- La nappe supérieure.

. Description du contact de base :

Il est bien lisible cartographiquement (cf. carte géologique), étant souligné par un liseré de cargneules et par quelques affleurements de quartzites rhétiens. Cet accident, horizontal vers le Sud et qui s'abaisse vers le Nord et l'Ouest, met en contact les schistes aaléniens sur les calcaires du Lias inférieur (coupes 5, 6, 7, 8 ; Pl. II). Il ceinture à l'Ouest

l'arête allant de l'Aiguille Croche vers le col de Véry : on le suit bien depuis le chalet "Les Gibloux", au Sud de cette arête, jusqu'au Plan Mermin (1850m) vers l'Ouest ; il réapparaît ensuite plus au Nord au col de Véry (1973m) d'où il descend, toujours vers le Nord, en direction du ruisseau de Cassioz, en passant à l'Est du chalet de Véry (1845m). On perd ensuite sa trace dans le flanc occidental de la colline de Rochebrune, où il semble se prolonger, s'abaissant progressivement en direction de Megève. Il réapparaît le long du flanc oriental de la même colline, où sa présence est attestée par des cargneules affleurant aux environs de 1400m d'altitude dans les affluents de la rive gauche du torrent du Glapet. Dans ce secteur, la nappe inférieure n'est plus réduite qu'à un coussinet de schistes aaléniens (coupes 9 et 10, Pl. II).

Enfin, tout au fond de la plaine de Joux, au pied des pentes raides du flanc nord de l'Aiguille Croche, se trouve un affleurement de dolomies surmontées par des schistes légèrement calcaires attribuables au Toarcien. Situé dans le Nant des Traits à 1650m d'altitude, près du chalet "Le Radaz", cet affleurement, signalé par E. Paréjas (1925), semble être un témoin de ce même contact.

. La klippe du Mont de Vorès :

Le Mont de Vorès, ou Tête des Trois Coins, domine à l'Ouest le col de Véry. C'est un sommet formé de schistes aaléniens. Au Nord-Ouest, ceux-ci reposent sur les calcaires datés du Sinémurien, à proximité du Sangle (coupe 8, Pl. II). Le contact entre schistes et calcaires est marqué, entre 1850 et 1930m, par des cargneules (cf. carte géologique). Au Sud-Ouest, le contact est plus difficile à mettre en évidence, l'Aalénien du Mont de Vorès reposant sur l'Aalénien du synclinal le plus élevé de la nappe inférieure.

Cette klippe de schistes aaléniens serait donc le témoin le plus occidental de la nappe supérieure.

. Prolongation du contact vers le Nord-Est et le Nord :

Vers le Nord-Est, dans le secteur étudié par C. Eltchaninoff (1980), la nappe inférieure reste réduite, atteignant au maximum 100m d'épaisseur. De ce fait, il est parfois difficile de distinguer l'accident cisailant qui affecte la base du massif (contact de base de la nappe inférieure) du contact de base de la nappe supérieure.

Le témoin le plus septentrional du contact de base de la nappe supérieure est situé à Vervex, au bord de la plaine alluviale de l'Arve, où il est marqué par des gypses reposant sur 50m de schistes cartons du Toarcien appartenant à la nappe inférieure (E. Paréjas, 1925), et surmontés par les schistes ardoisiers aaléniens de la base de la nappe supérieure (cf. C. Eltchaninoff, 1980).

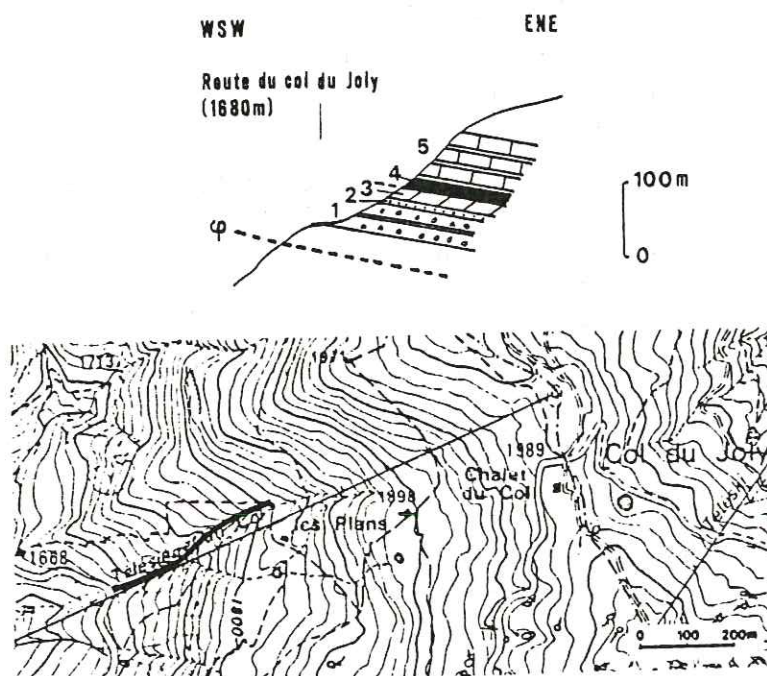
La prolongation de ce contact vers le Nord-Ouest, en rive droite de l'Arly, à la base de la chaîne des Aravis, pose un problème. Ce contact s'amortit-il frontalement dans les plis isoclinaux affectant les schistes aaléniens, épais à la base des Aravis, ou bien est-il représenté par le contact cisailant que décrit B. Pijolat au Nord-Ouest de Praz-sur-Arly, sur le chemin de Bonne-Fontaine et qui affecte la roche sur une épaisseur d'un mètre ?

. Prolongation du contact vers le Sud :

Au vu de la description qui précède, ce contact, appelé contact de base de la nappe supérieure, pourrait n'être considéré que comme un laminage exagéré affectant un pli de même type que les grands plis couchés qui constituent le massif, mentionnés par divers auteurs et qui seront décrits dans le paragraphe suivant. Les cargneules et les quartzites rhétiens qui soulignent ce contact appartiendraient alors au coeur de ce pli laminé.

L'argument qui me fait considérer ce contact comme véritablement cisaillant et non comme un coeur de pli laminé réside dans sa prolongation vers le Sud :

En effet, à l'Est du chalet des Gibloux, d'où nous avons commencé sa description, on le retrouve dans le torrent situé au Nord du Télésiège du Col, aux environs de 1700m d'altitude. Là, des cargneules sont surmontées par les calcaires du Lias inférieur. Un peu plus au Sud, au bord de la route qui mène au col du Joly, à 1700m d'altitude, dans le ruisseau qui longe le Télésiège du Col, on relève la coupe suivante :



Légende : : Contact entre la nappe supérieure et la nappe inférieure.
1: Micro-quartzites et schistes anthracifères du Houiller ; 2: Grès permo-triasiques ; 3: Dolomies ; 4: Cargneules ; 5: Calcaires du Lias.

Fig. 33 : Coupe du Télésiège du Col.

Ici, donc, la base de la nappe supérieure est marquée par une lame de Houiller dont le pendage est d'environ 25° vers le Sud-Est. On retrouve des affleurements témoins de la prolongation de cette lame de Houiller dans le premier virage en épingle-à-cheveux situé au Sud de l'affleurement précédent, puis au bord du chemin qui part de ce virage en direction des sources du Dorinet. Là, le pendage du Houiller est de 65° vers le Sud-Est, ce qui justifie le raccord de cette lame avec la plus orientale des écaillés du lac de la Girotte (rameau interne), en rive gauche du Dorinet.

Ainsi, à l'image du contact de base de la nappe inférieure dans les environs de Megève (granite de la Motte), l'accident décrit ci-dessus est un contact chevauchant, issu des écaillles du rameau interne du massif de Belledonne. Dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, il permet de séparer une nappe supérieure et une nappe inférieure au sein des terrains jurassiques. La nappe inférieure est réduite à un coussinet au Nord-Est de la montagne de Rochebrune, tandis que la nappe supérieure, dont le témoin occidental est la klippe du Mont de Vorès, prend rapidement de l'importance vers le Nord-Est. C'est à elle qu'appartiennent les pentes impressionnantes de l'Aiguille Croche et du Mont-Joly.

c- Relations entre le socle du rameau interne du massif de Belledonne et la couverture sédimentaire dauphinoise.

En rive gauche du Dorinet, dans le rameau interne du massif de Belledonne, les terrains du Jurassique inférieur sont présents en plusieurs endroits (coupes 6, 7 et 8, Pl. II). On les retrouve en effet :

- Sous le chevauchement de la série verte (accident médian), laquelle appartient au rameau interne.

- Sous et au Nord-Est du lac de la Girotte où ils forment une falaise dans laquelle sont dessinés de grands plis couchés déversés vers le Nord-Ouest.

- Dans les écaillles du lac de la Girotte, en fines bandes orientées Sud-Ouest - Nord-Est.

- Au col du Sallestet, et, au Nord-Est du lac de la Girotte, dans le prolongement de l'accident du Sallestet. Là, le Lias ne forme que de petits affleurements difficiles à trouver au sein des cargneules. Les affleurements de l'accident du Sallestet représentent les témoins les plus internes (= les plus orientaux) de la couverture dauphinoise dans le secteur étudié.

Au fond de la vallée du Dorinet, au Sud-Ouest du col du Joly, il y a continuité entre les terrains jurassiques du massif Mont-Joly - Aiguille Croche et ceux du rameau interne.

D'autre part, nous l'avons vu plus haut, les coins granitiques de la Chaudanne et de la Motte pourraient avoir leur origine dans le rameau interne du massif de Belledonne. Quoiqu'il en soit, le contact cisaillant de la base du massif Mont-Joly - Aiguille Croche prouve un déplacement important de l'ensemble de ce massif vers le Nord-Ouest.

Un second accident cisaillant a été mis en évidence, qui sépare le massif Mont-Joly - Aiguille Croche en une nappe inférieure et une nappe supérieure. Cet accident est jalonné par des lambeaux de socle issus du rameau interne du massif de Belledonne (klippe de la Grange aux Pauvres, lame de Houiller de la route du col du Joly).

Ainsi, nous pouvons situer la zone d'enracinement de la nappe supérieure dans les écaillles les plus internes du massif de Belledonne, alors que la nappe inférieure s'enracine dans l'accident médian, entre rameau interne et rameau externe, et entre les écaillles les plus externes du rameau interne.

NW

UNITES DAUPHINOISES

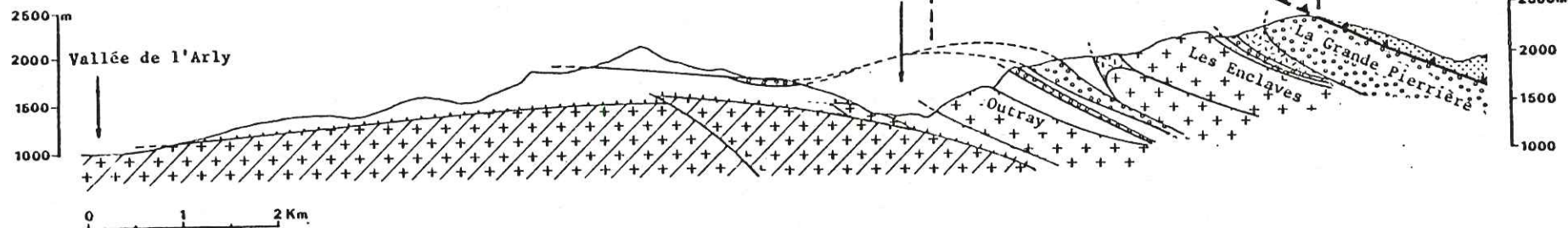
SE

NAPPE DE ROSELETTE

RAMEAU EXTERNE DU MASSIF DE BELLEDONNE ET SA COUVERTURE DECOLLEE

RAMEAU INTERNE DU MASSIF DE BELLEDONNE

Vallée du Dorinet



UNITES DAUPHINOISES



Couverture sédimentaire



Moullier



Socle

a - Rameau externe
b - Rameau interne

Grandes masses de cagneules

NAPPE DE ROSELETTE



Terrains sédimentaires



Contacts tectoniques



Chevauchement de la nappe inférieure Mont Joly - Aiguille Croche



Chevauchement de la nappe de Roselette

fig. 34 : Coupe synthétique des unités dauphinoises.

Les relations étroites qui existent donc entre le massif Mont-Joly - Aiguille Croche et le rameau interne du massif de Belledonne permettent de penser que ce dernier représente les racines du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, couverture décollée et charriée vers le Nord-Ouest (fig. 34).

2°/- Les grands plis couchés :

Le trait le plus évident de la structure du massif Mont-Joly - Aiguille Croche est un empilement de grands plis couchés, déversés vers le Nord-Ouest, que plusieurs auteurs ont déjà signalé et étudié (E. Ritter, 1897 ; E. Paréjas, 1925 ; J.C. Barféty et R. Mouterde, 1978 et B. Pijolat, 1978). C'est pourquoi, avant d'analyser l'ensemble des déformations, je vais commencer par décrire ces grands plis, qui apparaissent sur les coupes sériées de la planche II.

a- Les grands plis couchés de la nappe inférieure.

La structure la plus basse du massif, donc à l'avant, est une tête anticlinale de Lias, que l'on peut observer dans le flanc ouest du Mont Rond, en rive droite du Nant du Milieu (coupe 2, Pl. II). Vers le Nord, cette structure semble disparaître : on ne la retrouve pas dans la vallée du ruisseau de Cassioz (coupe 7, pl. II). Au-dessus de cet anticlinal, vient un synclinal d'Aalénien dont le coeur est matérialisé par des calcaires gréseux. Ceux-ci, que j'attribue au Bajocien, forment une étroite bande dans l'Aalénien du flanc nord de la colline comprise entre les hameaux de Cassioz et des Varins, au Sud de Praz-sur-Arly, et coiffent le sommet de cette même colline. Vient ensuite un nouvel anticlinal. Il n'est représenté, dans la partie sud du massif, que par son flanc normal matérialisé par la bande liasique qui forme le flanc est du Chard du Beurre (coupe 1, Pl. II), domine le Mont Rond (coupe 2, Pl. II) et monte vers le Crêt du Midi (coupe 5, Pl. II) ; le flanc inverse de cet anticlinal est probablement laminé. Par contre, vers le Nord, seul le flanc inverse de l'anticlinal apparaît, puisqu'on trouve, au-dessus des schistes aaléniens, les calcaires à Entroques du Lias moyen (coupes 6, 7 et 8, Pl. II). Ces derniers forment la falaise qui ceinture la colline du Sangle et arme les flancs ouest et nord de la montagne de Rochebrune. Le Lias moyen est lui-même surmonté par les calcaires marneux du Lias inférieur, datés à proximité du Sangle. Quant au flanc normal, il n'existe pas dans ce secteur, étant cisailé par le contact de base de la nappe supérieure.

Enfin, au-dessus du Mont Rond (coupes 2 et 3, Pl. II), la structure se complète par un nouveau synclinal à coeur d'Aalénien qui forme le cirque compris entre le chalet de la Limace et le chalet "Au Vorès". Un dernier repli apparaît sous la crête qui domine ce cirque. Ce repli, dessiné sur la coupe 4, est lui aussi laminé de sorte que le Lias inférieur daté (cf. Stratigraphie) est en contact avec les schistes aaléniens. Ces derniers constituent la crête elle-même (cette crête est attribuée au Jurassique supérieur sur les cartes Albertville au 1/80.000ème et Saint-Gervais au 1/50.000ème). Ce sont ces schistes aaléniens qui, plus au Nord, sont surmontés par l'Aalénien du Mont de Vorès.

Dans cet empilement de grands plis couchés, aux flancs inverses souvent très étirés, parfois même laminés, les terrains triasico-rhétiens qui

forment des bandes étroites, à l'arrière du massif, dans le Lias inférieur et que l'on ne peut interpréter comme des klippes étant donné leurs relations stratigraphiques normales avec les calcaires marneux du Lias inférieur (cf. Stratigraphie) appartiennent à autant de coeurs de plis couchés.

La nappe inférieure est donc constituée par un empilement de grands plis couchés, de direction approximative N30°. Du fait de cette structure, les terrains les plus récents (Aalénien) sont situés à l'avant du massif et les terrains les plus anciens (Lias inférieur et Trias) à l'arrière.

b- Les plis couchés de la nappe supérieure.

De même style que celle de la nappe inférieure, la structure de la nappe supérieure est, dans le secteur étudié, plus simple à décrire : elle consiste en un grand anticlinal déversé vers le Nord-Ouest et dont seul le flanc inverse a été épargné par l'érosion (coupes 8, 9 et 10, Pl. II). Ce flanc inverse est constitué de bas en haut, par :

- . des schistes ardoisiers aaléniens. Ils forment le sommet et le flanc oriental de la colline de Rochebrune (coupe 8, Pl. II), le Mont de Vorès (coupe 5, Pl. II) et ils affleurent assez bien à l'Est du col de Véry ;

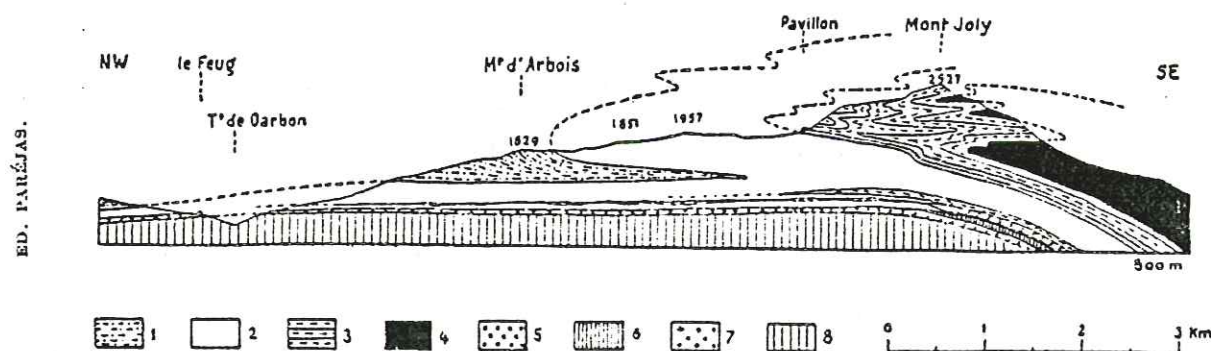
- . des calcaires sableux du Lias moyen, qui viennent en succession stratigraphique au-dessus de l'Aalénien. Ce sont eux qui forment les falaises nord de l'Aiguille Croche (coupes 9 et 10, Pl. II) ;

- . des calcaires marneux, à Chondrites, du Lias inférieur. Ils affleurent sur la haute crête située entre le col de Véry et l'Aiguille Croche et s'abaissent vers l'arrière du massif, jusqu'au col du Joly (coupes 8, 9 et 10, Pl. II).

Au sommet de l'Aiguille Croche, des calcaires gréseux à grandes Belemnites du Lias moyen matérialisent la retombée du flanc normal de cet anticlinal vers l'Est.

Comme dans la nappe inférieure, les terrains les plus récents se trouvent à l'avant du massif, tandis que les terrains les plus anciens en constituent l'arrière ; les affleurements triasiques des environs du col du Joly (quartzites rhétiens, dolomies et gypses) apparaissent comme des coeurs de plis.

Cette structure anticlinale couchée de la nappe supérieure est plus complète vers le Nord-Est, dans le secteur étudié par C. Eltchaninoff, 1980 : le Mont Joly est formé par la charnière de cet anticlinal, compliquée par de nombreux replis. De plus, un synclinal à coeur d'Aalénien, mis en évidence par E. Paréjas (1925) fait suite à cet anticlinal à la base de la nappe supérieure (fig. 35). Dans le secteur étudié, ce synclinal a été tronqué par le rabotage basal de la nappe supérieure.



Légende : 1: Aalénien ; 2: Toarcien ; 3: Lias moyen ; 4: Lias inférieur ; 5: Trias et Permien ; 6: Carbonifère ; 7: Granite ; 8: Schistes cristallins.

Fig. 35 : Profil dans la région nord du massif du Mont-Joly. E. Paréjas, 1925.

Le massif Mont-Joly - Aiguille Croche est donc constitué de deux nappes, ou plutôt deux diverticules cisailés et empilés, ayant le même contenu sédimentaire et montrant les mêmes grands plis couchés, déversés vers le Nord-Ouest. Ces plis couchés ont été décrits, quoique de façon schématique, par E. Ritter (1897). Plus récemment, B. Pijolat (1978), bien qu'il ait pris comme support stratigraphique la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, aboutit à un schéma d'ensemble (fig. 36) peu différent de celui qui est proposé ici (Pl. II).

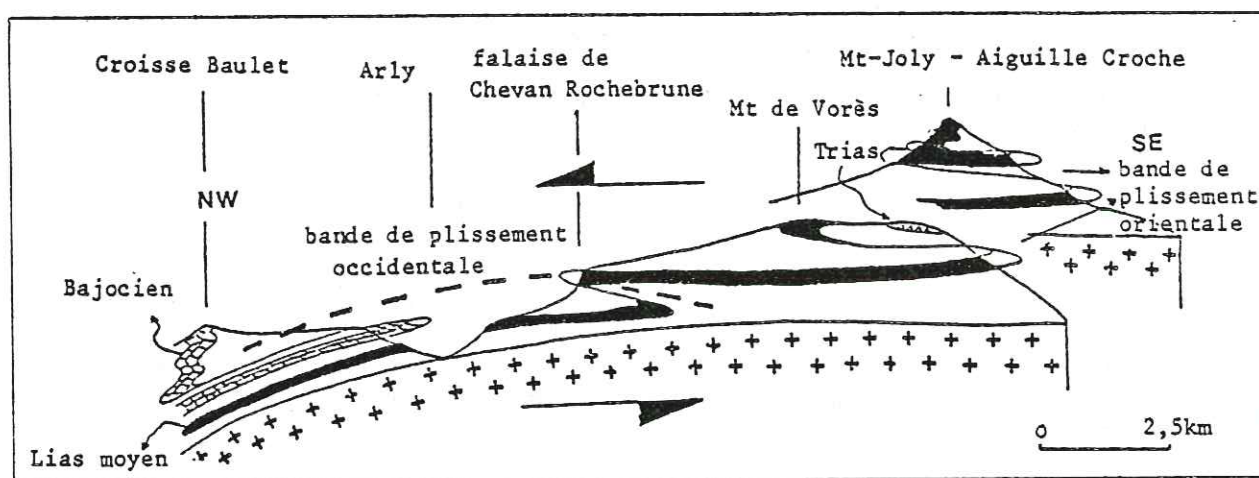


Fig. 36 : Schéma de la disposition d'ensemble du massif Mont-Joly - Aiguille Croche (B. Pijolat, 1978).

3°/- Les structures à petite et moyenne échelle :

Aux structures régionales que je viens de décrire, s'ajoutent des structures de moins grande ampleur. Elles ont fait, à elles seules, l'objet de la thèse de B. Pijolat (1978). Aussi, ne décrivant que certaines d'entre elles, je me servirai en partie des conclusions de cet auteur.

a- Les plis décamétriques.

- Les plis du chalet au Vorès.

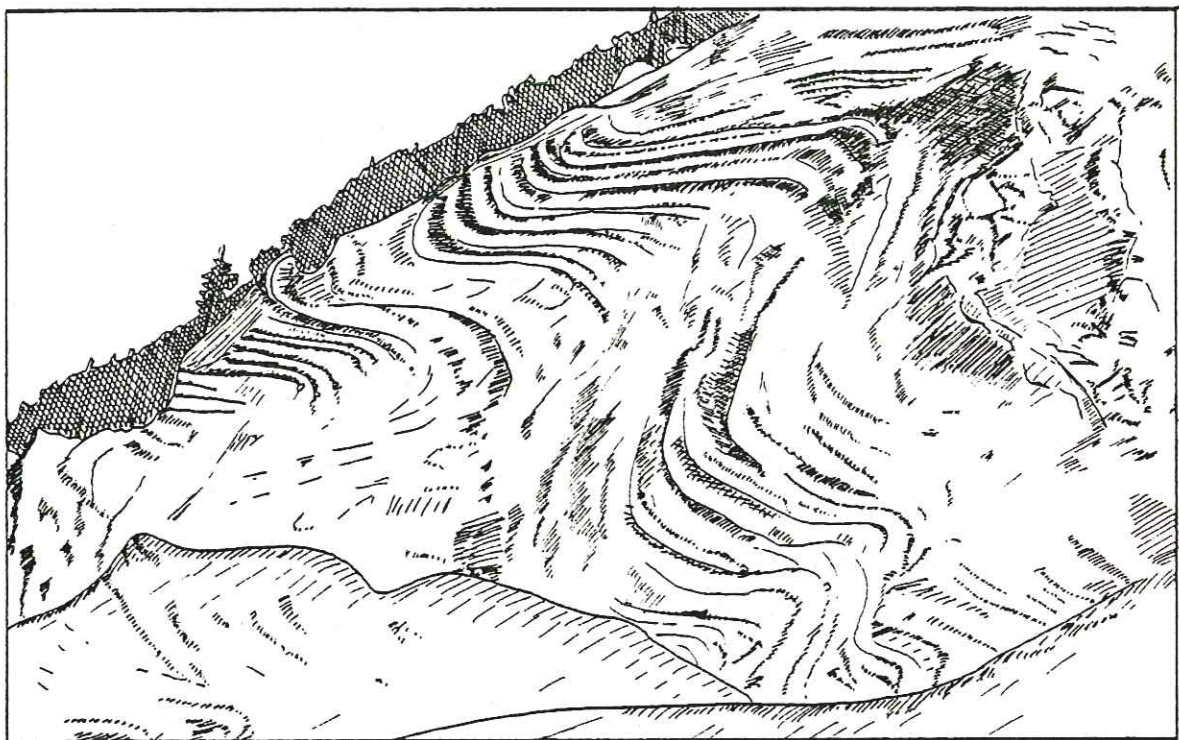
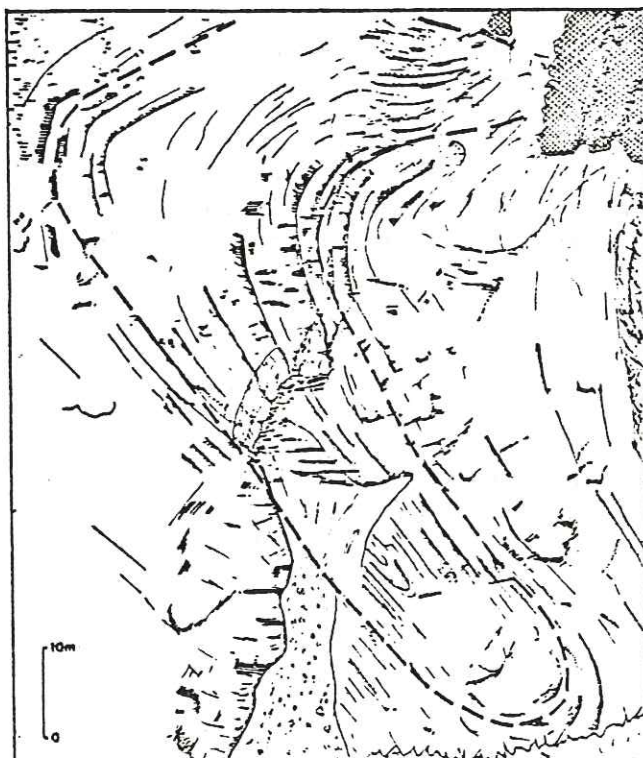


Fig. 37 : Les plis du Chalet au Vorès.

Ces plis (fig. 37) sont visibles dans la falaise de Lias calcaire qui domine le Mont Rond, à l'Ouest du chalet au Vorès. Leurs charnières ont une orientation N160°.



- Les plis du ravin du Nant Reveneau.

Un affluent de la rive droite du Dorinet, qui se jette dans ce dernier à 500m en aval de l'usine électrique de Belleville, le Nant Reveneau, a creusé une profonde entaille dans les calcaires du Lias inférieur de la nappe inférieure, mettant ainsi en évidence de magnifiques plis (fig. 38).

Fig. 38 : Les plis du Nant Reveneau.

(les pointillés soulignent la structure).

Pour observer ces plis, bien exprimés dans la falaise de la rive droite du Nant Reveneau, il convient de se placer à 1550m d'altitude environ, au-dessus de la falaise de la rive gauche. De là, on peut voir un pli d'ampleur décimétrique, à tête plongeante vers le Nord-Ouest, d'orientation approximative N130°. Les flancs de ce pli sont repris par un autre pli dont je n'ai pu déterminer l'orientation, mais dont l'axe est proche de l'horizontale.

A ce second pli est associée une schistosité plate.

- Les plis de Chevan. (fig. 39).

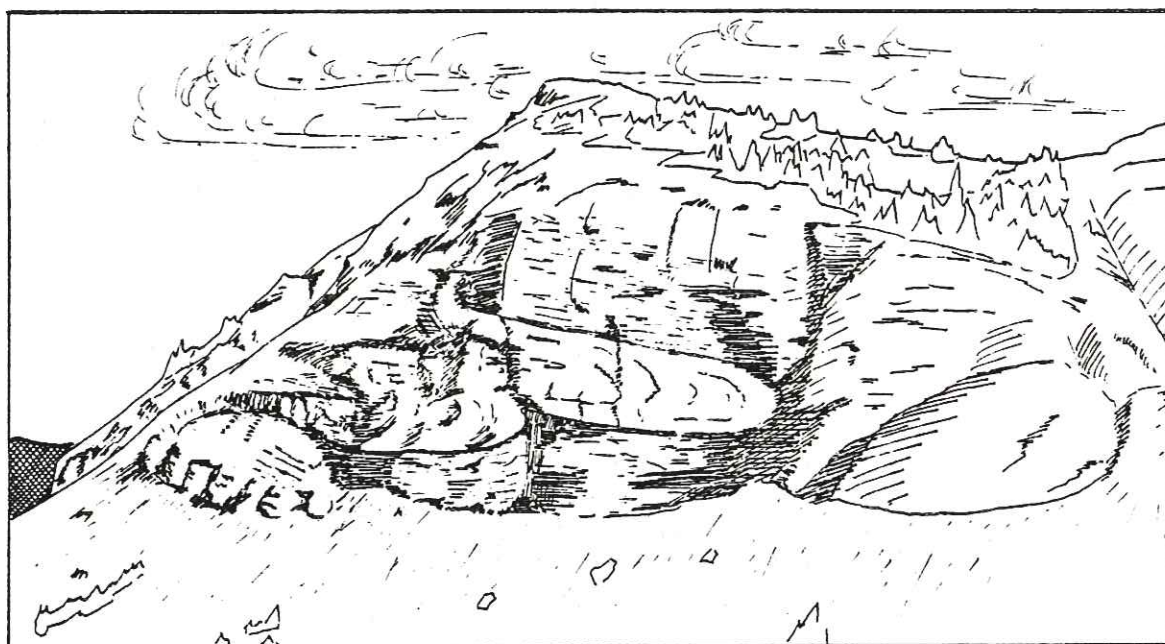


Fig. 39 : Les plis de Chevan.

Ces plis couchés, d'orientation N40°, sont situés à la base du Sangle, en rive droite du ruisseau des Varins. Ils affectent les calcaires à Entroques du Lias moyen. Une schistosité de flux proche de l'horizontale leur est associée.

On retrouve ce type de plis couchés, avec la même orientation, dans la falaise calcaire de Lias moyen du flanc ouest de la montagne de Rochebrune. Ils expliquent la forte épaisseur apparente de celle-ci.

b- Les plis à petite échelle.

Outre les plis centimétriques et décimétriques associés aux deux phases décrites ci-dessus, B. Pijolat (1978) note l'existence de plis de dimension décimétrique, d'orientation constante N30°, déversés vers le Nord-Ouest. Ces plis sont responsables de l'aspect gaufré de la surface des schistes aaléniens.

Une schistosité les accompagne, qui est régulièrement pentée de

40 à 50° vers l'Est - Sud-Est. Cette schistosité est très bien exprimée dans tout le secteur étudié et recoupe clairement la schistosité de flux.

c- Les cisaillements.

B. Pijolat (1978) remarque que l'intensité de la déformation est plus importante d'une part dans les terrains situés à proximité du socle, sur tout le pourtour du massif, et, d'autre part, dans les terrains qui forment le sommet de la montagne de Rochebrune et l'arête Mont-Joly - Aiguille Croche, c'est-à-dire dans les terrains qui forment notre "nappe supérieure".

Cette déformation s'exprime par des cisaillements à petite échelle qui recoupent la schistosité de flux et les plis couchés.

Les observations de B. Pijolat s'adaptent bien à nos propres observations énoncées dans la chapitre précédent. En effet :

- La déformation à proximité du socle correspond au décollement généralisé et au mouvement horizontal relatif entre la couverture sédimentaire et le socle.

- La déformation dans la partie supérieure du massif serait consécutive à l'accident chevauchant de la base de la nappe supérieure.

En outre, B. Pijolat (1978) signale une "faille plate" dans le secteur de la base des Aravis, sur le chemin de Bonne Fontaine, au Nord-Ouest de Praz-sur-Arly. Celle-ci recoupe la schistosité de flux et s'exprime par un broyage de la roche sur un mètre d'épaisseur. Cette faille "plate" pourrait être la prolongation du contact de la base de la nappe supérieure en direction des Aravis.

d- Conclusions.

On peut remarquer que la morphologie de la région présente une direction générale parallèle à l'orientation de ces plis couchés (N30°-N50°), de telle sorte que leurs charnières ne sont observables que dans les vallées transverses. C'est en effet à la faveur de la vallée de Cassioz que l'on peut voir les plis de la falaise de Rochebrune et à la faveur de la vallée du ruisseau des Varins que l'on peut voir les plis de Chevan, à la base du Sangle.

Ces observations font apparaître l'existence de deux générations de plis décimétriques.

- La première est représentée par des plis d'ouverture variable, dont les axes possèdent des directions et des pendages également variables. Ce sont par exemple les plis du chalet au Vorès et le pli à tête plongeante du Nant Reveneau.

- La seconde phase de plis, replissant la première, s'exprime par des plis couchés de direction relativement constante (N30° à N50°). Ils sont accompagnés par une schistosité de flux presque horizontale. Les plis de Chevan, ainsi que le pli horizontal du Nant Reveneau, représentent cette seconde phase de plis.

Par leur orientation et leur style, ces plis s'apparentent aux grands plis couchés qui structurent le massif, décrits dans le chapitre précédent. De ce fait, ils semblent n'être que l'expression à plus petite échelle de la phase responsable de la formation de grands plis couchés.

4°/- Le bombement du massif de Belledonne et les failles récentes :

Les géologues qui ont étudié la base du secteur des Aravis (J. Rosset, 1954 ; B. Pijolat, 1978) en rive droite de l'Arly observent le déversement vers le Nord-Ouest de toutes les structures décrites ci-dessus.

B. Pijolat attribue ce phénomène à un bombement tardif du rameau externe du massif de Belledonne, bombement dont G. Ménard (1979) propose les modalités (fig. 28).

On peut peut-être rapporter à ce bombement d'autres structures très tardives qui affectent la couverture et qui traduisent une phase extensive. Il s'agit :

- de failles normales orientées N90° à N120°, à regard vers le Nord, exprimées dans les calcaires relativement compétent du Lias moyen ;
- d'un étirement et de fentes d'extension d'orientation N120°, signalées par B. Pijolat.

5°/- Le métamorphisme :

Douze mesures de cristallinité d'Illite ont été effectuées sur six échantillons provenant du massif Mont-Joly - Aiguille Croche. La localisation de ces échantillons, ainsi que les résultats des mesures qui ont été faites sur chacun d'eux, ont été reportés sur la fig. 40.

Les résultats obtenus sont assez homogènes et permettent de calculer une cristallinité moyenne de 2,4. Cette valeur indique que le massif Mont-Joly - Aiguille Croche a été soumis, au cours de son histoire alpine, à un métamorphisme épizonal. La signification de ce métamorphisme sera discutée dans le Livre Synthétique.

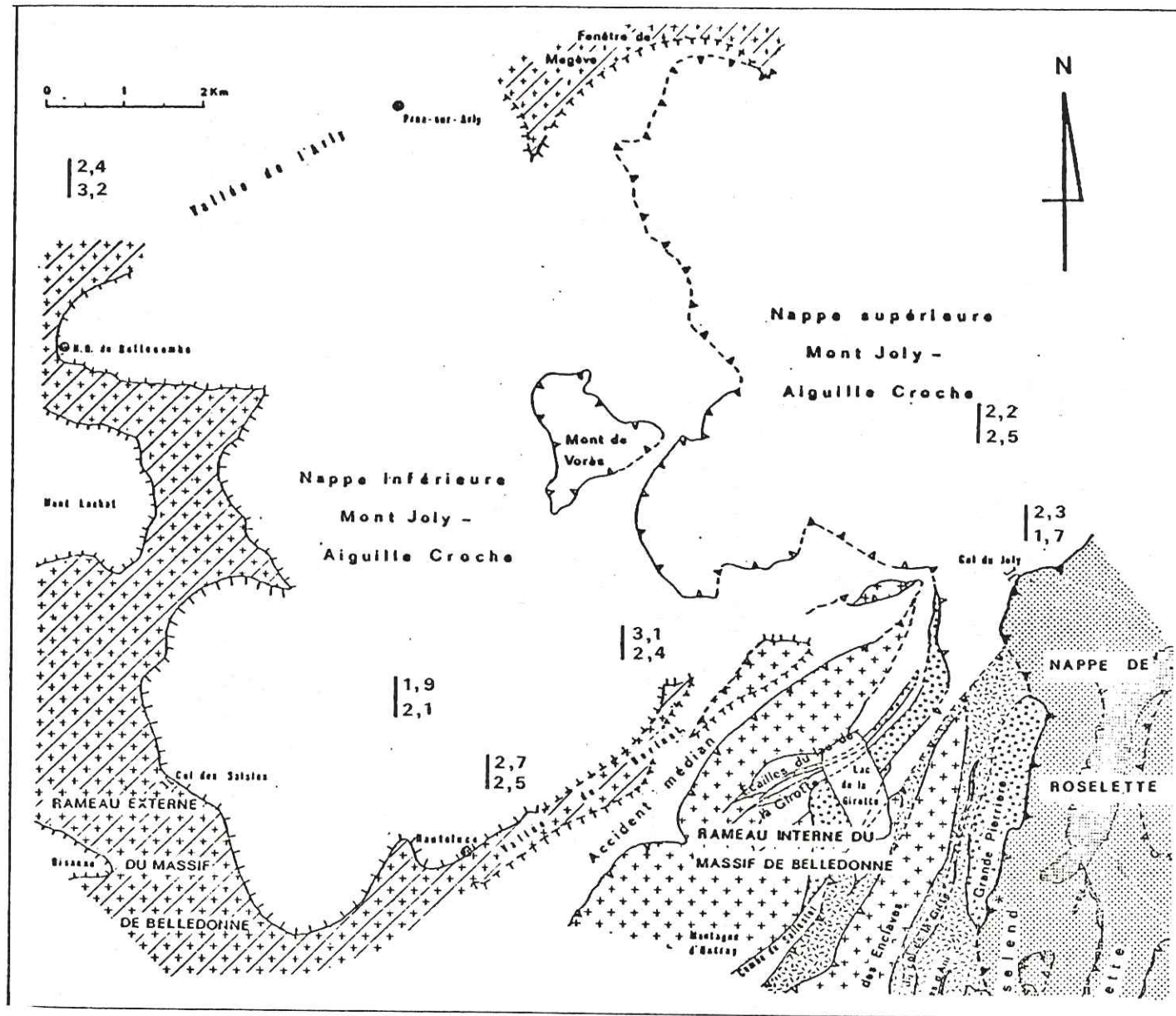


Fig. 40 : La cristallinité de l'Illite dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche.
(Même légende que la Pl. I).

C. VUE D'ENSEMBLE SUR LA TECTONIQUE DES UNITES DAUPHINOISES.

1°/- Chronologie des évènements :

Je vais reprendre ici la chronologie relative des évènements responsables des structures du massif Mont-Joly - Aiguille Croche et du massif de Belledonne.

Les phases suivantes ont pu être mises en évidence :

- a- une phase de plis précoces d'échelle décamétrique (plis du chalet au Vorès et pli du Nant Reveneau).
- b- une phase de plis couchés intervenant à toutes les échelles (pli du Nant Reveneau, de Chevan et grands plis couchés). Leurs flancs inverses sont fréquemment laminés. Leur orientation est comprise entre N30 et N50°. Cette phase s'accompagne d'une schistosité de flux proche de l'horizontale.

Ces plis correspondent à un déplacement d'ensemble de la couverture vers le Nord-Ouest que B. Pijolat (1978) estime, pour le secteur des Aravis, à environ 7km. En conséquence de ce premier départ de la couverture, la partie interne du massif de Belledonne a pu être dénudée dès cette époque.

La formation de ces structures dans la couverture sédimentaire pourrait avoir pour origine un raccourcissement de son propre substratum, le rameau interne du massif de Belledonne (cf. G. Ménard, 1979). Les modalités de ce raccourcissement consisteraient en un écaillage du rameau interne, les plans de chevauchement des écailles étant guidés, à leur front, par les paléofractures hercyniennes de directions favorables (Nord-Est - Sud-Ouest).

- c- Pouvant être consécutive à la précédente, une nouvelle phase tangentielle. Elle a pour conséquence une accentuation de l'écaillage du socle dans le rameau interne du massif de Belledonne. La couverture, déjà plissée, est alors affectée par de grands cisaillements horizontaux, sans développement de schistosité, entraînant des lambeaux de socle. Ces cisaillements s'expriment d'autant plus facilement que la couverture est déjà structurée et schistosée. Dans notre secteur, ils apparaissent à deux niveaux :
 - . entre socle et couverture, ce qui a pour conséquence un nouveau départ de l'ensemble de la couverture vers des régions plus externes ;
 - . à l'intérieur de la couverture plissée, et il s'agit alors d'une simple diverticulation de couverture, qui nous a permis de distinguer une nappe inférieure et une nappe supérieure.

Au cours de cette phase, le socle du rameau interne du massif de Belledonne s'est donc trouvé raccourci de façon considérable. Ceci permet de penser que l'ensemble de la couverture sédimentaire du massif de Belledonne a alors subi un charriage de grande ampleur vers le Nord-Ouest (plusieurs dizaines de kilomètres !). La présence d'un coin granitique à la base des Aravis, en rive droite de l'Arly (granite de la Motte) provenant du rameau interne de Belledonne, semble d'ailleurs le confirmer (cf. supra).

- d- Une schistosité tardive, relativement pentée (40 à 50° vers l'Est), d'orientation N30°, accompagnée de plis décimétriques de même orientation, déversés vers le Nord-Ouest.

Cette schistosité est bien exprimée dans le secteur étudié. Néanmoins, ses relations avec les structures postérieures aux grands plis couchés n'ont pu être mises en évidence. A ce stade de la présente étude, il est donc difficile de situer une schistosité dans la chronologie des événements.

- e- une phase tardive liée au bombement du rameau externe du massif de Belledonne. Cette phase se traduit dans la couverture sédimentaire du secteur des Aravis (J.P. Gratier, B. Lejeune, J.L. Vergne, 1973 et B. Pijolat, 1978) par un basculement des structures vers le Nord-Ouest, ainsi que par le développement de structures extensives telles que des fentes d'extension et des failles normales.

G. Ménard (1979), considère ce bombement comme une conséquence d'un "chevauchement en profondeur" et de grande ampleur du rameau externe du massif de Belledonne. Mais on peut également voir dans ce bombement la marque d'un vaste pli de fond en compression, tardif, postérieur à la déformation tangentielle.

2°/- Conclusions :

Si une chronologie relative des événements a pu être établie de façon assez précise, plusieurs points restent à définir ; il s'agit :

. de la position dans cette chronologie du métamorphisme épizonal qui a affecté la couverture sédimentaire ;

. de l'âge précis des différents événements ;

. de la prolongation vers le Nord-Ouest des structures de la couverture sédimentaire. Cependant, on peut déjà remarquer la similitude qui existe entre les structures du massif Mont-Joly - Aiguille Croche et le secteur de la base des Aravis (J. Rosset, 1954 ; J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne, 1973 ; B. Pijolat, 1978).

Dans ce secteur, en effet, on retrouve des plis couchés, déversés vers le Nord-Ouest, de même style que ceux qui affectent le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, ainsi qu'une "faille plate", tardive, signalée par B. Pijolat (1978), rappelant le contact de base de la nappe supérieure.

En bref, dans les unités dauphinoises, la tectonique alpine est une tectonique fondamentalement tangentielle, liée à un raccourcissement considérable du socle du rameau interne du massif de Belledonne et, corrélativement, à un charriage de l'ensemble de la couverture sédimentaire du massif de Belledonne vers le Nord-Ouest. De ce fait, le rameau interne s'est trouvé privé de sa couverture sédimentaire originelle. Quant à la couverture du rameau externe, elle aussi partie vers des régions plus externes, elle a été substituée par la couverture du rameau interne. Ce mouvement d'ensemble de la couverture, de grande ampleur, se fait en deux étapes : une étape de grands plis couchés immédiatement suivie par une étape de cisaillements à grande échelle.

II. L'UNITE DU MONT-BLANC.

Cette unité étant très peu représentée dans le secteur étudié, sa position structurale n'est abordée ici que dans ses grandes lignes. Le lecteur devra donc se reporter, pour plus de détail, à la thèse de C. Eltchaninoff (1980) et au livre synthétique.

Vers le Nord-Est, le long du "synclinal de Chamonix", le massif du Mont-Blanc chevauche la couverture dauphinoise ; M. Lugeon (1914) estime l'ampleur de ce chevauchement à environ 25 km. Vers le Sud-Ouest, l'unité du Mont-Blanc, qui se divise en plusieurs écailles à matériel cristallin, disparaît sous la nappe de Roselette.

Le socle cristallin de la plus méridionale de ces écailles, qui est aussi la plus interne, disparaît définitivement en terminaison périclinale en rive droite du torrent de la Gitte, dans le vallon de la Sausse. En rive gauche de ce même torrent, c'est-à-dire dans le secteur étudié, seule la couverture sédimentaire du Mont-Blanc affleure. Elle forme en cet endroit une écaille complètement désolidarisée de son substratum (coupe 5, Pl. III), prolongeant vers le Sud-Ouest les écailles du col du Bonhomme (cf. C. Eltchaninoff, 1980). Tous les termes de la couverture sédimentaire autochtone du Mont-Blanc y sont représentés (cf. Stratigraphie) : dolomies triasiques, quartzites rhétiens, calcaires à Lamellibranches de l'Hettangien et Grès Singuliers.

Cette écaille est pliée sur elle-même en un anticlinal très étroit, déversé vers le Nord-Ouest et enveloppé par les schistes siliceux de la nappe de Roselette.

Notons enfin que le massif du Mont-Blanc a été affecté tardivement par un pli de fond à grand rayon de courbure (cf. C. Eltchaninoff, 1980) de même type que celui qui affecte le rameau externe du massif de Belledonne.

III. LA NAPPE DE ROSELETTE.

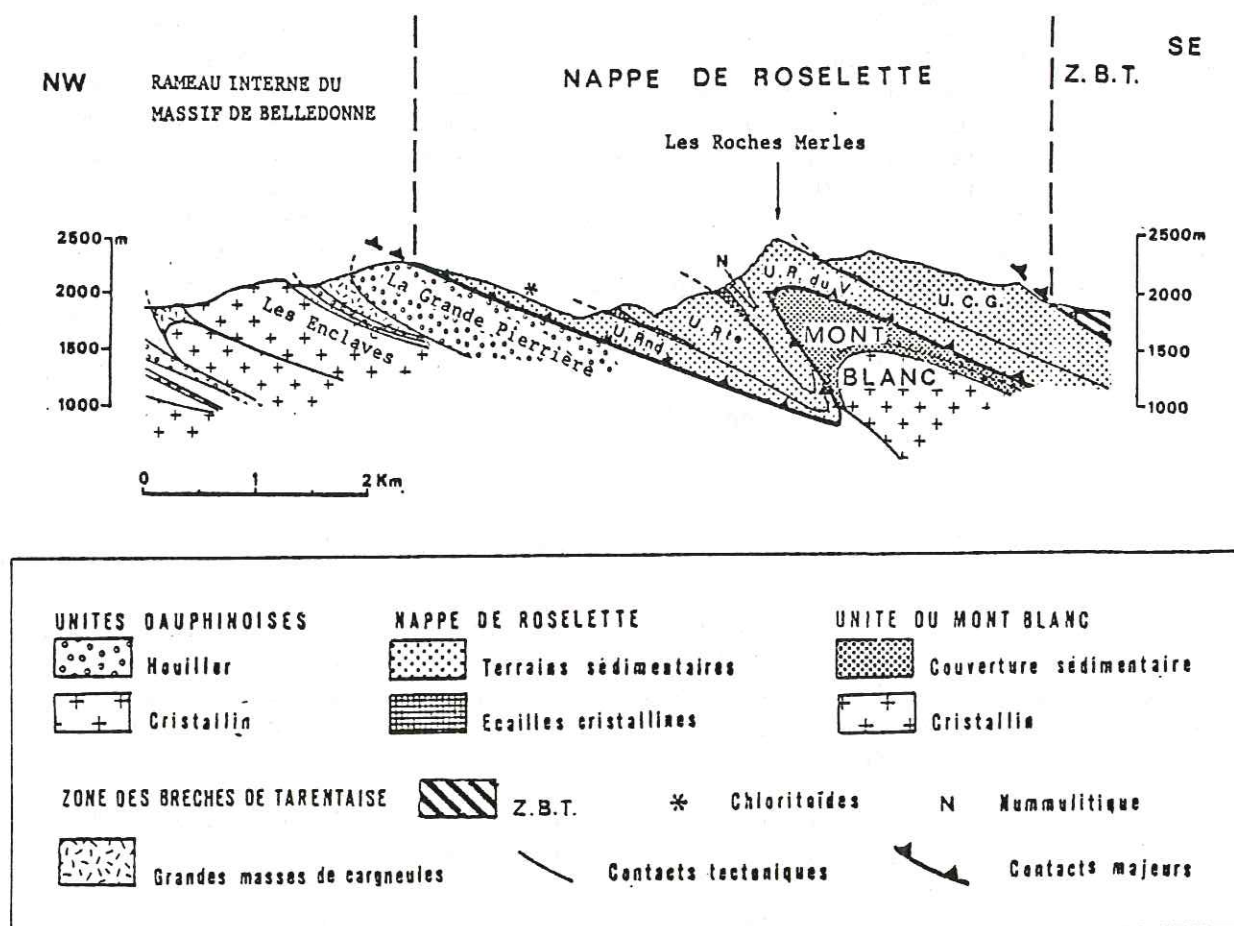


Fig. 41 : Coupe schématique de la nappe de Roselette.

1°/- Description du contact de base :

a- Relations entre les unités dauphinoises et la nappe de Roselette.

La limite entre les unités dauphinoises et la nappe de Roselette se situe sur le flanc oriental du rameau interne du massif de Belledonne. Elle est marquée, le long de l'écaille de la Grande Pierrière, par un épais coussin de cargneules.

Cette interprétation, qui diffère de celle des auteurs précédents (carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème, 1976 et P. Landry, 1976) puisque ceux-ci considèrent qu'une partie des terrains situés immédiatement à l'Est du rameau interne sont autochtones ou parautochtones, est soutenue par des arguments stratigraphiques (les terrains de l'unité de Roselend s'apparentent à ceux de la nappe de Roselette) et, nous le verrons plus loin, par des arguments métamorphiques. Toutefois, il n'est pas exclu que la limite de la nappe de Roselette soit plus externe : les écailles du rameau interne situées à l'Est de l'écaille du Saldestet (écaille du Rocher des Enclaves, écaille du col de la Gitte, écaille des Cotes d'Ani et écaille de la

Grande Pierrière) sont enrobées par de grandes masses de cargneules (cf. Pl. I) qui pourraient représenter la base de la nappe de Roselette, reprise dans les écaillages tardifs du rameau interne du massif de Belledonne.

Au Sud du col du Joly, l'écaille de la Grande Pierrière s'ennoie sous sa couverture sédimentaire et la prolongation du contact entre la série Mont-Joly - Aiguille Croche et la nappe de Roselette vers le Nord pose un problème. La coupe du col du Joly à l'Aiguille de Roselette (fig. 12) montre un premier niveau de cargneules associées à des gypses, surmonté par des calcaires gréseux, puis un second niveau de cargneules, moins épais que le précédent. P. Landry (1976) et les auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème (1976) estiment que le 2ème coussinet marque la base de la nappe de Roselette. Cependant, les calcaires gréseux de la Tête du lac de Roselette possédant un faciès que l'on peut attribuer aussi bien au Dogger de la nappe de Roselette qu'au Lias moyen du massif Mont-Joly - Aiguille Croche, je préfère considérer que ce sont les cargneules et les gypses du col du Joly, relativement épais, qui représentent le contact de la nappe de Roselette avec les unités dauphinoises.

b- Relations entre l'unité du Mont-Blanc et la nappe de Roselette.

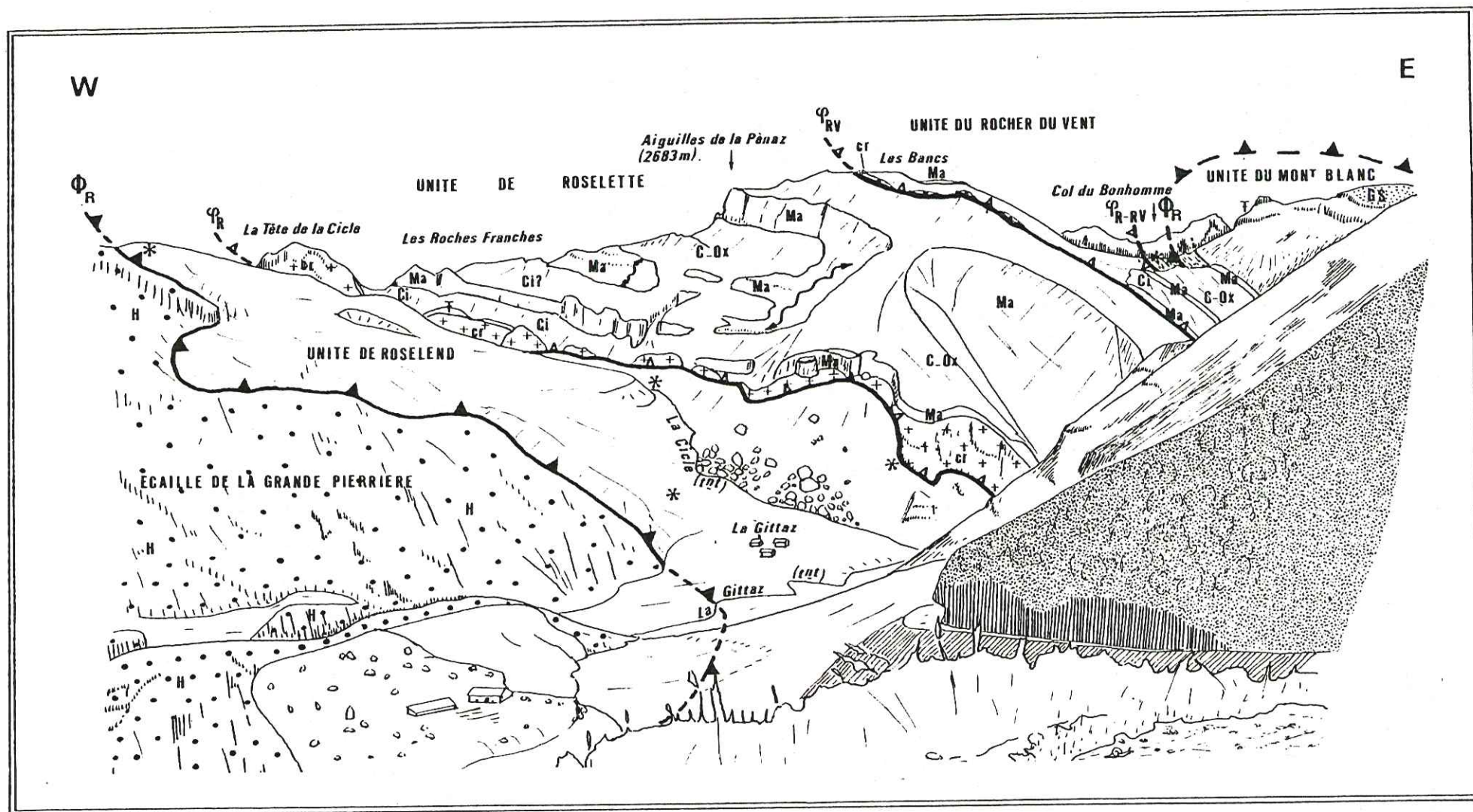
Dans le secteur étudié, en raison de la petite dimension de l'affleurement et en l'absence de cargneules ou de lames cristallines, seuls des arguments stratigraphiques (âge des Grès Singuliers et âge des terrains de la nappe de Roselette) pourraient permettre d'individualiser la couverture du massif du Mont-Blanc de la nappe de Roselette.

Cependant, au Nord-Est, dans le secteur étudié par C. Eltchaninoff (1980), il existe des arguments structuraux permettant de faire cette distinction. Sur le flanc oriental du massif du Mont-Blanc, des schistes siliceux qui reposent sur les Grès Singuliers au col des Fours viennent reposer, plus au Nord, jusque sur les grès permo-triasiques de la couverture autochtone du Mont-Blanc. Un saut de déformation important, mis en évidence par C. Eltchaninoff, entre les Grès Singuliers et ces schistes siliceux au col des Fours, montre qu'il ne s'agit pas d'un biseau de transgression, mais bien d'un contact tectonique.

Les terrains sus-jacents aux Grès Singuliers, allochtones donc par rapport au massif du Mont-Blanc, sont, d'un point de vue lithologique (cf. Stratigraphie), de même nature que les terrains situés à l'avant du Mont-Blanc, au Nord-Ouest du col du Bonhomme. Vers le Sud-Est, en rive gauche du vallon de la Sausse, les terrains situés de part et d'autre du massif du Mont-Blanc se raccordent par une structure anticlinale enveloppant la terminaison méridionale du Mont-Blanc et visible sous les Roches Merles. Ils forment donc bien un seul et même ensemble, la nappe de Roselette.

2°/- Structure de la nappe de Roselette :

La nappe de Roselette est constituée par un empilement de petites unités dont la base est fréquemment soulignée par des lames cristallines. A la faveur du chevauchement tardif du Mont-Blanc vers le Nord-Ouest, la nappe de Roselette a été plissée et présente maintenant un synclinal et un anti-



Légende : Gs: Grès Singuliers ; Ci: Crétacé inférieur ; Ma: Malm supérieur (=Tithonique) ; C-Ox: Callovo-Oxfordien ; H: Houiller ; Cr: écaillles cristallines de la base de l'unité de Roselette et de l'unité du Rocher du Vent ; *: affleurements de schistes à chloritoïdes ; F: Gites fossilifères ; Φ_R : Chevauchement de la nappe de Roselette ; Φ_{RV} : Chevauchement de l'unité de Roselette ; Φ_{R-V} : Chevauchement de l'unité du Rocher du Vent.

Fig. 42 : La nappe de Roselette vue depuis le col de Sur-Frêtes.

clinal de nappe, de direction Nord-Est - Sud-Ouest et déversés vers le Nord-Ouest. Le synclinal, très étroit, est mis en évidence par la présence des schistes à chloritoïdes. En effet, de tels schistes, que leur composition chimique permet de considérer comme des marqueurs stratigraphiques, ont été trouvés d'une part à la base de la nappe, à proximité du massif de Belledonne, et d'autre part au col du Bonhomme, le long de la retombée occidentale de la terminaison Sud du massif du Mont-Blanc, où ils sont presque verticaux (C. Eltchaninoff, 1980). Ces schistes permettent de repérer le flanc normal du synclinal de nappe, reposant sur le massif de Belledonne et le flanc inverse, très redressé, le long de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc.

L'anticlinal de nappe qui succède au synclinal vers le Sud-Est est visible dans le paysage à l'Est du Vallon de la Sausse. Situé sur la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc, il affecte la partie Nord-Est du massif du Rocher du Vent, sous les Roches Merles, basculant vers le Nord-Ouest les structures préexistantes de ce secteur (plis isoclinaux) (fig. 46).

Le chevauchement du massif du Mont-Blanc s'accroissant vers le Nord-Est, la nappe de Roselette est divisée en deux branches passant de part et d'autre du massif du Mont-Blanc, fait déjà remarqué par M. Bertrand (1896). La bande externe, comprenant l'unité de Roselend, l'unité de Roselette et, en partie, l'unité du Rocher du Vent, prolonge le synclinal de nappe dont il a été question ci-dessus, puis disparaît vers le Nord-Est, chevauchée par le massif du Mont-Blanc (C. Eltchaninoff, 1980). La branche interne, étudiée par C. Eltchaninoff, comprend une partie de l'unité du Rocher du Vent et l'unité de la Crête des Gittes. Elle se prolonge vers le Nord, dans le Val Ferret où elle forme l'étroite bande qui sépare le massif du Mont-Blanc des zones internes.

Au chevauchement du massif du Mont-Blanc vers le Nord-Ouest et au plissement de la nappe de Roselette qui lui est lié, on peut rapporter une schistosité fracture exprimée dans l'ensemble de la nappe de Roselette avec une orientation assez constante comprise entre 30° et 40° et un pendage de 40° à 50°. Cette schistosité est la même que la schistosité tardive décrite dans les unités dauphinoises.

3°/- Extension des unités de la nappe de Roselette :

a- L'unité de Roselend.

Située à la base de la nappe de Roselette, elle affleure entre l'écaille de la Grande Pierrière et le cristallin de la base de l'unité de Roselette. Vers le Nord-Est, dans le secteur étudié par C. Eltchaninoff, 1980, elle se prolonge en direction de la vallée du Bon Nant et disparaît sous les écailles cristallines de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc.

Vers le Sud, on retrouve l'unité de Roselend au-delà du lac de Roselend, au col du Pré. Là, en effet, au-dessus des terrains jurassiques de la série dauphinoise, viennent des gypses, des schistes à chloritoïdes et des grès blancs, trois termes qui semblent caractéristiques de cette unité.

b- L'unité de Roselette.

Elle est puissante de 400 à 500m. Depuis le Sud du Rocher du Vent jusqu'à l'Est du col du Joly, sa base est marquée par des lames cristallines (coupes 3, 5, 6, 7 et 8, Pl. III et carte géologique) bien visibles dans le paysage (fig. 42). La plus spectaculaire de ces lames, épaisse de 200m, longue de 3 km et large de 1 km, est celle qui forme la Tête de la Cicle et l'Aiguille de Roselette. Elle représente l'avancée la plus septentrionale de l'unité de Roselette qui, vers le Nord-Est (C. Eltchaninoff, 1980), semble disparaître sous le cristallin de l'unité du Mont-Blanc.

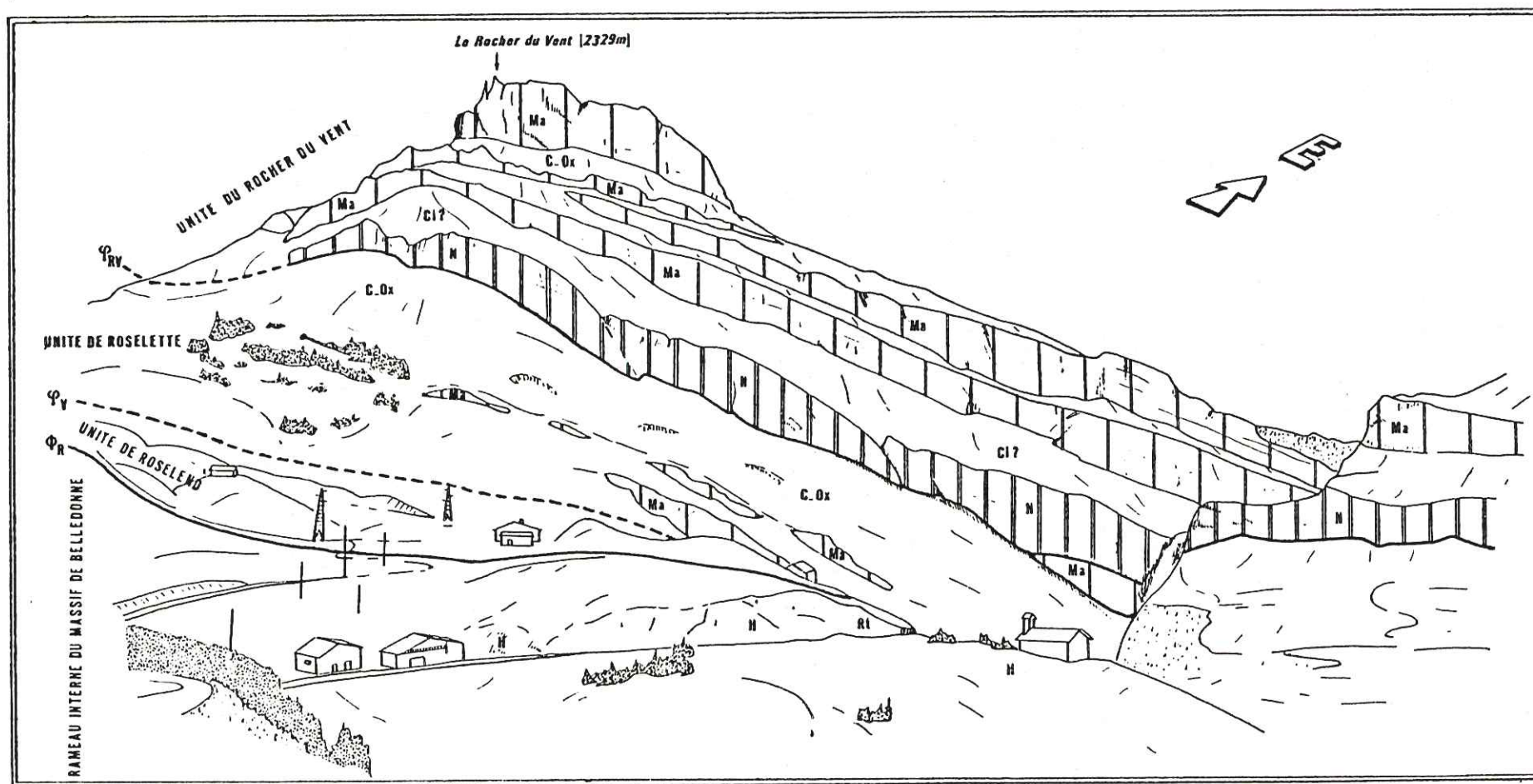
En rive gauche du torrent de la Cicle, le contact tectonique (cf. Stratigraphie), entre les lames cristallines et les terrains sédimentaires sus-jacents est généralement très redressé, presque vertical. Ceci est particulièrement bien visible près de la ruine de la Vénietta, au-dessus de la confluence du torrent de la Cicle avec le torrent de la Gitte : les schistes crétacés, verticaux le long du cristallin, prennent progressivement un pendage de 40° vers l'Est. Un dispositif analogue peut être observé au col de la Cicle : à l'Ouest du col, les calcaires biodétritiques du Crétacé inférieur, en série inverse, sont en contact avec le cristallin de la Tête de la Cicle et ont un pendage de 80° vers l'Est. Le col lui-même est situé dans les calcaires marneux du Crétacé inférieur ; à l'Est du col, les calcaires du Malm supérieur affleurent avec un pendage de 40° vers l'Est.

Vers le Sud, les lames cristallines de la base de l'unité de Roselette disparaissent et il devient difficile d'individualiser cette unité. Le témoin le plus méridional du contact entre l'unité de Roselend et l'unité de Roselette est sans doute un bloc de cristallin de 20m de long, qui affleure à environ 1900m d'altitude entre le lac de Saint Guérin et le col de la Louze.

c- L'unité du Rocher du Vent.

Dans le Sud du secteur étudié, la base de cette unité est représentée par la base de la barre de calcaires nummulitiques (fig. 43). Celle-ci repose en effet soit sur des schistes silico-alumineux, soit sur des calcaires mylonitisés et dolomitisés, que l'on peut attribuer au Malm supérieur. On perd le contact entre l'unité de Roselette et l'unité du Rocher du Vent dans la face ouest du Rocher du Vent, couverte d'éboulis. Juste sous la ruine du chalet du Plan Vorret, un lambeau de cristallin d'une dizaine de centimètres d'épaisseur et des schistes mylonitisés marquent la base de l'unité du Rocher du Vent. Plus au Nord, au-dessus de la rive gauche du torrent de la Gitte, une nouvelle lame cristalline apparaît. De là, le contact peut être facilement suivi au-dessus de la rive droite du torrent de la Gitte, puis sous le rebord occidental de la haute crête des Bancs (fig. 42). Il est marqué par des lambeaux de cristallin de quelques mètres d'épaisseur qui emballent parfois des calcaires du Malm supérieur.

Vers le Sud, au-dessus de la rive orientale du lac de Roselend, l'unité du Rocher du Vent disparaît, débordée par l'unité de la Crête des Gittes.



Légende : H: Houiller ; Rt: Permo-Trias ; C.Ox: Callovo-Oxfordien ; Ma: Malm supérieur (=Tithonique) ;
 Ci: Crétacé inférieur ; N: Nummulitique ; Φ_R : Chevauchement de la nappe de Roselette ; Φ_{RV} : Chevauchement
 de l'unité de Roselette ; Φ_{R-V} : Chevauchement de l'unité du Rocher du Vent.

fig. 43 : Le Rocher du Vent, vu depuis le col du Mèraillet.

d- L'unité de la Crête des Gittes.

Cette unité, la plus interne de la nappe de Roselette, repose sur l'unité du Rocher du Vent et est chevauchée à l'Est par la Zone des Brèches de Tarentaise. Sa base est jalonnée, depuis le Plan de la Lai jusqu'au col de la Sausse, par des lambeaux discontinus de dolomies triasiques très fracturés et par de rares lambeaux de cristallin.

Au Nord du col de la Sausse, dans le flanc ouest de la Crête des Gittes (C. Eltchaninoff, 1980), ce sont des lentilles de calcaire sinémurien qui marquent la base de l'unité.

4°/- Les déformations à l'intérieur de la nappe de Roselette :

a- Introduction.

Le style de déformation est le même dans chacune des unités de la nappe de Roselette, à l'exception de l'unité de Roselend, située à la base de la nappe. Cette dernière, en effet, est constituée par de fines écailles tectoniques dont le matériel mésozoïque s'apparente à celui des autres unités de la nappe et entre lesquelles s'intercalent fréquemment du gypse ou des cargneules (fig. 12, 13 et 14), absents dans le reste de la nappe. L'unité de Roselend a donc une structure complexe et elle apparaît comme un "coussin tectonique" à la base de la nappe de Roselette (cf. Stratigraphie), dans lequel les structures antérieures à la mise en place de la nappe n'ont pas été conservées.

b- Les plis isoclinaux.

Ce sont de grands plis couchés, d'ampleur mètrique à hectomètrique, d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest dans le massif du Rocher du Vent et Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest dans celui des Roches Franches. Ils ne sont visibles que dans les unités de Roselette et du Rocher du Vent, où la présence des calcaires du Malm supérieur permet de les suivre (Pl. III). Ces calcaires forment en effet dans le paysage des barres souvent redoublées (fig. 46).

Dans la face Nord-Ouest du Rocher du Vent, les charnières des plis ne peuvent être qu'exceptionnellement observées, à la faveur d'entailles dans les ressauts calcaires (fig. 44). Ceci s'explique d'une part par la conformité entre l'orientation des structures et la morphologie (carte géologique), et d'autre part par la présence, sous les Roches Merles, de l'anticlinal de nappe correspondant à l'ennoyage du massif du Mont-Blanc. Cet anticlinal, d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest et déversé vers le Nord-Ouest, a repris les flancs des plis isoclinaux en les basculant vers le Nord-Ouest (fig. 46). Pour des raisons de simplification du dessin, la structure résultant de la superposition de ces deux phases de plis (plis isoclinaux et anticlinal de nappe) n'est pas représentée sur la planche de coupes (Pl. III). En réalité, la barre calcaire du Malm supérieur, sous les Roches Merles (coupes 4 et 5, Pl. III) devrait être représentée sur les coupes par un dessin du style de la fig. 45.

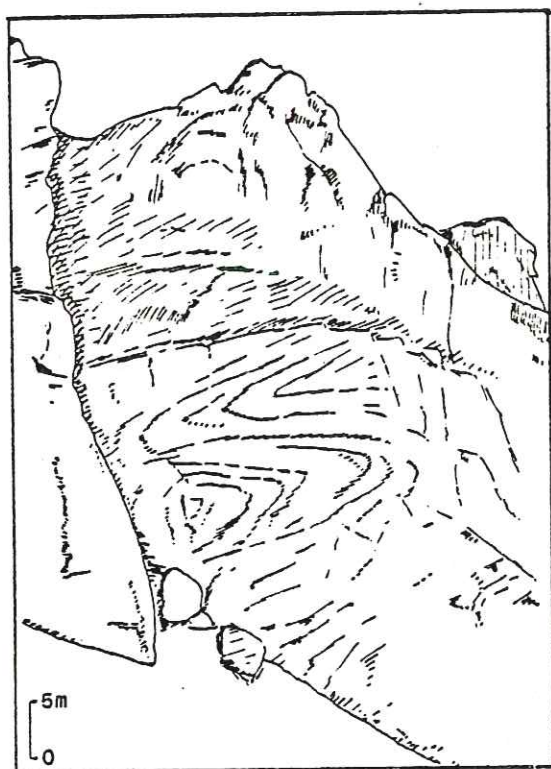


Fig. 44 : Plis dans la face Nord-Ouest du Rocher du Vent.



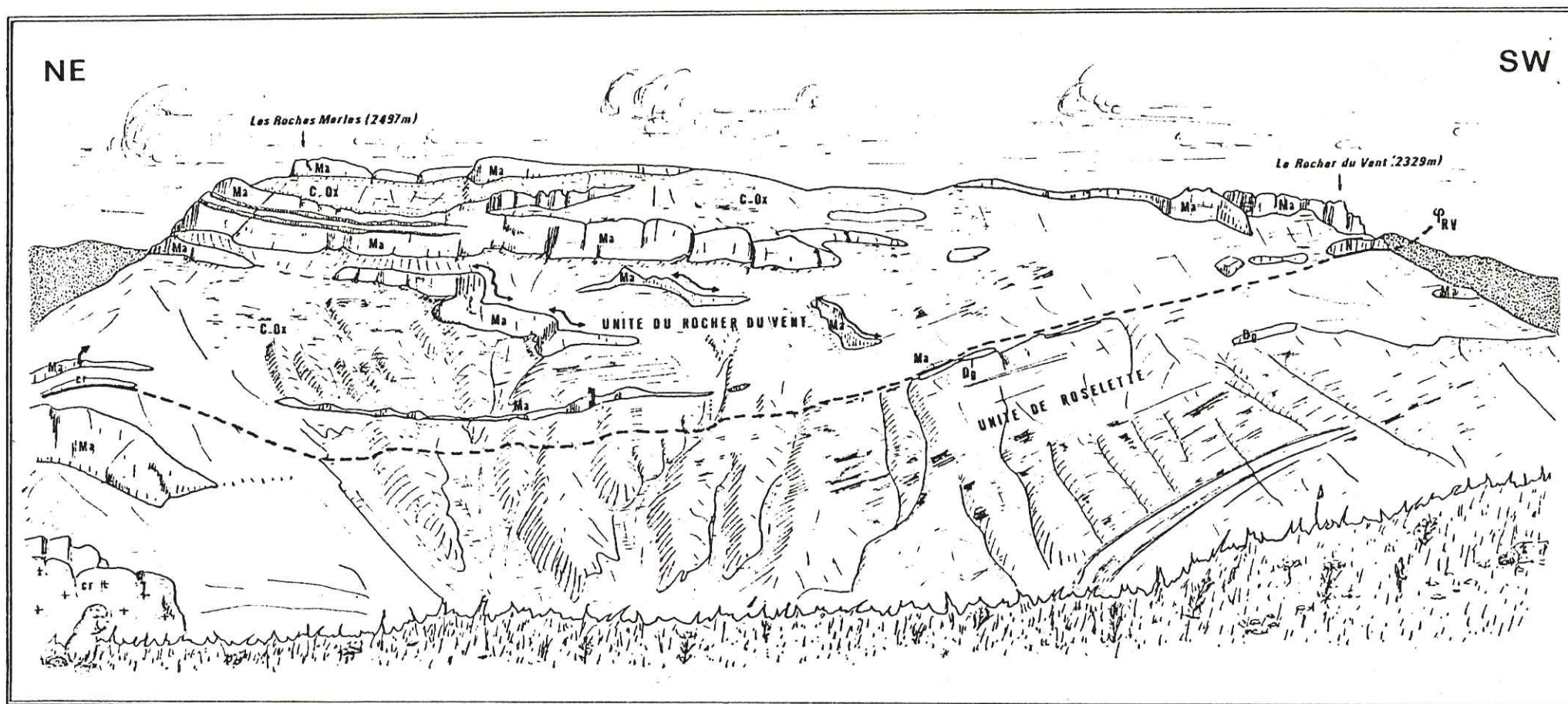
Fig. 45 : Allure de la structure du Malm supérieur sous les Roches Merles.

Dans la face Nord-Ouest du massif des Roches Franches, les plis isoclinaux appartiennent au flanc normal du synclinal de nappe et de ce fait, n'ont pas été basculés. Cependant, comme dans le massif du Rocher du Vent, le style serré de ces plis ainsi que l'orientation de la morphologie, parallèle aux axes de plis (N-NE - S-SW), rendent difficile l'interprétation du paysage (fig. 42 et coupes 6 et 7, Pl. III).

Dans les deux unités (Roselette et Rocher du Vent), les plis isoclinaux sont tronqués à la base (Pl. III). Le long de la vallée de la Cicle, c'est en effet un flanc inverse de pli comprenant du Crétacé (cf. Stratigraphie) qui repose sur les lames cristallines de la base de l'unité de Roselette. De la même façon, au-dessus du lac de Roselend, sous le Rocher du Vent, la base de l'unité du Rocher du Vent, est représentée par un flanc inverse de pli comprenant du Nummulitique.

Les plis isoclinaux sont donc postérieurs au Nummulitique et antérieurs à la mise en place des unités de la nappe de Roselette, puisque les contacts de base de celle-ci les ont tronqués.

Dans l'ensemble des terrains de la nappe de Roselette, on peut observer une schistosité de flux, généralement légèrement pentée vers l'Est. Il semble que cette schistosité soit synchrone des plis isoclinaux.



Légende : N: Nummulitique ; Ma: Malm supérieur (= Tithonique) ; C-Ox: Callovo-Oxfordien ; Dg: Dogger ; Cr: Ecailles cristallines de la base de l'unité de Roselette et du Rocher du Vent ; Φ_{R-V} : Chevauchement de l'unité du Rocher du Vent.

Fig. 46 : Les Roches Merles et le Rocher du Vent, vus depuis le vallon de la Cicle.

5°/- Le métamorphisme :

La moyenne des mesures de cristallinité d'Illite effectuées sur des échantillons provenant des différentes unités de la nappe de Roselette (fig. 47) est de 1,63. Comme dans les unités dauphinoises, nous sommes en présence d'un métamorphisme épizonal. Ce métamorphisme est cependant plus intense dans la nappe de Roselette, la moyenne des mesures de cristallinité d'Illite effectuées dans les unités dauphinoises étant en effet de 2,4.

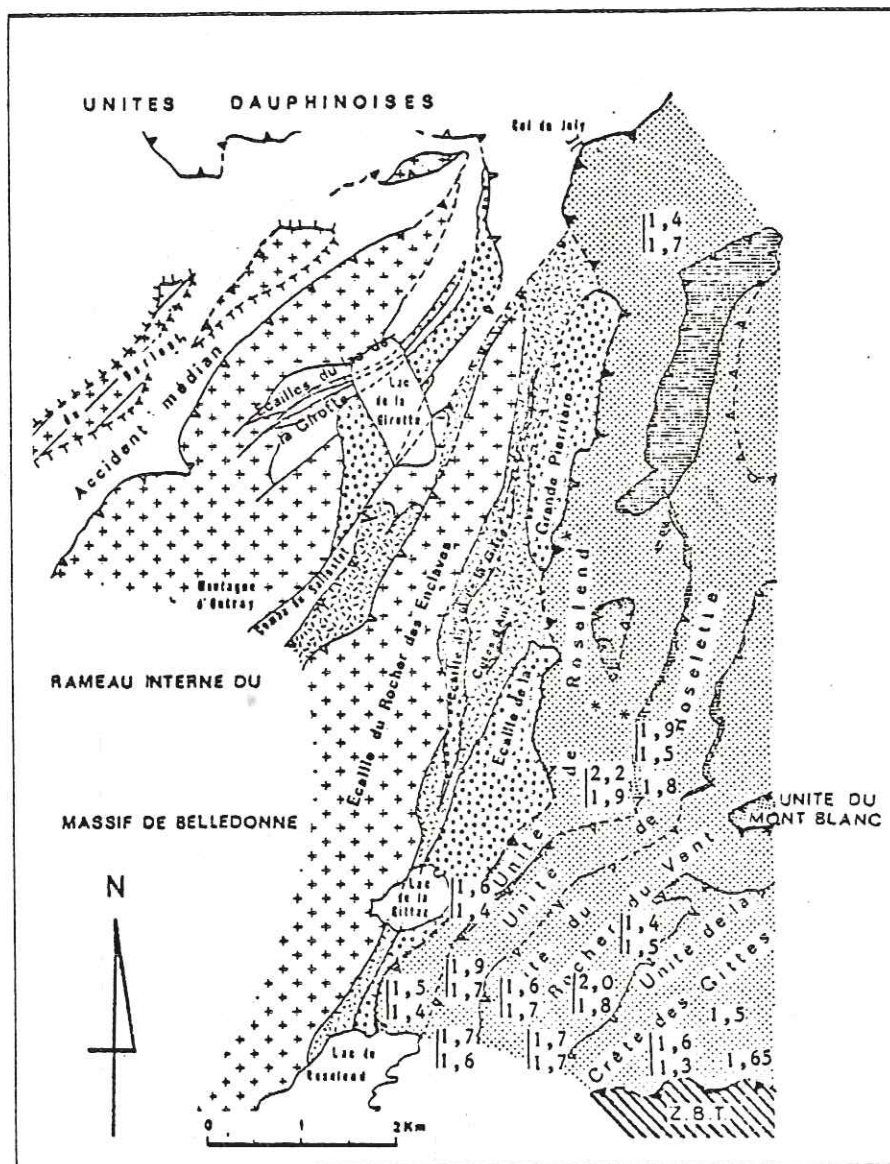


Fig. 47 : Carte de localisation des mesures de cristallinité d'Illite dans la nappe de Roselette.

la découverte de chloritoïdes en rosettes (photo 7) dans les schistes silico-alumineux de l'unité de Roselend apporte des précisions concernant l'âge du métamorphisme qui a affecté les sédiments de la nappe de Roselette : les chloritoïdes recoupent la schistosité de flux. Celle-ci, proche de l'horizontale, est sans doute apparue lors de la formation des grands plis couchés et a du rejouer lors de la mise en place des unités les unes sur les autres et lors du charriage de la nappe de Roselette. Par contre, les chloritoïdes semblent avoir été très légèrement réorientés par la

seconde schistosité, schistosité de crénulation que nous relierons au chevauchement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette. L'apparition des chloritoïdes serait donc contemporaine de ce dernier événement.

Dans le livre synthétique, nous abordons le métamorphisme unité par unité et en prenant en compte plusieurs paramètres. Ceci nous permet de préciser à la fois l'âge et la nature du métamorphisme dans le secteur étudié.

6°/- Les phases tectoniques dans la nappe de Roselette :

La description des structures de la nappe de Roselette permet de mettre en évidence les phases suivantes :

1. Une phase de plis couchés isoclinaux, très serrés, d'orientation NE-SW à N-NE - S-SW, déversés vers le Nord-Ouest. A ces plis est associée une schistosité de flux légèrement pentée vers l'Est. Le Nummulitique étant impliqué dans les plis isoclinaux, cette phase est post-Nummulitique.

2. Une phase cisaillante à vergence Nord-Ouest, aboutissant à une diverticulation de cette couverture sédimentaire déjà plissée. Au cours de cette diverticulation, des lames cristallines sont arrachées à un substratum situé à l'Est du massif du Mont-Blanc et aujourd'hui disparu. Ces lames soulignent la base des unités déterminées par la diverticulation.

3. Une phase cisaillante de grande ampleur transforme cet empilement d'unités en une véritable nappe de charriage, la nappe de Roselette. Cette nappe, à vergence nord-ouest, est charriée par dessus le domaine du Mont-Blanc et vient reposer jusque sur le domaine dauphinois. Ce charriage semble postérieur à la mise en place des unités les unes sur les autres. En effet, la base des unités de la nappe, à l'exception de l'unité inférieure - l'unité de Roselend - n'est soulignée que par des lames cristallines tandis que la base de la nappe elle-même - l'unité de Roselend - n'est soulignée que par d'importantes masses de cargneules ou par du gypse. Il s'agit donc probablement de deux types de contacts différents.

La schistosité de flux liée à la phase de plis isoclinaux a pu jouer au cours de ces deux derniers événements cisaillants.

4. Une phase compressive tardive ayant pour conséquence le déversement du massif du Mont-Blanc vers le Nord-Ouest sur la nappe de Roselette.

Au déversement du massif du Mont-Blanc est probablement associée une schistosité de fracture assez fruste, orientée N 30° et de pendage compris entre 40° et 50° vers le Sud-Est.

La nappe de Roselette a donc enregistré après le Nummulitique diverses phases de déformation, toutes à vergence nord-ouest. Comme pour les unités dauphinoises, il est probable que les événements antérieurs à la surrection du Mont-Blanc à travers la nappe de Roselette se sont succédés sans discontinuité dans le temps.

IV. CONCLUSIONS.

Une corrélation entre les évènements alpins mis en évidence dans la nappe de Roselette et dans le domaine dauphinois permet de proposer, pour le secteur étudié, l'évolution tectonique suivante :

. On assiste d'abord à une grande phase tangentielle à vergence essentiellement nord-ouest, que l'on peut diviser en plusieurs étapes successives :

- formation de plis métriques à décamétriques (plis "précoces"), observés dans la couverture dauphinoise. Dans la nappe de Roselette, la déformation intense des terrains sédimentaires ne nous a pas permis de distinguer ces structures.
- formation de grands plis couchés dans la couverture dauphinoise et dans la nappe de Roselette.
- la tectonique tangentielle s'accroissant, l'étape plicative est immédiatement suivie par une étape cisailante. Dans le domaine dauphinois, cette dernière a pour conséquence d'une part un écaillage intense du rameau interne du massif de Belledonne (cet écaillage a pu être entamé lors de la formation des plis couchés) et d'autre part le charriage de l'ensemble de la couverture sédimentaire vers le Nord-Ouest. A ce charriage est liée la dénudation du rameau interne du massif de Belledonne. Dans le même temps, le domaine d'origine de la nappe de Roselette est le siège d'une diverticulation de la couverture. Des lambeaux de socle sont arrachés et entraînés à la base des unités déterminées par cette diverticulation. Cet ensemble écaillé est ensuite charrié par dessus le massif du Mont-Blanc et vient reposer jusque sur le dos du rameau interne du massif de Belledonne précédemment dénudé. Ce ne sont plus des lames cristallines qui soulignent le plan de chevauchement de cette nappe (la nappe de Roselette) mais des cargneules et des gypses.
- . La bordure orientale de l'écaillage cristallin du Rocher des Enclaves est ensuite rétrodéversée.
- . Une ultime compression affecte les zones externes. Elle s'exprime par le bombement et le déversement du massif du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette qui l'avait dépassé. Un autre bombement affecte également le rameau externe du massif de Belledonne. Sur ce bombement est actuellement ouverte la fenêtre de Megève.
- . Enfin, une tectonique distensive tardive, de faible ampleur, se traduit dans la couverture dauphinoise par de petites failles normales.

Plusieurs phases tectoniques ont donc été mises en évidence dans le domaine dauphinois et dans la nappe de Roselette. Il est difficile, à ce stade de la présente étude de leur donner un âge, en particulier dans les unités dauphinoises où seuls les terrains assez anciens ont été considérés (Lias) et où il faudrait faire référence aux travaux concernant les termes plus récents de la couverture sédimentaire pour dater les évènements. Ceci

sera fait dans le livre synthétique. Dans la nappe de Roselette, le terme le plus récent impliqué dans la première des phases observées est le Nummulitique. On peut donc seulement dire, sans être plus précis, que toutes les phases ayant affecté la nappe de Roselette sont post-nummulitiques.

BILAN DE L'ETUDE

L'étude de la terminaison nord du massif de Belledonne et des terrains de son enveloppe a permis de mettre en évidence trois grands ensembles structuraux.

I. DONNEES CONCERNANT LA STRUCTURE ET LA PALEOGEOGRAPHIE DE CHACUN DES ENSEMBLES STRUCTURAUX.

a- Les unités dauphinoises :

Leur substratum : Il est constitué par le massif de Belledonne divisé en deux rameaux. Le rameau externe forme un vaste dôme à grand rayon de courbure émaillé par quelques failles inverses probablement de faible importance. Le rameau interne est en fait un empilement d'écaillés à matériel cristallin varié (leptynites, amphibolites, granites, ...) et carbonifère. Ces écaillés sont limitées par des accidents tangentiels redressés à leur front et pinçant des restes de couverture mésozoïque. Le rameau interne est légèrement rétrodéversé le long de son flanc oriental.

La couverture sédimentaire : Dans le secteur étudié, elle est essentiellement représentée par le massif Mont-Joly - Aiguille Croche. Celui-ci possède une structure de grands plis couchés déjà décrits par E. Ritter (1897) et B. Pijolat (1978). Ces plis sont tronqués par deux grands cisaillements soulignés par des écaillés de socle. L'un, situé à la base du massif, correspond au charriage vers le Nord-Ouest de l'ensemble de cette couverture, issue du rameau interne. Il prolonge l'accident chevauchant décrit par E. Paréjas (1925) à la base de la partie nord du massif du Mont-Joly. L'autre cisaillement, situé à un niveau structural plus élevé, correspond à une diverticulation de la couverture sédimentaire.

Du point de vue stratigraphique, le massif Mont-Joly - Aiguille Croche comprend du Trias et du Jurassique inférieur, les termes plus récents de cette série se trouvant actuellement en rive droite de l'Arly où ils forment la chaîne des Aravis. Dans le massif Mont-Joly - Aiguille Croche, seul le Lias inférieur a été reconnu paléontologiquement. Les découvertes de fossiles que j'ai pu y faire sont analogues à celles de J.C. Barféty et R. Mousterde (1978). Ces datations montrent que le Lias inférieur ne comprend que des alternances de calcaires marneux et de schistes. Les schistes silico-alumineux noirs que l'on trouve en abondance dans ce massif appartiennent donc tous à l'Aalénien. Cette interprétation est celle qui avait été retenue par E. Ritter (1897).

Par ailleurs, dans le Lias moyen, un passage latéral de faciès a été mis en évidence : les faciès sont détritiques au Nord-Est du secteur étudié et argileux au Sud-Ouest.

La série d'âge jurassique atteint une épaisseur approximative de 1000 m.

b- L'unité du Mont-Blanc :

Seule la couverture sédimentaire en est représentée dans le secteur étudié. Elle apparaît en fenêtre au Sud du vallon de la Sausse, où elle forme une écaille affectée par un pli anticlinal très étroit déversé vers le Nord-Ouest. L'épaisseur totale de cette couverture est ici de 12 m. La série comprend des dolomies triasiques, des quartzites rhétiens, des calcaires à Lamellibranches hettangiens et des Grès Singuliers. Seuls les calcaires à Lamellibranches ont pu être datés. Quant aux Grès Singuliers, l'étude de C. Eltchaninoff (1980) montre que l'on peut les attribuer au Lias moyen, si bien que le massif du Mont-Blanc apparaît avoir été à cette époque une région en haut fond. Les terrains plus récents de cette couverture ne sont pas connus.

c- La nappe de Roselette :

Elle est formée par les unités de Roselend, de Roselette, du Rocher du Vent et de la Crête des Gittes. La position structurale de ces unités ainsi que la similitude des terrains qu'elles comprennent permettent de placer leur origine dans un bassin ultra Mont-Blanc.

Cette interprétation a déjà été suggérée par C. Bordet (1961). C'est elle également qu'ont retenu les auteurs de la carte géologique Saint-Gervais au 1/50.000ème.

Les terrains de ce bassin ultra Mont-Blanc ont donc été plissés isoclinalement, diverticulés, puis charriés par dessus le Mont-Blanc. Ensuite, la nappe de Roselette s'est trouvée plissée dans son ensemble, lors du déversement tardif vers le Nord-Ouest de ce massif.

La série comprise dans cette nappe va du Sinémurien au Nummulitique. Le Sinémurien a été daté par H. Schoeller (1930), l'Aalénien et l'Oxfordien par P. Landry (1976) et le Nummulitique par G. Mennessier (1965). La découverte d'un Orbitolinidé m'a permis de confirmer l'existence de Crétacé inférieur, présentée comme une hypothèse possible sur la carte Saint-Gervais au 1/50.000ème. Le Crétacé supérieur, lui, érodé au cours de l'émersion antennummulitique, serait absent de cette série. Les sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la nappe de Roselette sont peu épais (500m au maximum) et présentent des caractères pélagiques : série peu carbonatée comprenant peu ou pas d'apports détritiques.

II. PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE.

Une reconstitution paléogéographique d'ensemble de la région ne peut être faite qu'au Lias moyen : c'est le seul étage qui soit connu dans les trois ensembles structuraux. A cette époque, le domaine dauphinois constituait dans cette région des Alpes un bassin subsident occidental marqué par quelques apports détritiques ; le domaine du Mont-Blanc était un haut-fond ; quant au domaine d'origine de la nappe de Roselette, c'était un bassin oriental dont la sédimentation ne différait pas notablement de celle du bassin dauphinois.

III. EVOLUTION TECTONIQUE DE LA REGION.

Après le Nummulitique, la région est affectée par diverses phases tectoniques d'inégale importance :

- une phase tangentielle majeure comprenant plusieurs étapes : formation de plis couchés, diverticulation et charriages. De cette phase résulte l'essentiel des structures de la région ;
- une phase de rétrodéversement des structures. Elle n'est exprimée ici que de façon locale sur le flanc oriental du massif de Belledonne ;
- une phase compressive à laquelle est lié le bombement du rameau externe du massif de Belledonne ainsi que le déversement du Mont-Blanc sur la nappe de Roselette ;
- une phase distensive tardive, de faible importance.

IV. DE L'UTILITE DU LIVRE SYNTHETIQUE.

Certains sujets n'ont pas été abordés dans ce livre. Il s'agit de l'étude du métamorphisme qui n'a été ici qu'effleurée ; de l'âge des phases tectoniques que l'étude de cette seule région ne peut permettre de résoudre, les terrains considérés appartenant à un niveau structural trop bas ; et du problème du prolongement des unités dans les régions avoisinantes.

Ces sujets sont abordés dans le livre synthétique commun à Catherine Eltchaninoff et à moi-même, dans lequel sont utilisées les données relatives aux secteurs que nous avons respectivement étudiés ainsi que les résultats obtenus par d'autres auteurs ayant étudié les régions voisines.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Photo n° 1 : Stratifications entrecroisées dans le Houiller de
l'écaille de la Grande Pierrière (Lac de la Gittaz).
La polarité du banc est inverse (cf. p. 18).

Photo n° 2 : Le Trias de l'écaille de la Grande Pierrière : al-
ternances de dolomies (bancs clairs) et de calcaires
spathiques (bancs sombres). (cf. p. 19).

Photo n° 3 : *Rhynchonella polyptycha* Oppel. (1861) (détermination
M. Almeras). Montée à l'Aiguille Croche. (cf. p. 22).

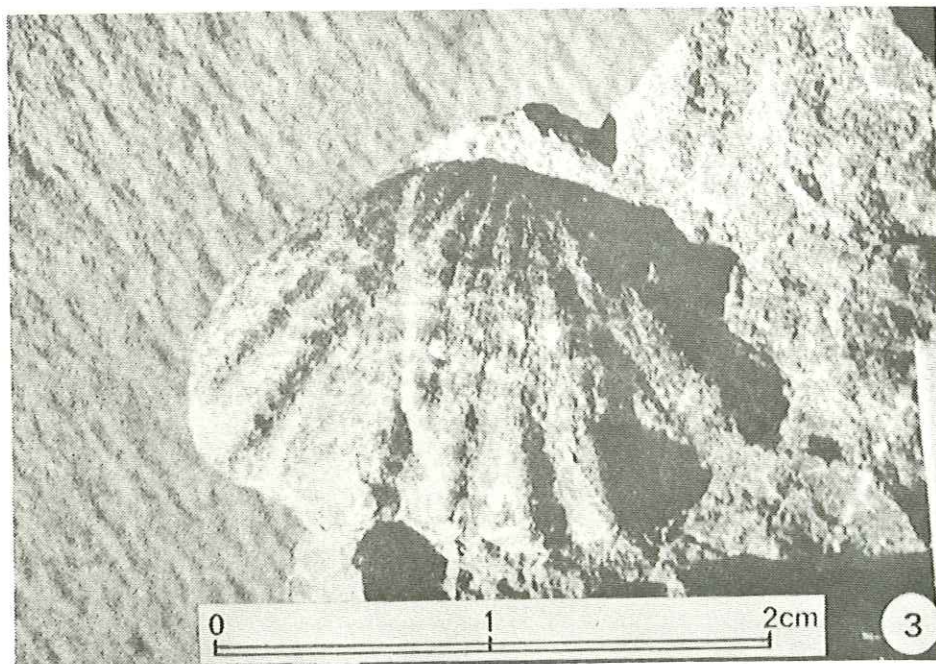
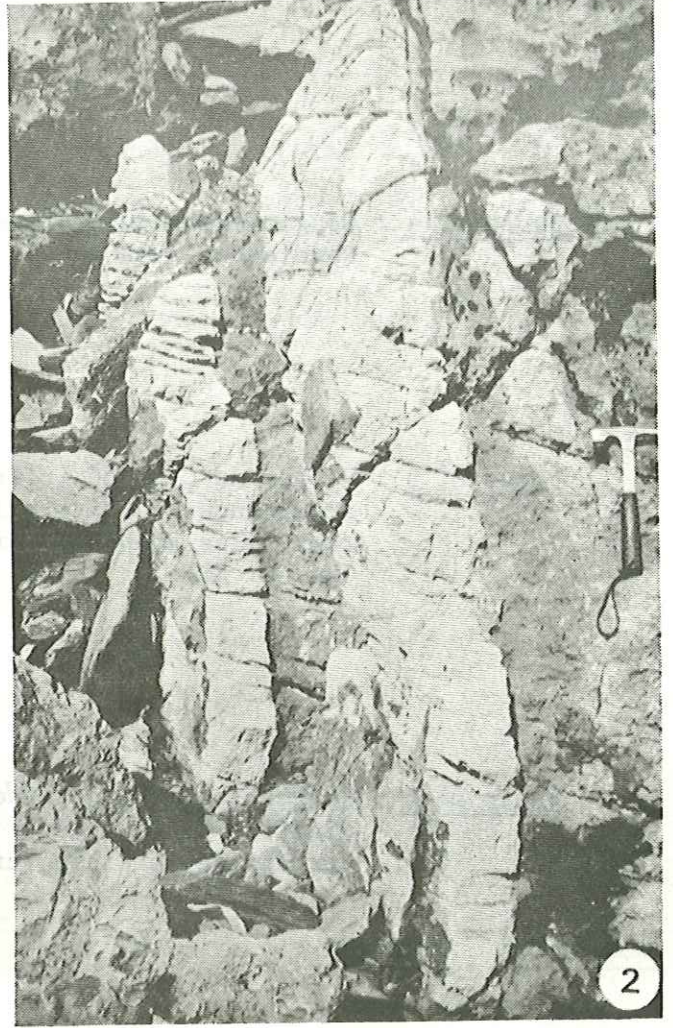
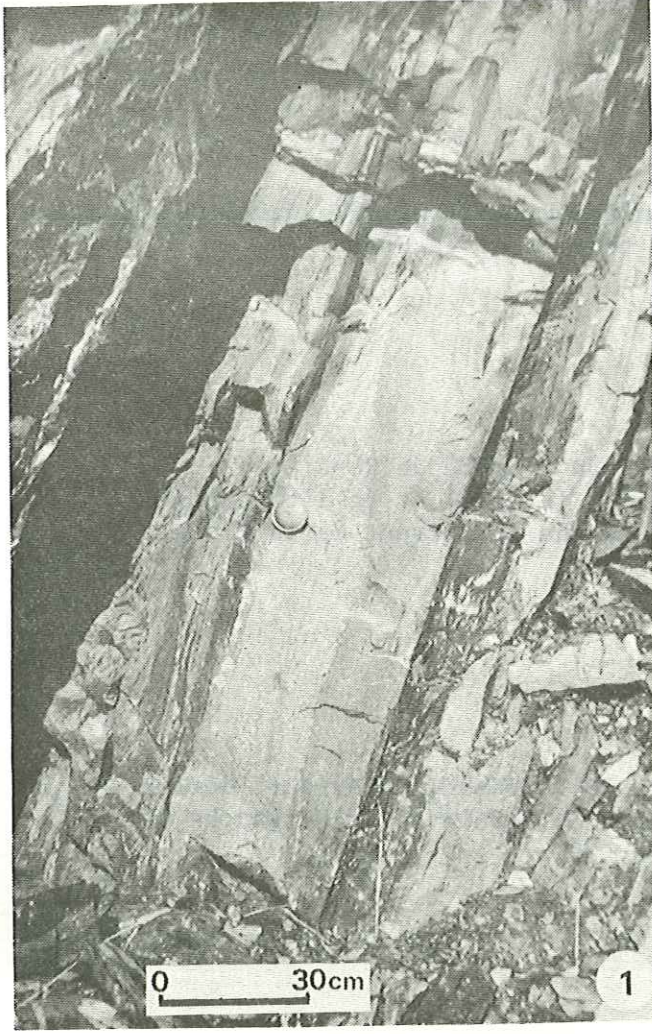


Photo n° 4 : Conglomérats du Crétacé inférieur (cf. p. 39). Unité de Roselette, rive gauche du torrent de la Cicle.

Photo n° 5 : Faciès du Crétacé inférieur de l'unité de Roselette : alternances de lits calcaires (clairs) et de lits schisteux (plus sombres). Rive gauche du torrent de la Cicle. (cf. p. 39).

Photo n° 6 : Fragment d'*Orbitolinidé* (x 70). Crétacé inférieur (détermination E. Fourcade). Unité de Roselette, rive gauche du torrent de la Cicle (cf. p. 39).

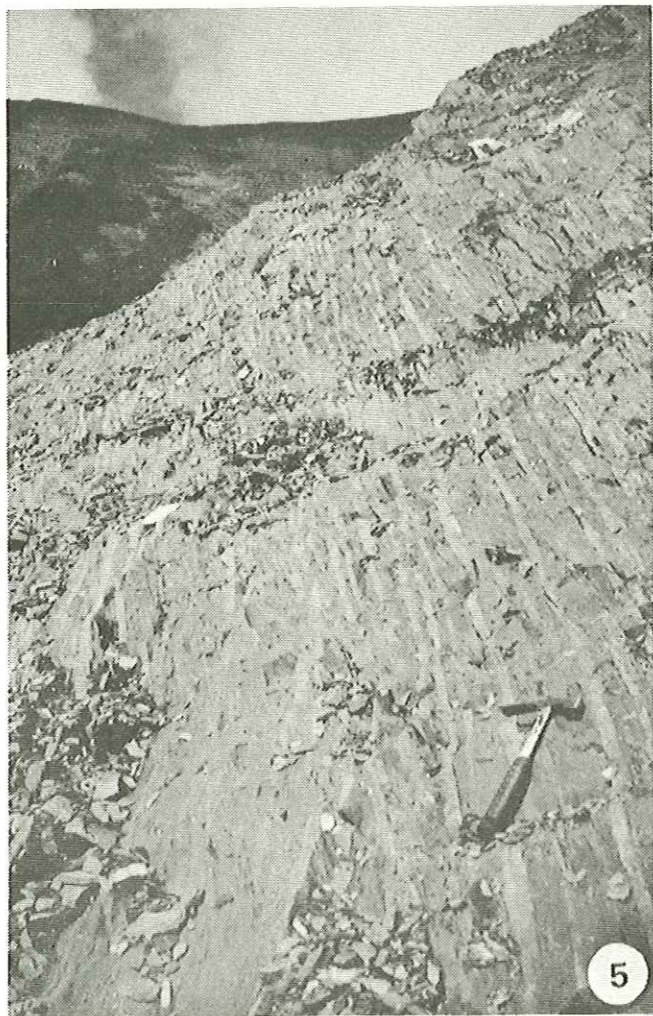
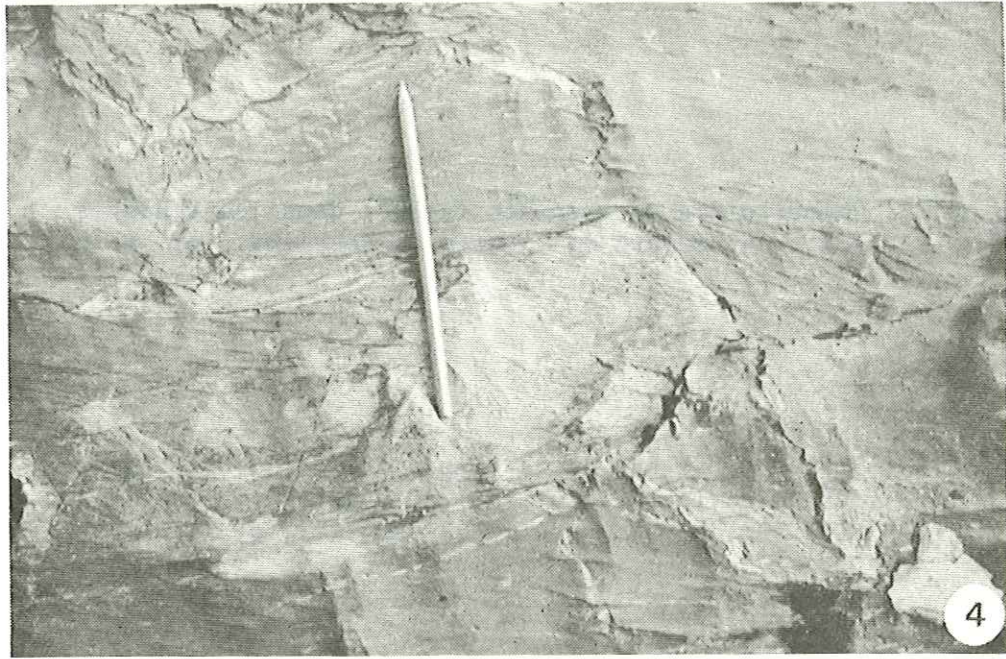


Photo n° 7 : Chloritoïdes en rosettes (x 300) dans les schistes silico-alumineux de l'unité de Roselend. (cf. p. 86).

Photo n° 8 : *Schlotheimia* sp. de la zone à *angulata* (Hettangien, détermination R. Mousterde). Couverture du Mont-Blanc, rive sud du vallon de la Sausse. (cf. p. 27).

Photo n° 9 : Faciès du Malm supérieur (Tithonique) dans la nappe de Roselette.

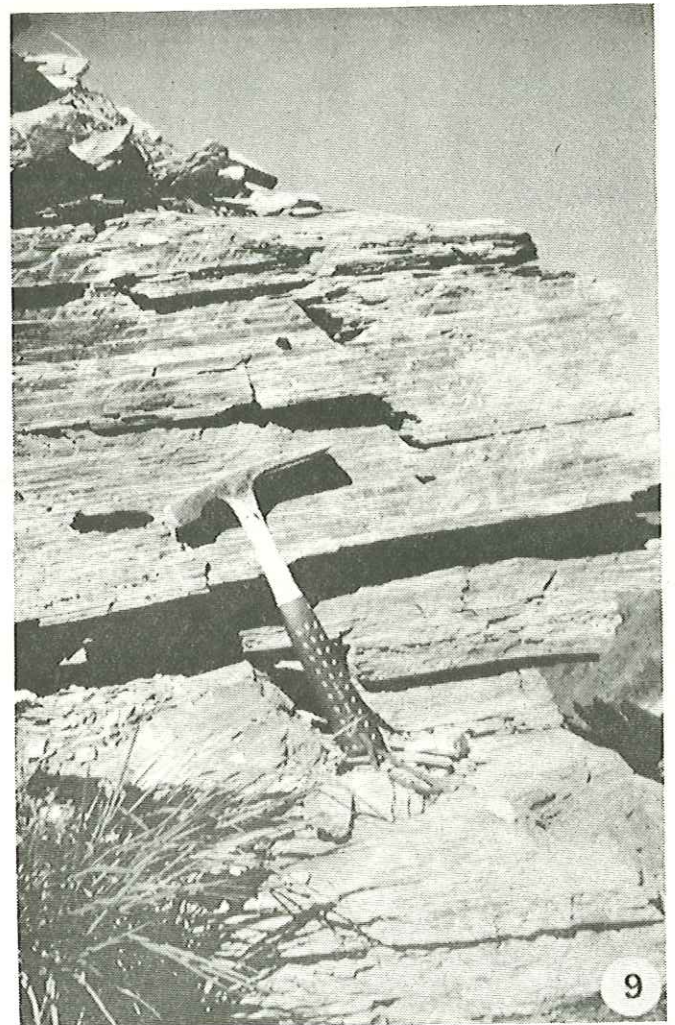
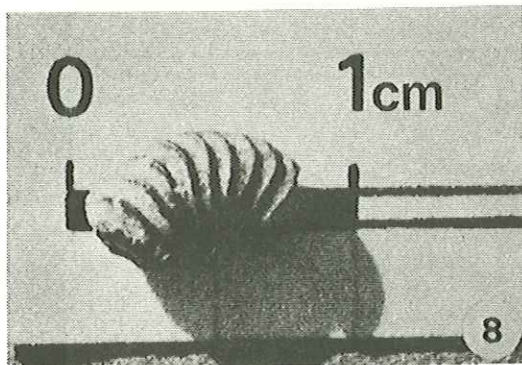
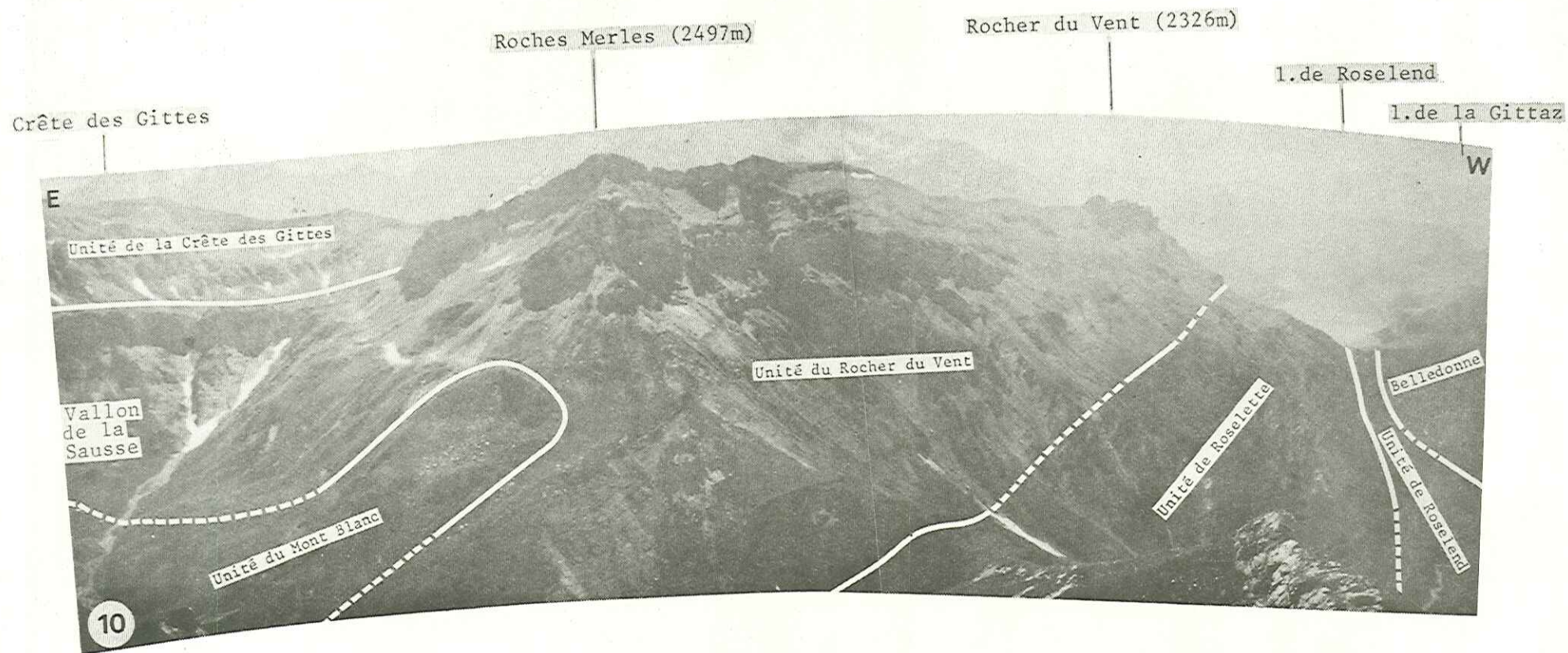




Photo n° 10 : Panorama du vallon de la Sausse (à gauche) des Roches Merles et du Rocher du Vent vu de la haute crête des Bances.

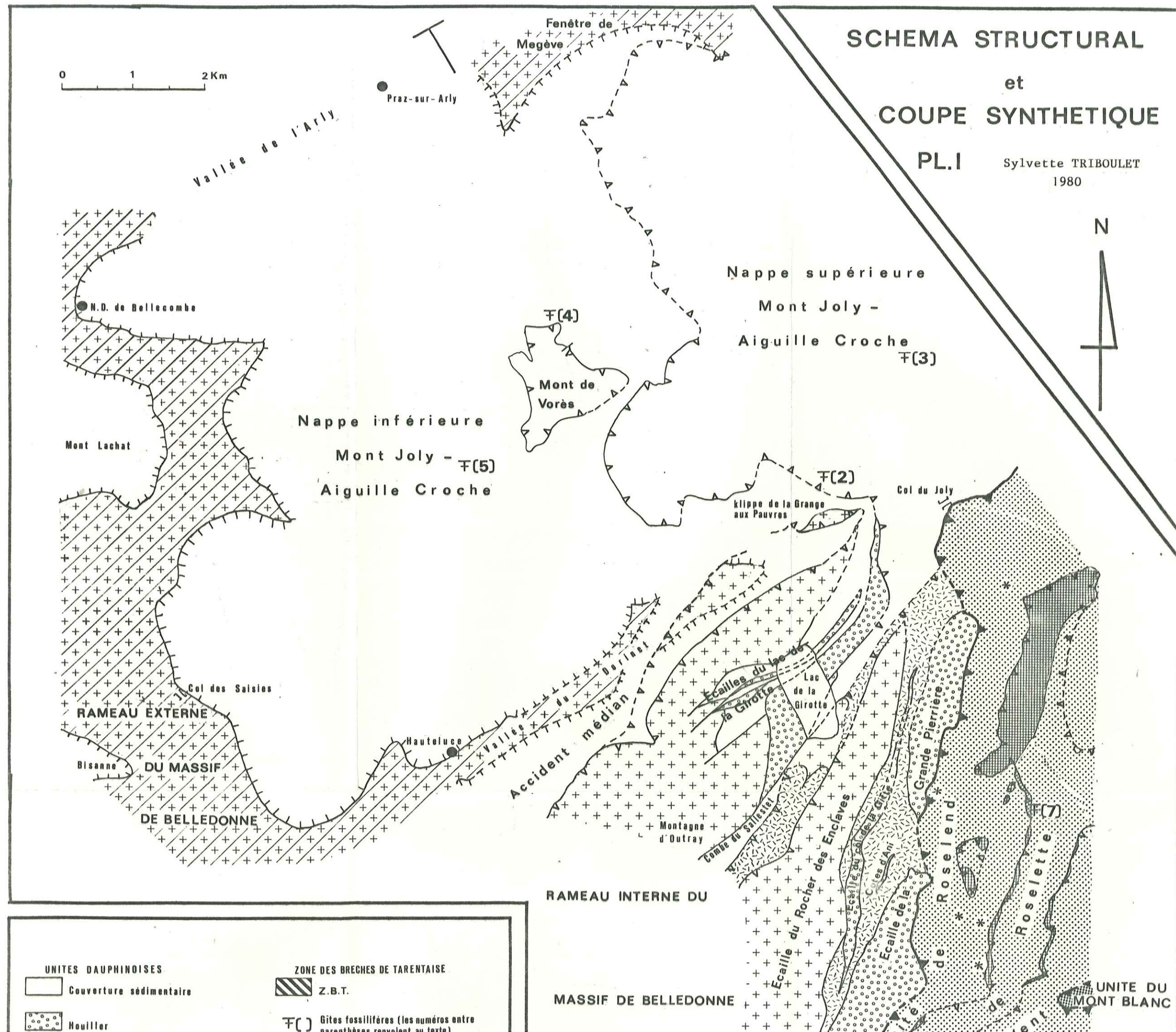




SCHEMA STRUCTURAL et COUPE SYNTHETIQUE

PL.I

Sylvette TRIBOULET
1980



UNITES DAUPHINOISES

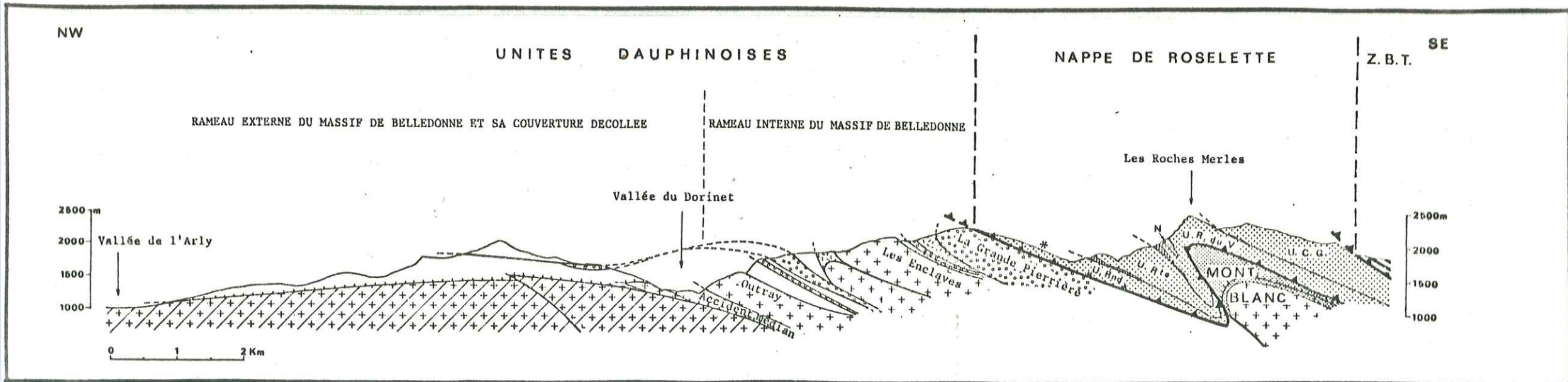
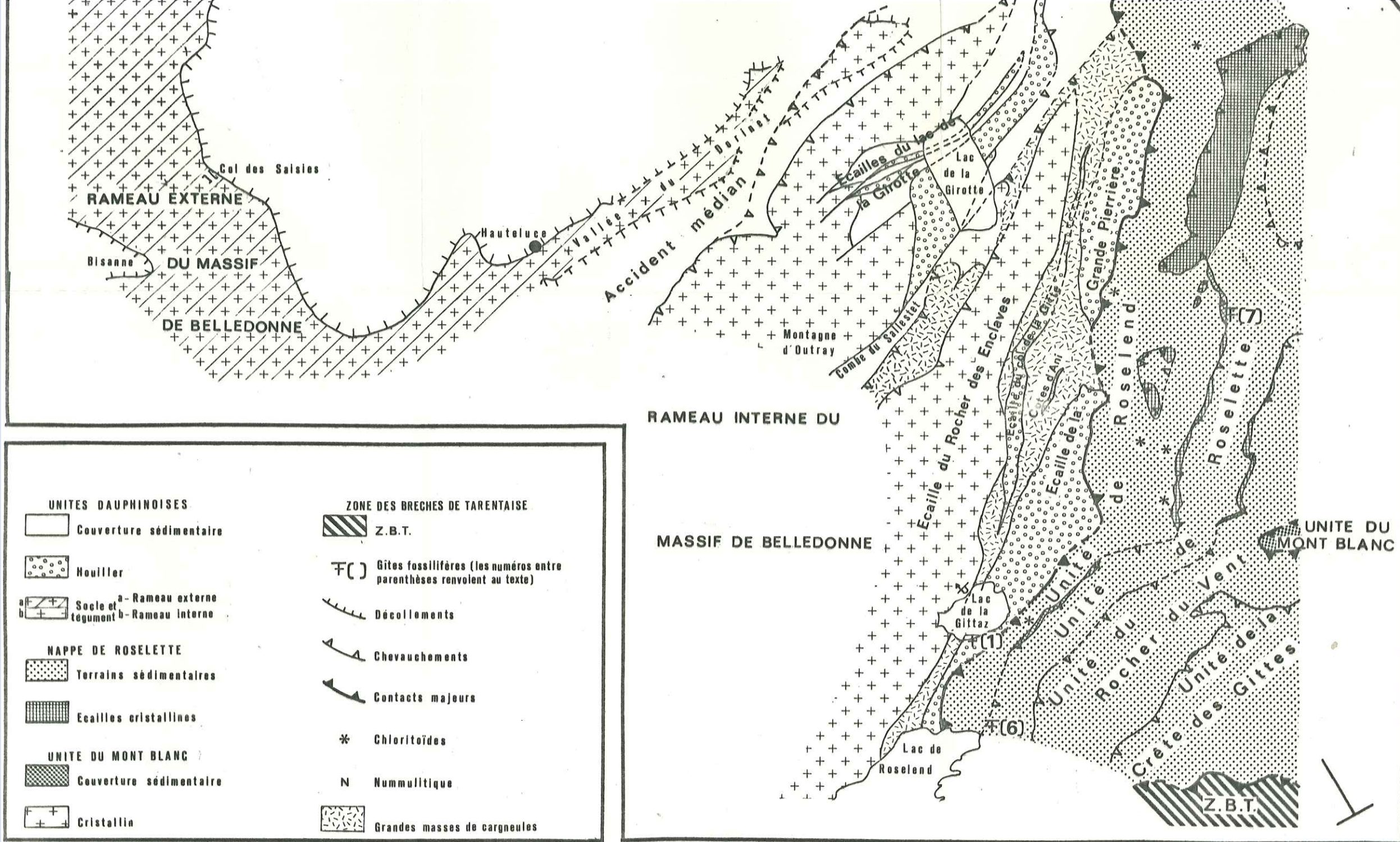
Couverture sédimentaire

Mouiller

ZONE DES BRECHES DE TARENTOISE

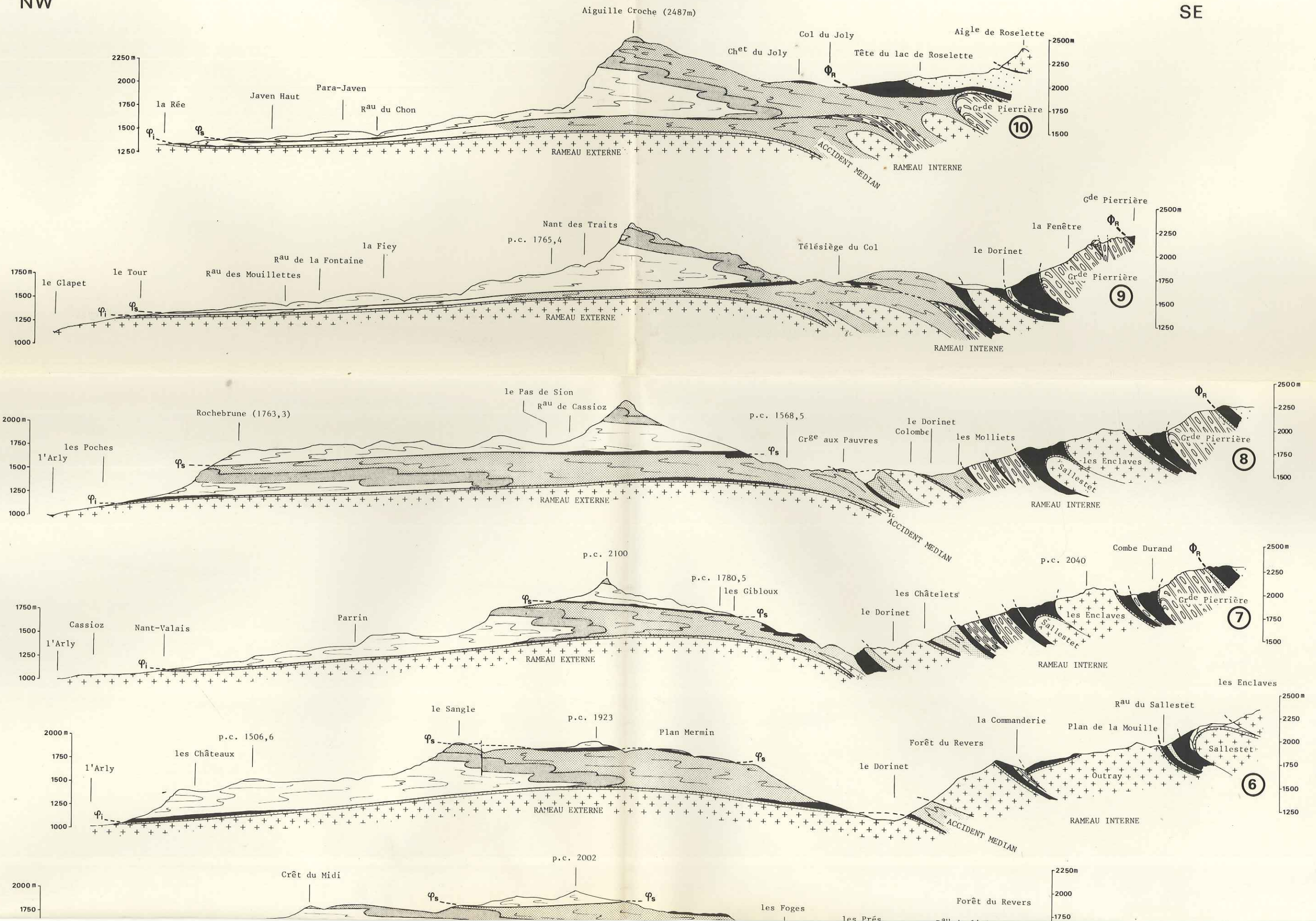
Z.B.T.

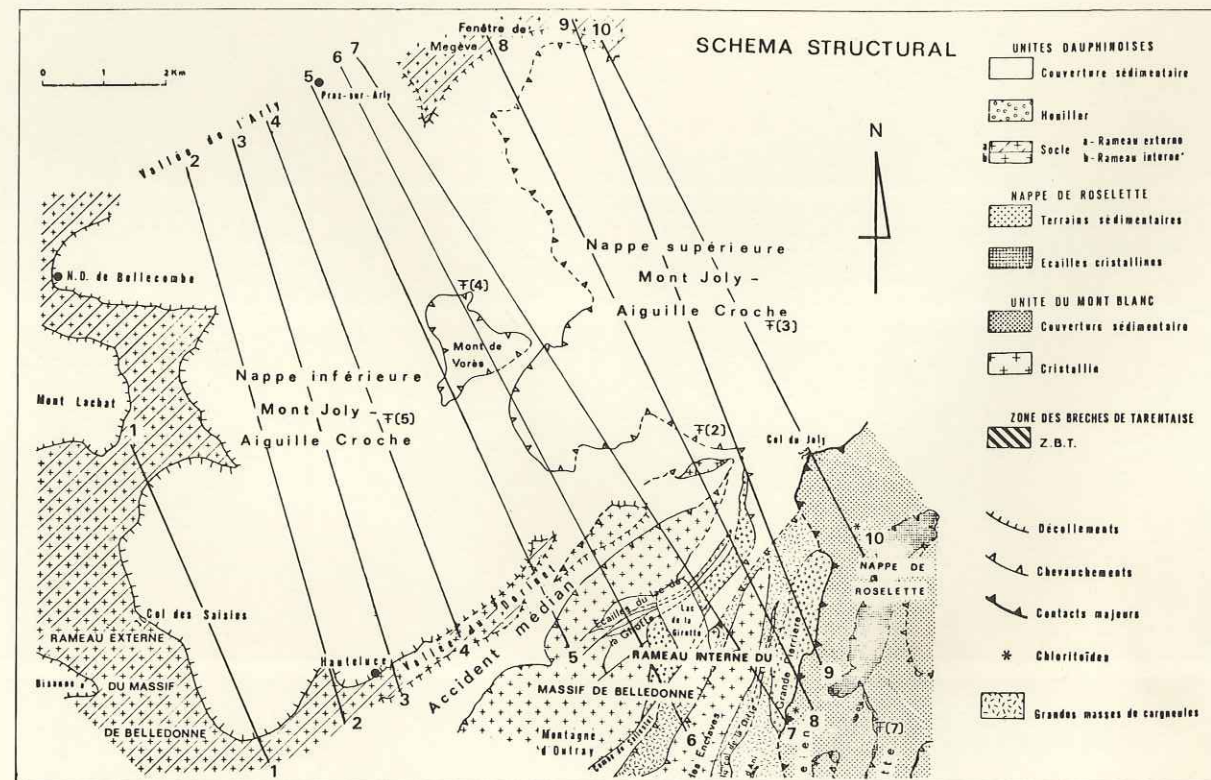
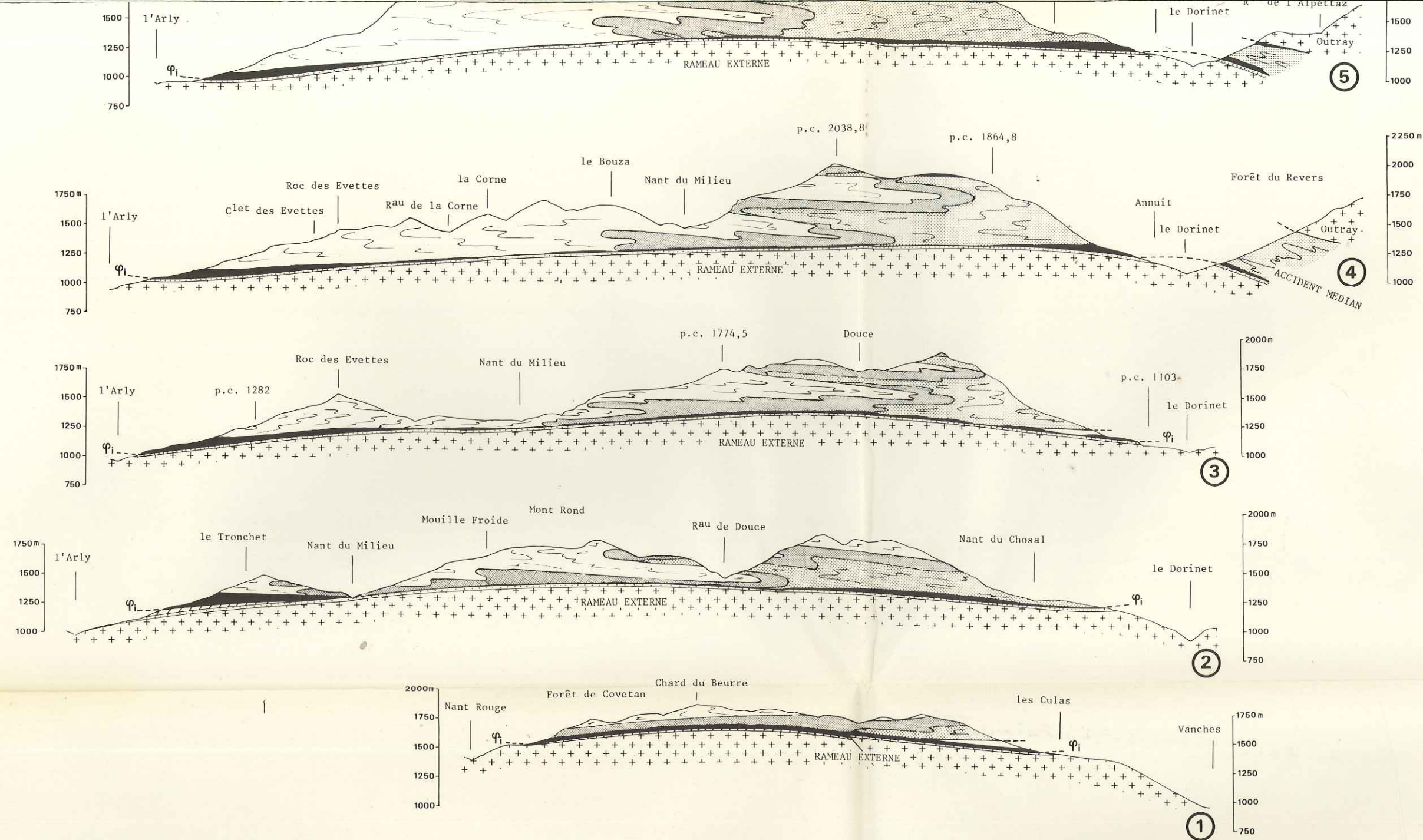
F() Gites fossilifères (les numéros entre parenthèses renvoient au texte)



NW

SE





LEGENDE

- Lias supérieur et Aalénien (schistes silico-alumineux)
- Lias moyen (calcaires à Entroques, calcaires gréseux et calcaires marneux)
- Lias inférieur (calcaires marneux)
- Trias (dolomies)
- Permo-Trias (grès)
- Houiller
- Cristallin
- Nappe de Roselette
- Cargneules
- Granite de la Chaudanne
- Chevauchement de la nappe inférieure Mont-Joly-Aiguille Croche
- Chevauchement de la nappe supérieure Mont-Joly-Aiguille Croche
- Chevauchement de la nappe de Roselette

