

**Beiträge  
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der

**Schweizerischen Geologischen Kommission**

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux  
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la

**Commission Géologique Suisse**

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

**Nouvelle série, 143<sup>e</sup> livraison**

**Héli Badoux**

Lausanne

# **Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne**

Avec 61 figures et 6 planches

**1972**

En commission chez Kümmerly & Frey S.A., Editions géographiques, Berne

Imprimé par Stämpfli + Cie, Berne

Matériaux  
pour la Carte Géologique de la Suisse  
Carnet de l'Institut suisse de Géologie  
N° 10

Beilage  
zur Geologischen Karte der Schweiz  
Geologische Karte der Schweiz  
N° 10

Nouvelle série, N° 10

Hell Badoux

Lausanne

# Tectonique de la nappe de Molles entre Rhône et Lizerne

Avec 10 figures et 2 planches

Publié avec l'aide du Fonds national suisse de la recherche scientifique

Tirage: 450 expl.



## Préface de la Commission Géologique

Le présent ouvrage du Professeur H. Badoux est le fruit de plusieurs années d'études et de cartographies géologiques dans la région de la Dent de Morcles sise entre le Rhône et la Lizerne. Le territoire étudié recouvre partiellement les feuilles 1305 D<sup>t</sup> de Morcles, 1285 Les Diablerets et 1286 St-Léonard de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 25000.

La carte *Dent de Morcles*, n° 58 de l'Atlas géologique de la Suisse, paraîtra en même temps que le mémoire et en facilitera grandement la lecture. Actuellement, l'auteur poursuit ses levés vers le N, sur la feuille adjacente des *Diablerets*.

La première partie fournit un aperçu rapide sur la paléogéographie et les terrains de l'Autochtone et de la nappe de Morcles; suit la partie principale consacrée à l'analyse détaillée et richement illustrée de la structure géologique de la région. Enfin, la troisième partie en présente la cinématique, soit le développement des structures au cours des temps.

En 1970, l'auteur proposa le présent mémoire à la Commission Géologique, qui accepta de l'imprimer dans la série des « Matériaux » lors de sa séance du 21 novembre 1970. Une demande de subside destiné à couvrir les frais d'impression élevés des six planches en couleur qui accompagnent le texte fut présentée au « Fonds national suisse de la recherche scientifique ». Cette requête fut accordée. La Commission Géologique tient à remercier le Fonds national pour son appui financier.

L'auteur est seul responsable du contenu du texte et des illustrations.

Bâle, novembre 1971

Pour la Commission Géologique

Le président

*Prof. Dr W. Nabholz*

# Table des matières

	Page		Page
Préface de la Commission Géologique .....	3	Chapitre VII: La dépression aalénienne .....	37
Table des figures du texte et des planches .....	5	Chapitre VIII: L'ossature de la nappe – Le Dogger et le Malm .....	38
Introduction .....	7	1. Le secteur allant de Saillon à Petit Pré et Grand Pré .....	38
		a) Le Dogger .....	38
		b) Le Malm .....	39
		2. Le secteur au N de Petit Pré et Grand Pré et à l'W de la Salentse .....	42
		a) L'arête Châtillon – Dent Favre .....	42
		b) L'arête Six Noir – Pointe d'Aufalle .....	43
		c) Le Petit Muveran .....	43
		3. Le secteur de Dogger allant de la Salentse à la Losentse .....	43
		a) La Pointe de Chemo et ses contreforts .....	48
		b) La Dent de Chamosentse .....	50
		4. Le rôle du Malm au front et au flanc normal de la nappe .....	50
<b>1<sup>re</sup> partie: Paléogéographie</b>		Chapitre IX: L'enveloppe crétacique et nummulitique de la nappe .....	51
Chapitre I: Paléogéographie de l'Autochtone .....	8	1. Le secteur compris entre la plaine et la Montagne de Fully .....	52
1. Le Trias .....	8	2. Le secteur des lacs de Fully .....	53
2. Le Lias .....	8	3. La face SW des Dents de Morcles .....	56
3. Le Dogger .....	9	4. Le secteur compris entre les Dents de Morcles et Pont de Nant .....	56
4. Le Malm .....	9	a) L'arête Dent de Morcles – Grand Muveran .....	56
5. Le Crétacé inférieur .....	9	b) Le vallon de Nant .....	57
6. Le Tertiaire .....	9	c) L'arête Dent de Morcles – Savolaires .....	57
a) Le Nummulitique .....	10	5. Le secteur compris entre Pont de Nant et le Col des Essets .....	60
b) Le Flysch .....	10	a) L'arête Le Bertet – l'Argentine – Col des Essets .....	60
7. Résumé .....	11	6. Le secteur Tête de Bellalué à Tête Pognat .....	62
Chapitre II: Paléogéographie de la nappe de Morcles .....	11	7. Le secteur du Haut de Cry .....	65
1. Le Trias .....	11	a) L'anticlinal de Tsérié .....	65
2. Le Lias .....	12	b) L'anticlinal du pt.2808 .....	65
3. Le Dogger .....	12	c) Les anticlinaux du pt.2522 et de Vertsan .....	68
4. Le Malm .....	12	d) La région de la Routia .....	68
5. Le Crétacé .....	13		
6. Le Nummulitique .....	13		
7. Résumé .....	15		
		<b>3<sup>e</sup> partie: Évolution structurale</b>	
<b>2<sup>e</sup> partie: Structure de la région</b>		Chapitre X: Remarques préliminaires .....	69
A. Structure de l'Autochtone .....	16	Chapitre XI: Mise en place de l'Ultrahelvétique ....	70
Chapitre III: Le socle .....	16	Phase 1 .....	70
Chapitre IV: La couverture des massifs .....	17	Chapitre XII: Le paroxysme helvétique .....	70
1. Le décollement de la couverture .....	17	1. Phase 2 – Diverticulation du Flysch .....	70
2. Les écaillés de l'Autochtone .....	20	2. Phase 3 – L'avancée de la nappe .....	71
a) L'arête S du Six Tremble .....	20	3. Phase 4 – L'avancée du front, les plis NE.....	71
b) L'écaille intracutanée des Chantons .....	20	4. Phase 5 – Le serrage .....	72
c) La genèse de l'écaille des Chantons .....	21	5. Relations entre la mise en place de la nappe et la tectonique de l'Autochtone .....	72
d) La Série d'Arbignon et l'écaille de Bella Crêta dans le SE .....	22	6. Relations entre les nappes de Morcles et des Diablerets-Wildhorn .....	72
e) Suite de ces deux éléments vers le NW, jusqu'à la latitude de Rionda .....	22	7. Conclusions .....	72
f) L'Au de Morcles .....	23		
g) Résumé .....	26	Abstract .....	74
3. Le Nummulitique et le Flysch .....	26	Bibliographie sommaire .....	75
a) Hypothèses sur la structure interne et l'origine de la masse de Flysch .....	27		
B. Structure de la nappe de Morcles .....	29		
Chapitre V: Introduction .....	29		
1. Remarques préliminaires – Nomenclature des plis des nappes de premier ordre.....	29		
2. Remarques générales sur la nappe de Morcles .....	30		
Chapitre VI: Le cœur liasique de la nappe de Morcles .....	31		
1. L'Ardèche .....	31		
2. La région liasique de Saillon .....	34		
a) Les collines de Longeraie .....	34		
b) La colline de Saillon .....	35		
c) Relations entre les Lias d'Ardèche, de Longeraie et de Saillon .....	36		

# Table des figures du texte et des planches

## Figures

	Page
Fig. 1 Evolution de l'Autochtone de Morcles	10
Fig. 2 Schéma paléogéographique	14
Fig. 3 Schéma tectonique du socle	16
Fig. 4 Le massif de Morcles, vu de Mex	18
Fig. 5 Coupe du Trias du torrent de la Tourche	19
Fig. 6 Coupe de l'arête S du Six Tremble	20
Fig. 7 Formation de l'écaille intracutanée des Chantons du Tovit	21
Fig. 8 Le pt. 2455 des Lettes-Dessus, vu du sentier de Bella Crêta	22
Fig. 9 Bella Crêta, vu des Lettes	23
Fig. 10 Coupe de la couverture autochtone entre Bella Crêta et Rionda	24
Fig. 11 Coupes interprétatives du secteur Au de Morcles – Rosseline – Planaux	25
Fig. 12 Relations du Flysch et du Nummulitique dans le torrent du Courset, cote 1120	27
Fig. 13 Relations des unités tectoniques du massif de Morcles	28
Fig. 14 Divers types de plis des nappes de premier ordre	30
Fig. 15 L'Ardèche, vue du tournant 1122 de la route Leytron–Ovronnaz	32
Fig. 16 Pli et boudinage à la cote 1000 de la paroi W de l'Ardèche	32
Fig. 17 L'Ardèche, vue du Rhône	33
Fig. 18 Les collines de Saillon, vues du SW	33
Fig. 19 Détails du plissement le long du sentier reliant Saillon aux carrières de La Sarva	34
Fig. 20 La colline de Saillon, vue du Rhône	35
Fig. 21 Le Sinémurien de l'extrémité SW de la colline de Saillon	36
Fig. 22 Le Pliensbachien de la porte de Saillon	36
Fig. 23 Schéma tectonique du cœur liasique de la nappe de Morcles	37
Fig. 24 Style des plis du Bajocien de la carrière de La Sarva et de la gorge de la Salentse	39
Fig. 25 Diagramme de Wulf du Dogger de la région Betson–Seya	39
Fig. 26 Le Grand Chavalard, vu du Mont Chemin	40
Fig. 27 Le Grand Chavalard, vu de la Grand Garde	40
Fig. 28 Le Grand Château, vu du S	41
Fig. 29 Le Petit Château	41
Fig. 30 L'arête Dent Favre – Six Armaillé, vue d'Euloi	42
Fig. 31 Le Six Noir, vu du S	43
Fig. 32 La Grand et le Petit Muveran, vus de la Pointe d'Aufalle	44
Fig. 33 La face W du Grand Muveran	45
Fig. 34 L'arête Tête Noire – Grand Muveran, vue de la Seya	46
Fig. 35 Le versant NE de Plan Salentse	47
Fig. 36 La Dent de Chamosentse, vue de l'W	48
Fig. 37 La Dent de Chamosentse, vue du S	49
Fig. 38 Le Col des Chamois, vu de la Petite Chaux sur Euzanne	50
Fig. 39 La Tita Naire, vue du N	51
Fig. 40 Eléments structuraux de l'Argovien du Grand Muveran	51
Fig. 41 Plis de l'Aptien du flanc renversé de la nappe	52
Fig. 42 Petits plis de l'Hauterivien et du Valanginien sous les carrières de marbres de Saillon	52
Fig. 43 Le Six du Doe, vu du SSW	54
Fig. 44 Le Six Tremble, vu du Grand Chavalard	55
Fig. 45 La face SW des Dents de Morcles, vue de Mex	55
Fig. 46 La face N des Dents de Morcles, vue des Martinets	57
Fig. 47 La paroi NW Dents de Morcles – Dent Favre, vue du NW	57
Fig. 48 Le Roc Champion, vu des Martinets	58
Fig. 49 Un pli du flanc inverse de la nappe, vu de la Cabane de la Tourche	58
Fig. 50 La Pointe des Martinets, vue du S	59
Fig. 51 La Pointe de Pré Fleuri, vue du S	59
Fig. 52 Le Miroir de l'Argentine, face NW	61
Fig. 53 Le périclinal du pli de l'Argentine, vu du NE	61
Fig. 54 Pierre qu'Abotse, vue de Pancirosse	62
Fig. 55 L'Ecuelle, vue du NW	62
Fig. 56 Tête de Bellalué et Tête à Grosjean, vues du NW	63
Fig. 57 Le Haut de Cry, vu de l'W	64

	Page
Fig. 58 Le sous-chevauchement du Malm sous le Valanginien schisteux à la Dent de Tsérié, vu du NW .....	65
Fig. 59 Le Haut de Cry, vu du versant N de L'Ardèche .....	66
Fig. 60 Le Haut de Cry, vu de la Grand Garde .....	67
Fig. 61 Coupe schématique du synclinal de la Routia .....	68

## Planches

Pl. I	Le versant SW des Dents de Morcles, vu du pt. 2200,8 de Bésery, arête NW du Diabley.
Pl. II	L'arête Dents de Morcles – Grand Muveran, vue du Col des Pauvres.
Pl. III	L'arête Le Bertet – L'Argentine, vue des Outans (pt. 1962).
Pl. IV	L'Argentine, vue de Chaux Ronde (pt. 2013, 5).
Pl. V	Le flanc normal de la nappe de Morcles, vu de la Haute Corde.
Pl. VI	Le cirque de Derborence, vu du Pas de Cheville.



A la mémoire d'Eugène Renevier et de Maurice Lugeon, les deux grands géologues à qui l'on doit l'essentiel de nos connaissances sur les Alpes vaudoises.

## Introduction

La nappe de Morcles s'est acquise dans le domaine tectonique une réputation mondiale. C'est en effet l'exemple classique et souvent cité, de la nappe de premier ordre, c'est-à-dire possédant un flanc inverse, tandis que celle du second ordre en est dépourvue. Cette renommée, elle la doit à deux savants vaudois: Eugène Renevier et Maurice Lugeon.

E. RENEVIER, dans sa magistrale Monographie des Hautes Alpes vaudoises, jeta les bases de la stratigraphie de ce massif montagneux. Il en donna une première représentation cartographique, mais sans en comprendre la structure.

Ce fut son élève, M. LUGEON, qui devait apporter la solution de cette étonnante architecture dans une série de notes citées dans la bibliographie ci-jointe. La publication en 1937 de la feuille géologique Saxon-Morcles au 1:25000, puis de celle des Diablerets en 1940 marque le point culminant de son œuvre dans ce secteur des Alpes.

Comme jeune assistant, j'eus souvent le privilège d'accompagner M. Lugeon, alors qu'il levait ces deux cartes géologiques. Il m'est resté de ces excursions, où ma tâche consistait surtout à porter le sac du «patron», des souvenirs lumineux et un goût très vif pour nos belles Alpes vaudoises. Aussi, ce fut avec enthousiasme que j'acceptais d'en reprendre le lever, en vue d'une deuxième édition, lorsque mon ami L. Vonderschmitt, alors Président de la Commission Géologique Suisse, me le proposa. Ce travail dura 8 ans et fut achevé en 1967. Il m'a semblé qu'une région si démonstrative du point de vue tectonique méritait une description plus détaillée et mieux illustrée que celles des notices explicatives accompagnant les cartes publiées. Tel est le but du présent mémoire.

Ce texte est divisé en trois parties:

- Dans la première, nous tenterons de reconstruire la paléogéographie du bassin sédimentaire de la nappe et de son substratum autochtone. On pouvait espérer déceler par cette méthode des mouvements synsédimentaires et éventuellement leurs relations avec les structures actuelles, c'est-à-dire de montrer si les phases paroxysmales avaient été précédées et amorcées par une tectonique embryonnaire.
- La deuxième partie sera consacrée à la description de l'architecture de la région. Il s'agira surtout des macrostructures et de quelques notations structurologiques.
- Dans la troisième partie, je tenterai de reconstituer la cinématique de la nappe et de son substratum pendant le paroxysme alpin. Il s'agira donc d'un essai où les hypothèses joueront un rôle essentiel.

Avant d'aborder le vif de mon sujet, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé durant cette étude: d'abord Marcel Burri qui m'a remis ses levés sur la région du Berthex-Richard, puis ceux qui m'ont accompagné sur le terrain, Pierre Freymond et Stephen Ayrton, ainsi que mes élèves François Montandon, Laurent Jemelin, mon assistant Henri Masson et Mlle. E. Pasche qui a dactylographié le manuscrit.

Je tiens à dire aussi ma gratitude à M. Jean Roduit de Leytron qui a mis plusieurs années de suite son chalet d'Ovronnaz à ma disposition et à M. et Mme. Rodolphe et Hélène Giacomini dont l'hospitalité si sympathique ajoute un charme supplémentaire à la belle région d'Anzeinde, ce haut lieu de la géologie alpine.

## Paléogéographie

Notre objectif étant la description structurale et tectonique de la région, celle des terrains sera réduite au minimum. Seules seront consignées ici les observations ayant une incidence sur la tectonique ou une utilité pour les reconstitutions paléogéographiques.

Nous traiterons successivement de la série autochtone, substratum de la nappe, puis de cette dernière.

### CHAPITRE I

## Paléogéographie de l'Autochtone

Le substratum de la nappe de Morcles, ou Autochtone, comporte un vieux socle hercynien et sa couverture mésozoïque et tertiaire, décollée et plus ou moins écaillée.

Le socle hercynien est la terminaison orientale du massif des Aiguilles Rouges. Il a fait l'objet de publications récentes (P. SUBLET, 1962; D. KRUMMENACHER, 1959, et G. LOUP, inédit) et ne sera pas décrit à nouveau. Le lecteur, qui le désire, est prié de se reporter à ces travaux, ou à la description sommaire parue dans la notice explicative de la 2<sup>e</sup> édition de la feuille de Morcles au 1:25000.

Rappelons seulement que ce socle comprend trois parties: au N le massif cristallin de Morcles; au centre, le synclinal permo-carbonifère de (Salvan)-Dorénaz et au Sud, le massif cristallin de (l'Arpille)-Mazembroz. Cette structure résulte de la phase finale de l'orogénèse hercynienne, dite saalienne et que M. LUGEON avait appelée allobrogiennne. Puis, sous un climat chaud et humide, l'érosion pénéplaine la région, préparant la surface plane qu'envahira la mer triasique.

### 1. Le Trias

Les dépôts triasiques débutent, sur le socle arasé, par des sables, que la diagenèse transformera en arkoses et quartzites feldspathiques. L'origine aquatique de ces dépôts est attestée par des «ripple-marks» faciles à observer sur le sentier menant de l'Erié à l'alpe de Sorgno.

Ces quartzites, solidement ancrés à leur substratum, vont subir passivement, par la suite, les déformations de ce dernier et ne participeront pas à la tectonique tangentielle alpine.

Les terrains triasiques plus récents (argilites bigarrées, cornieules, grès à plantes, calcaires dolomitiques) forment un ensemble plastique qui va servir de niveau de décollement pour le reste de la couverture. Nous reviendrons en détails par la suite sur ce phénomène.

### 2. Le Lias

Le Lias n'est connu que dans les pentes dominant l'Au d'Arbignon où il occupe une dépression du socle coïncidant avec la partie externe du synclinal permo-carbonifère de Dorénaz. Il a fait l'objet d'une remarquable étude de R. TRÜMPY (1945). Seuls les étages du Rhétien au Pliensbachien sont présents, les terrains plus récents ayant été enlevés par les érosions pré-bajociennes.

R. TRÜMPY a montré que ce Lias devenait plus néritique et sableux vers le N. Cela laisse supposer l'existence, dans cette direction, d'une zone émergée, probablement la presqu'île occidentale de la Terre alémanique. La subsidence, durant le Lias, a surtout affecté le synclinal de Dorénaz et le massif de Mazembroz.

A la fin du Lias, le dispositif se modifie. Le massif de Mazembroz se soulève obliquement vers le N, provoquant le rejeu du synclinal permo-carbonifère. Le Lias qui y était contenu, se trouve comprimé et développe des plis assez doux, mais dont les flancs pouvaient atteindre 20° de pendage.

Suit une phase d'érosion qui nivelle les zones hautes jusqu'au Trias. Seul le Lias d'Arbignon, enclavé dans sa dépression, échappe à la destruction.

### 3. Le Dogger

Le Dogger est généralement réduit à une assise de 5 à 15 m d'épaisseur de calcaire spathique, clair, débutant localement par une brèche de base. Ce niveau, probablement Bajocien, existe du Creux de la Margotte, au N du Lac de Fully, jusque dans le vallon de l'Avançon, à l'E du village de Morcles. Du lac de Fully aux pentes du Vêlar, à l'W du Lui Crève, il transgresse directement sur les dolomies du Trias. Plus au N, dans la région d'Arbignon, il repose sur les plis liasiques arasés. Puis, dès Sur le Cœur et jusqu'à sa disparition dans l'Avançon, il recouvre à nouveau directement le Trias.

La sédimentation fut ensuite suspendue pendant le reste du Dogger, sauf dans la région du Vêlar où un mince niveau d'oolite ferrugineuse se dépose durant le Callovien.

### 4. Le Malm

L'Oxfordien inférieur manque partout et c'est l'Argovien qui transgresse directement dans le S sur le Dogger et dans le N, sur le Trias. La roche est très étirée et le faciès noduleux, qui caractérise cet étage dans l'Helvétique, n'est pas facile à reconnaître. La présence d'une brèche de base, très éti-rée elle aussi, souligne le caractère transgressif de cette formation.

Vers le haut, la roche devient plus massive, on passe graduellement au Malm supérieur. C'est un calcaire très uniforme, dépourvu d'éléments détritiques; ces traits sédimentaires suggèrent une mer très étendue à fond peu accidenté.

### 5. Le Crétacé inférieur

Ces terrains ne sont conservés qu'au N du village de Morcles, dans la montagne de Dailly et au-delà. Vers le S, la transgression du Nummulitique les a fait disparaître. Il est fort possible que le Crétacé inférieur ait recouvert les massifs et fut en liaison directe avec celui du flanc inverse de la nappe de Morcles. On remarque en effet, que le Barrémien inférieur de l'Autochtone, avec ses calcaires spathiques verts ou violacées, est identique à celui du flanc inverse de la nappe aux Savoleyres.

Ce Crétacé inférieur n'intervient guère dans notre étude tectonique. Rappelons seulement qu'il comporte: à la base, des calcaires argileux sombres, lités, (Berriasien-Valanginien inférieur); par-dessus, le Valanginien calcaire formé de trois grosses assises de calcaire gris, qui se prolongent dans la paroi dominant la gare de St-Maurice; au sommet, les calcaires siliceux bruns de l'Hauterivien. L'ensemble de ce Néocomien mesure environ 700 m de puissance.

### 6. Le Tertiaire

A une date imprécise entre le Crétacé supérieur et le Priabonien, le socle bascule et s'exonde. Ce soulèvement, plus marqué sur les massifs qu'à leur bordure septentrionale, est accompagné d'une phase d'érosion qui va enlever une partie des terrains déposés. Sur les massifs, l'érosion a atteint le Malm; au N par contre, elle a respecté le Crétacé inférieur jusqu'à l'Hauterivien et, dans les collines de Chiètres, jusqu'à l'Urgonien. Sous le Grand Chavalard et la Grand Garde, la couverture est réduite aux quartzites, aux cornieules et calcaires dolomitiques du Trias. Il est tentant d'attribuer à cette érosion pré-priabonienne l'extrême réduction de la série secondaire, comme en versant gauche de la vallée du Rhône, sous les Dents du Midi. Mais cela ne semble pas être le cas. Deux faits sont en faveur d'une origine tectonique:

1. l'écaillage intense du Secondaire au N des lacs de Fully. La couverture autochtone a donc été chassée vers le N et



2. la présence de grands blocs exotiques du Malm dans le Priabonien du flanc inverse de la nappe. Cela démontre qu'à cette époque ce terrain existait encore dans le S de la plateforme autochtone.

Puis vient la transgression priabonienne. Là aussi, la série est plus épaisse et complète dans le N que sur le massif. Elle comprend deux formations: le Nummulitique et le Flysch.

#### a) *Le Nummulitique*

Dans la Forêt des Ecovaux et le torrent du Courset, la coupe du Nummulitique est la suivante: à la partie inférieure, 10 à 20 m de Calcaire à petites Nummulites dont la brèche de base transgresse sur le Valanginien; au sommet, 4 à 5 m de marnes schisteuses à Globigérines. Ce niveau intensément plissé est surmonté en contact mécanique par le Flysch. La troncature basale du Flysch est bien visible sur la rive droite du Courset à la cote 1022. Les Marnes à Globigérines disparaissent rapidement vers le SE.

Le Calcaire nummulitique se réduit dans la même direction. Il a encore quelques mètres d'épaisseur à la Rosseline; puis au-delà, dans le cirque de l'Au de Morcles et à Bella Crêta, il est réduit à une pellicule bréchique incrustée à la surface du Malm, et difficile à détecter.

#### b) *Le Flysch*

Le Flysch a le faciès dit des Grès du Val d'Iliez. Il est formé, semble-t-il, de plusieurs écaillés superposées (M. LUGEON & M. VUAGNAT, 1948), comprenant surtout des schistes argileux sombres plus ou moins silteux et micacés. Les schistes alternent souvent avec des microgrès ou des grès fins, en petits

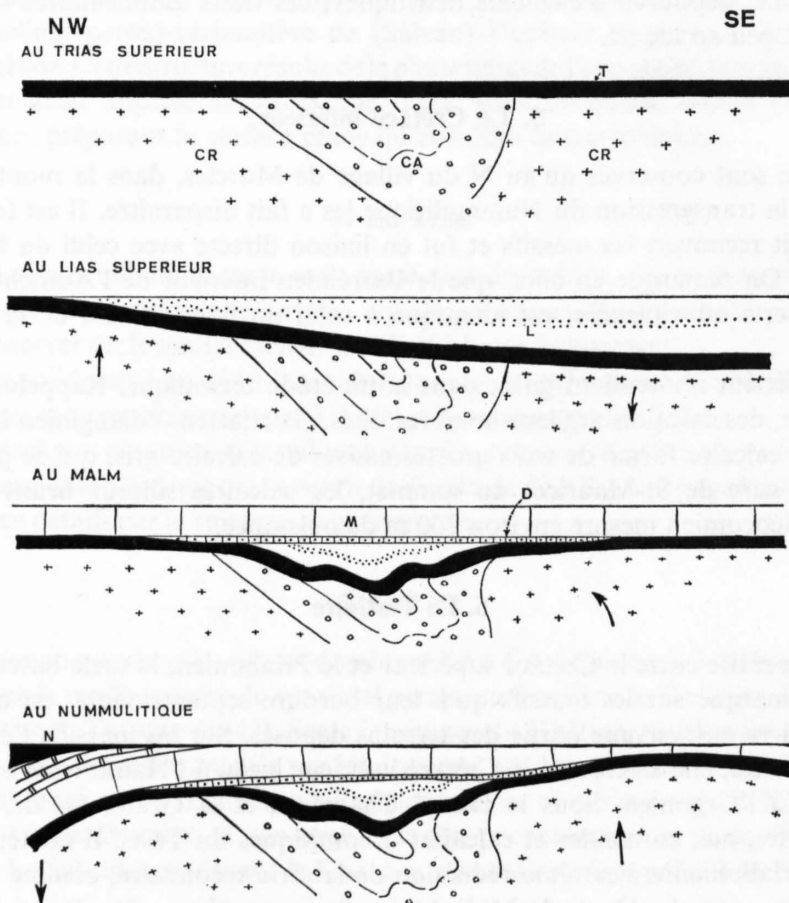


Fig. 1: Evolution de l'Autochtone de Morcles; Schéma.

Avec des croix (CR) = Cristallin; avec des ronds (CA) = Permo-Carbonifère; en noir (T) = Trias; L = Lias, D = Dogger, M = Malm, C = Crétacé inférieur et N (en noir) = Nummulitique.



bancs, montrant parfois des replis intraformationnels. Enfin, à plusieurs niveaux s'y intercalent de grosses assises de grès grossiers, parfois microconglomératiques à ciment carbonaté. Ce sont des grès pyroclastiques, verdâtres, à graded bedding, à grains divers dont des porphyrites albito-chloritiques et des diabases albito-chloritiques sphérolithiques, arborescentes ou intersetales divergentes.

Dans toute la région de Morcles, le Flysch repose en contact mécanique sur le Nummulitique. Les relations originelles de ces deux formations sont de ce fait incertaines.

Ce Flysch, dont l'âge est Priabonien supérieur ou Rupélien inférieur, clôt en rive droite la série stratigraphique autochtone. En rive gauche, aux environs de Monthey, il passe vers le haut aux Grès des Carrières et à la Molasse rouge, d'âge oligocène certain.

## 7. Résumé

L'histoire mésozoïque du socle se révèle mouvementée, ainsi que le montre la figure 1, schéma dont l'échelle des hauteurs est exagérée par rapport à celle des longueurs.

Dans notre région, l'orogénèse hercynienne s'est éteinte au Trias. La surface du socle, à peu près plane, est proche du niveau de la mer.

Au Lias s'ouvre l'avant-fosse helvétique du géosynclinal alpin. On assiste au basculement de la zone cristalline autour d'un axe septentrional positif, la Terre alémanique. Mais cet affaissement est temporaire. A la fin de cette époque, le plissement du Lias se produit. C'est le résultat d'une poussée de la bordure S des massifs et qui apparaît comme un des premiers mouvements précurseurs de l'orogénèse alpine.

Dès lors, le massif de Mazembroz demeurera un élément essentiellement positif bordant le bassin helvétique. Le massif de Morcles, par contre, va s'enfoncer avec la fosse molassique, dont il constituait le rivage.

Ce qu'il adviendra ultérieurement, c'est-à-dire durant le paroxysme de l'orogénèse alpine, sera traité dans la seconde partie de ce mémoire.

## CHAPITRE II

### Paléogéographie de la nappe de Morcles

Nous abordons avec la nappe de Morcles la bordure septentrionale du bassin helvétique, dont la subsidence fut plus active que celle de l'Autochtone. Cette zone se situait immédiatement au S du massif de Mazembroz.

Dans notre région, le fort plongement axial de la nappe fait que toute reconstitution paléogéographique se ramène en fait à l'étude d'une seule coupe WNW-ESE (obtenue en déroulant la nappe). Il est donc impossible de fixer le tracé des lignes isopiques, qui, dans ce domaine, peuvent couper obliquement les traits structuraux. C'est là une remarque importante qu'il ne faut pas perdre de vue. Cependant, pour faciliter le discours, nous parlerons quand même d'un secteur de flanc inverse, d'un secteur frontal et d'un secteur de flanc normal.

La nappe présente une série stratigraphique plus complète et beaucoup plus épaisse (2 à 3 km) que celle de l'Autochtone. Comme pour ce dernier, nous nous contenterons d'une description sommaire des terrains, où nous chercherons à mettre en évidence les déformations du fond marin.

#### 1. Le Trias

L'antique village fortifié de Saillon est bâti sur une colline allongée qu'une dépression, dite de la Poya, sépare du vignoble de Longeraie. Cette dépression marque le passage d'une grande faille isolant le flanc inverse de la nappe au N, de la série normale de Saillon, dont l'appartenance à la nappe n'est pas certaine et que nous traiterons à part.

Le Trias de la nappe n'affleure qu'en un point du versant N de la Poya, au S du P. 538, sous le sentier reliant le village aux carrières de La Sarva. Il ne mesure que 5 à 6 m d'épaisseur. Il comprend quelques bancs de calcaire dolomitique clair, à patine jaune, auxquels s'associent des niveaux de marbres à patine bleue et un peu d'argilites bigarrées. Cette série passe graduellement au Rhétien.

Ce dernier a 8 à 10 m de puissance. C'est une alternance de schistes argileux sombres, de grès quartzitiques blancs ou verdâtres, à patine rousse, en petits bancs de quelques centimètres et de calcaires grenus ou lumachelliques.

## 2. Le Lias

Le Lias qui fait suite au Rhétien est très semblable à celui d'Arbignon, mais plus complet. A Longeraie comme à l'Ardèche, les grès quartzitiques, à patine jaune ou orange, du Lotharingien fournissent un excellent niveau-repère.

Un second niveau siliceux brun apparaît plus haut dans la série, probablement au Domérien, comme au Torrenthorn. Au-dessus vient le Toarcien, où l'on retrouve, comme au Carixien, un ensemble de schistes foncés et de bancs de calcaires siliceux ou spathiques, mais avec une plus grande abondance des schistes, surtout à sa partie supérieure.

Dans la nappe, on ne retrouve aucune trace de la phase plicative d'Arbignon. Le passage au Dogger est graduel.

## 3. Le Dogger

Le Dogger débute par un Aalénien très épais, mais si replissé que sa puissance originelle ne saurait être précisée. Cela montre que, tandis que l'Autochtone se plissait et s'exondait, le bassin de Morcles s'affaissait et recevait des sédiments profonds. C'était, à l'Aalénien, un bassin euxénique, soit un milieu peu propice à enregistrer des variations de profondeur.

Il n'en est pas de même pour le Bajocien inférieur. Au flanc inverse, il débute par une alternance de calcaires spathiques, assez grossiers et de délits marneux. Au front et au flanc normal de la nappe, cette formation passe à des sédiments plus profonds : une alternance de marnes et de calcaires argilo-siliceux sombres. Le faciès du flanc inverse est donc intermédiaire entre les calcaires spathiques massifs et transgressifs de l'Autochtone et la série monotone et profonde du gros de la nappe.

Cette différenciation disparaît au Bajocien supérieur – Bathonien, uniformément représenté par des calcaires à silex.

Le Callovien a généralement le même faciès que l'Oxfordien : schistes argileux gris à nodules et ammonites phosphatées ou pyriteuses. S'agit-il d'un dépôt néritique ou profond ? La question est difficile à trancher. Cependant la présence d'oolites ferrugineuses cantonnées au flanc normal semble parler en faveur de la première solution. On ne les trouve qu'en deux endroits : à la Dent de Chamosentse et, sous le Haut de Cry, le gisement célèbre, jadis exploité de Chamoson, actuellement abandonné car inexploitable économiquement.

## 4. Le Malm

L'Oxfordien, l'Argovien et le Malm supérieur présentent dans toute la nappe des faciès et des épaisseurs semblables.

Le premier avec ses marnes schisteuses grises à Ammonites se comporte comme un niveau plastique. L'Argovien, où alternent marnes et calcaires noduleux, l'est un peu moins. On y observe cependant de nombreux replis de taille moyenne.

Quant au Malm supérieur, fait de bancs de calcaires bleutés dépourvus de délits schisteux, il réagit comme une masse relativement rigide, susceptible de donner uniquement de plis à grand rayon de courbure. Il forme l'ossature de la nappe.

## 5. Le Crétacé

Ce système est de type helvétique classique et ne nécessite pas de longs commentaires, car il montre peu de variations dans l'ensemble de la nappe.

Il débute par un Berriasien-Valanginien schisteux, alternance de marnes sombres et de calcaires argileux, gris-noir, en petits bancs.

Puis, viennent les calcaires gris du Valanginien, calcaires peu profonds, parfois à rudistes, coiffés par la Couche à *Pygurus*, niveau 5 à 6 m de puissance de calcaire grossièrement spathique, traçant dans les parois un ruban brun-orangé, constituant un excellent marker. Ces subdivisions du Valanginien sont moins nettes dans les zones radicales de la nappe.

A la Couche à *Pygurus* succède l'Hauterivien. Il détermine des parois ruiniformes, brunes, très caractéristiques et uniformes dans toute la nappe.

Il n'en est pas de même pour le Barrémien inférieur. Ce niveau est représenté, au flanc inverse de la nappe, par des calcaires échinodermiques verts ou violets, analogues à ceux de l'Autochtone. Ils passent au front et au flanc normal de la nappe à un faciès plus profond: quelques bancs de calcaire gris, alternant avec des horizons marneux.

Comme le Bajocien, le Barrémien semble indiquer un relèvement du fond marin dans le N du bassin de Morcles. Quoiqu'il en soit, toute différenciation disparaît au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur avec le dépôt de l'«Urgonien». Cette formation est un biostrome à coraux et rudistes, coupé de zones jaunes plus marneuses à *Orbitolina lenticularis*. L'«Urgonien» avec ses calcaires blancs, massifs joue un rôle morphologique et structural de premier plan.

L'Aptien supérieur est mal connu. On lui attribue des schistes gréseux, violacés, à noyaux calcaires fusionnant au sommet en une couche jaunâtre à silex feuilletés. Les couches colorées de la base sont localement farcies d'orbitolines. Ces informations ne sont conservées que dans le flanc inverse de la nappe.

Au front, l'«Urgonien» est directement recouvert par les grès quartzitiques et glauconieux à nodules et débris d'ammonites phosphatés de l'Albien-Cénomaniens auquel succède une faible épaisseur de calcaire pélagique, cénomanien et sénonien, plus ou moins clair. On ne connaît pas l'extension de ces terrains, car au flanc inverse et au flanc normal, le Nummulitique transgresse sur des termes plus anciens.

En résumé, durant le Mésozoïque, il y a peu de variations dans le bassin de la nappe de Morcles, à part une tendance positive ou moins subsidente à sa bordure septentrionale (flanc inverse). Cela paraît logique, puisque dans cette direction, le bassin devait se raccorder avec la zone haute de l'Autochtone.

## 6. Le Nummulitique

A l'Eocène inférieur, la région se trouve exondée et incorporée au continent du Sidérolithique. C'est une période d'érosion, sans grands dépôts. Le seul vestige important serait la rubéfaction de l'Aptien supérieur attribué par M. LUGEON à une imprégnation hématitique des calcaires par le Sidérolithique.

L'érosion a été forte dans la zone radicale du flanc inverse, moins toutefois que dans le flanc normal de la nappe. Dans la région d'Anzeinde, le Cénomaniens et le Turonien ont été épargnés par l'érosion. Mais, plus au SE, ils disparaissent; puis c'est le tour de l'Urgonien et finalement dans la basse Lizerne, le Nummulitique transgresse directement sur l'Hauterivien et même, par endroits, sur le Valanginien. C'est donc la zone frontale qui présente la série mésozoïque la plus complète.

Le terrains nummulitiques de la nappe de Morcles ont fait l'objet d'une synthèse récente due à J. RYKKEN (1968). Nous nous contenterons d'en rappeler quelques aspects essentiels.

La sédimentation du Priabonien, seul étage du Nummulitique présent dans la nappe de Morcles, est caractérisée par de puissants apports détritiques provenant du NW, soit de la bordure méridionale



du massif des Aiguilles Rouges. L'érosion a attaqué d'abord la couverture, pour atteindre finalement le Cristallin. Les débris libérés se déversaient dans le bassin et s'accumulaient près de son rivage, soit dans la zone qui deviendra le flanc renversé de la nappe. Plus au large, soit au front et surtout au flanc normal, les sédiments deviennent moins détritiques, plus fins et plus organogènes.

Dans le Priabonien de Morcles, on peut distinguer plusieurs formations plus ou moins synchrones, mais qui se succèdent généralement de haut en bas de la façon suivante, sans être toutes présentes dans une même coupe :

6. Flysch,
5. Schistes nummulitiques (= Marnes à Globigérines),
4. Calcaires et grès à petites Nummulites,
3. Couche à *Cerithium diaboli*,
2. Couches du Roc Champion, y compris
1. Le niveau à *Chara* et à *Helix* de M. LUGEON.

Les deux niveaux saumâtres (1 et 3) sont pratiquement cantonnés dans le flanc inverse. Cela confirme le caractère côtier de cette zone du bassin, inféré de la présence des conglomérats. L'étude de ces derniers fournit des renseignements intéressants sur la dénudation du massif.

Dans les Couches du Roc Champion, dominant les galets de Crétacé inférieur, surtout ceux de l'Urgonien.

Dans le niveau 4, conglomératique dans le flanc inverse, s'y ajoutent des éléments jurassiques, triasiques et cristallins, ces deux derniers étant de plus en plus abondants vers le haut, c'est-à-dire dans les niveaux les plus jeunes. Mais topographiquement, on devrait dire vers le bas, la série étant renversée. C'est dans ces niveaux terminaux que se rencontrent les immenses blocs et lames exotiques de calcaire, de dolomie ou de cristallin qui furent improprement dénommées « mylonites », ainsi que l'écrivait déjà M. LUGEON en 1947. Dans la région du Petit Cor dominant les lacs de Fully, les blocs exotiques s'ordonnent à l'inverse de leur position stratigraphique originelle. D'abord les blocs de Malm dominant, puis ce sont ceux du Trias et finalement, au sommet de la série, ceux du Cristallin.

Tout le matériel détritique provient, sans aucun doute, du massif des Aiguilles Rouges qui se soulevait au NW du bassin de la nappe, durant le Priabonien. Le mouvement au début était lent et l'érosion entamait graduellement la couverture, pour atteindre finalement le Cristallin. Puis, vers la fin

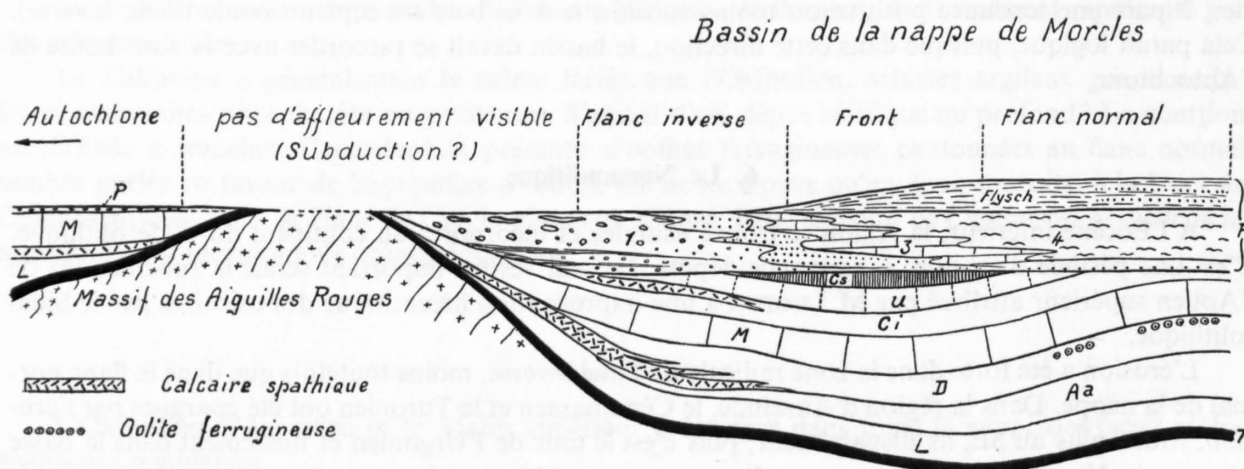


Fig. 2: Schéma paléogéographique.

- |                                       |                        |
|---------------------------------------|------------------------|
| P = Priabonien                        | U = Urgonien           |
| 4 = Schistes nummulitiques            | Ci = Crétacé inférieur |
| 3 = Calcaire à petites Nummulites     | M = Malm               |
| 2 = Grès                              | D = Dogger             |
| 1 = Conglomérats                      | L = Lias               |
| Cs = Aptien sup. et Crétacé supérieur | T = Trias              |

de l'Eocène, le soulèvement a dû s'accélérer créant les pentes nécessaires au glissement gravitatif des grands blocs exotiques.

Les dimensions du matériel détritique diminuent rapidement vers l'intérieur du bassin. Ainsi, dans la région d'Anzeinde, les conglomérats ont disparu, sauf à l'extrême base de la série. Le sable par contre demeure abondant. Dans la vallée de la Lizerne il n'y en a plus, si l'on excepte celui du Flysch, qui termine l'étage et dont l'origine est tout autre.

Rappelons que le Flysch de la région de Rionda-Javerne est en position normale et, en conséquence, ne fait pas partie de la nappe. Cette dernière est dépourvue de Flysch dans ce secteur. Cette absence doit avoir une cause tectonique, car dès l'Argentine, le Flysch est à nouveau présent dans la nappe sous un faciès semblable à celui de Rionda, cependant avec un moindre développement des grès verts. Ces derniers redeviennent abondants dans la basse Lizerne, mais n'ont plus le type «Grès du Val d'Illiez» qu'ils avaient dans l'Autochtone. Ils s'apparentent aux vrais Grès de Taveyanne de la nappe des Diablerets. Ils appartenaient probablement au même bassin.

## 7. Résumé

La figure 2, qui est un schéma sans échelle, résume l'histoire stratigraphique de la nappe. On peut dire en résumé:

1. Que le flanc inverse présente des caractères plus néritiques que le reste de la nappe, surtout d'ailleurs au Priabonien.
2. Que le bassin où se sont formés les terrains de la nappe, s'ouvrait immédiatement au SE du massif des Aiguilles Rouges et plus précisément de celui de Mazembroz.
3. On constate qu'il n'y a pas eu de phase embryonnaire, soit la naissance, pendant la phase de sédimentation, d'une ride anticlinale qui serait devenue par la suite la zone frontale de la nappe. Au contraire, cette dernière correspond à une zone synclinale au moment de l'érosion pré-priabonienne.

## 2<sup>E</sup> PARTIE

### Structure de la région

La région décrite dans les pages suivantes a la forme d'un rectangle mesurant 20 km du SW au NE et large de 12 km. Géographiquement, les côtés SE et SW coïncident avec la vallée du Rhône, les deux autres avec celles de l'Avançon d'Anzeinde et de la Lizerne. Ces deux vallées suivent approximativement une zone ultrahelvétique d'une complication extrême, isolant la nappe de Morcles de celle sus-jacente des Diablerets. Elle a été décrite en 1958 par J. GABUS, ce qui nous dispense de le faire ici; elle sera prise d'un seul tenant.

Dans la région ainsi délimitée, deux ensembles structuraux se superposent:

- au sommet, la nappe de Morcles;
- à la base, l'Autochtone.

Ce dernier est complexe. M. LUGEON (1914) y a distingué un *Paraautochtone*, désignant par ce terme les éléments autochtones déracinés, ayant subi une translation importante et une *série autochtone*. Mais en fait, l'Autochtone n'est pas non plus resté en place. Il a subi des déplacements tangentiels, variables suivant les points, parfois d'une forte amplitude. La distinction entre Autochtone et Paraautochtone ne réside pas dans l'importance du déplacement, mais dans le fait que le Paraautochtone a perdu le contact avec son substratum originel.

## A. STRUCTURE DE L'AUTOCHTONE

On distingue deux étages tectoniques dans l'Autochtone :

1. Le socle affecté de mouvements verticaux importants durant l'orogénèse alpine.
2. Sa couverture secondaire et tertiaire, déplacée et écaillée par des mouvements tangentiels dus à l'arrivée de la nappe.

### CHAPITRE III

#### Le socle

Le socle comprend le Cristallin, le Permo-Carbonifère et leur couverture pelliculaire d'arkoses et de quartzites triasiques. C'est un ensemble tectoniquement hétérogène, formé de deux blocs cristallins rigides encadrant le synclinal permo-carbonifère de Dorénaz, dont les terrains non métamorphisés sont plus ductiles.

Les tectoniques pré-triasiques ne seront pas abordées ici, où nous nous contenterons de souligner les traits majeurs de la déformation alpine du socle.

L'évolution du socle pendant la phase de sédimentation a été étudiée dans la première partie de ce texte. Elle a montré une tendance positive, avec faible translation vers le N, du massif de Mazembroz. Cette tendance va s'accroître durant le paroxysme alpin.

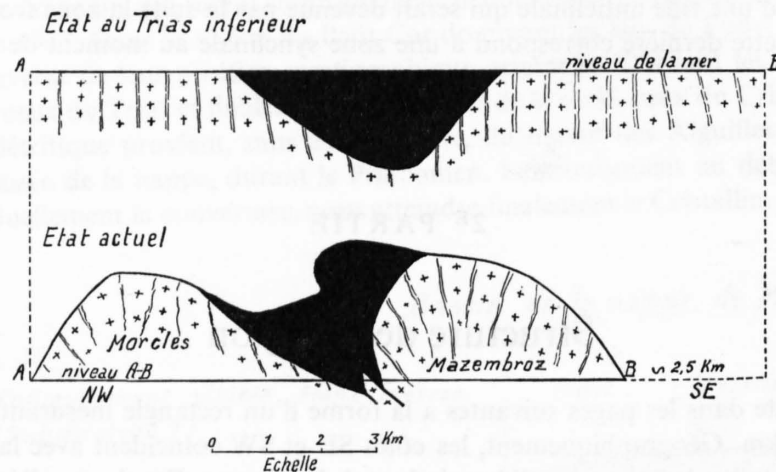


Fig. 3: Schéma tectonique du socle.  
Croix = Cristallin, noir = Permo-Carbonifère.

En comparant les deux coupes schématisiques de la figure 3, on est frappé par la montée du socle qui atteint deux à trois mille mètres. Il ne s'agit pas d'un horst, mais d'un bombement complexe dont les flancs NW et SE approchent de 45°. Le raccourcissement qui en résulte est d'environ 2,5 km. C'est donc un pli de fond au sens d'ARGAND. Sa forme complexe résulte de l'hétérogénéité des matériaux qui le constituent.

On a l'impression que le massif cristallin de Morcles s'est comporté passivement comme un butoir et que c'est celui de Mazembroz qui a eu le rôle actif ou plus exactement dont le déplacement vers le N a été maximum. La déformation se serait transmise de l'intérieur (SE) vers l'extérieur (NW).



Sous la poussée venue du S, le massif de Mazembroz s'arque et, en se déplaçant vers le N, vient écraser le synclinal permo-carbonifère. Il provoque le redressement du flanc S du synclinal, l'éclatement du fond de ce pli avec la formation d'un coin de cristallin. Ce dernier qui pénètre dans les Poudingues de Vallorcine, avait déjà été reconnu par H.-B. DE SAUSSURE. La poussée atteint alors le butoir de Morcles qui se bombe à son tour. Le rayon de courbure du pli de fond général mesure environ 6 km, celui des massifs de Morcles et de Mazembroz est plus petit (2 à 3 km). La formation de tels bombements entraîne nécessairement des déformations internes. Dans un matériel induré, comme celui des massifs, et à faible profondeur, ce sont des déformations cassantes (failles, diaclases et mylonites) qui se développent. Elles sont particulièrement abondantes dans le massif de Morcles dont les gneiss sont localement concassés en tous sens par les diaclases.

Le Permo-Carbonifère plus ductile a réagi différemment. P. SUBLET (1962) a montré que dans la région des lacs de Fully, voisine du plan de charriage de la nappe, une schistosité alpine subhorizontale envahit le Carbonifère. Elle est donc contemporaine de la mise en place de la nappe.

On doit attribuer à la même cause le pli que dessine le Carbonifère au Lui Crève. L'anticlinal carbonifère déversé vers le N, est enveloppé par la cornieule. Il est clairement synchrone des déformations de la couverture, elles-mêmes liées à l'arrivée de la nappe.

En résumé, il nous paraît probable que:

1. L'essentiel de la déformation du socle résulte de mouvements tangentiels, avec une translation vers le N, surtout sensible pour le massif de Mazembroz. Le bombement des massifs, soit la composante verticale du mouvement, en est la conséquence.
2. Ces déformations sont synchrones de la mise en place de la nappe.
3. Cependant la courbure des massifs était probablement plus faible que l'actuelle. Elle fut accentuée par des mouvements verticaux à l'Oligocène supérieur et au Miocène. Il s'agit de déformations localisées, se superposant au soulèvement isostasique de l'ensemble de l'édifice alpin.

#### CHAPITRE IV

### La couverture des massifs

La puissance et la composition de la couverture des massifs varient suivant la région.

Dans le secteur SE, allant de Saillon à la Montagne de Fully, elle est très réduite et ne comprend que du Trias: un peu d'arkoses ou de quartzites soudés au socle, surmontés de quelques mètres de cornieules et de dolomies plus ou moins broyées. Il y a une exception: le Rhétien qui affleure dans un couloir (cote 700 m) sous les carrières de marbre de Saillon. Dans la série marmorisée qui forme le flanc renversé de la nappe, et qui repose sur le Trias autochtone, nous n'avons jamais trouvé trace du reste de la couverture.

Dans le secteur NW, dès les lacs de Fully, la série autochtone se complète par l'apparition du Jurassique, puis vers Morcles du Crétacé inférieur, le tout surmonté par le Tertiaire transgressif.

#### 1. Le décollement de la couverture

La couverture du secteur NW s'est désolidarisée de son substratum (quartzites triasiques compris) et s'est déplacée vers le N. C'est surtout la cornieule, qui a facilité le glissement. Trois groupes d'observations le démontrent:

1. La disharmonie constante entre les plis de la couverture et la surface régulière du massif.
2. Les variations d'épaisseur du Trias, qui s'est accumulé en quelques points, alors qu'il est très réduit ailleurs.
3. Les inclusions dans le Trias.

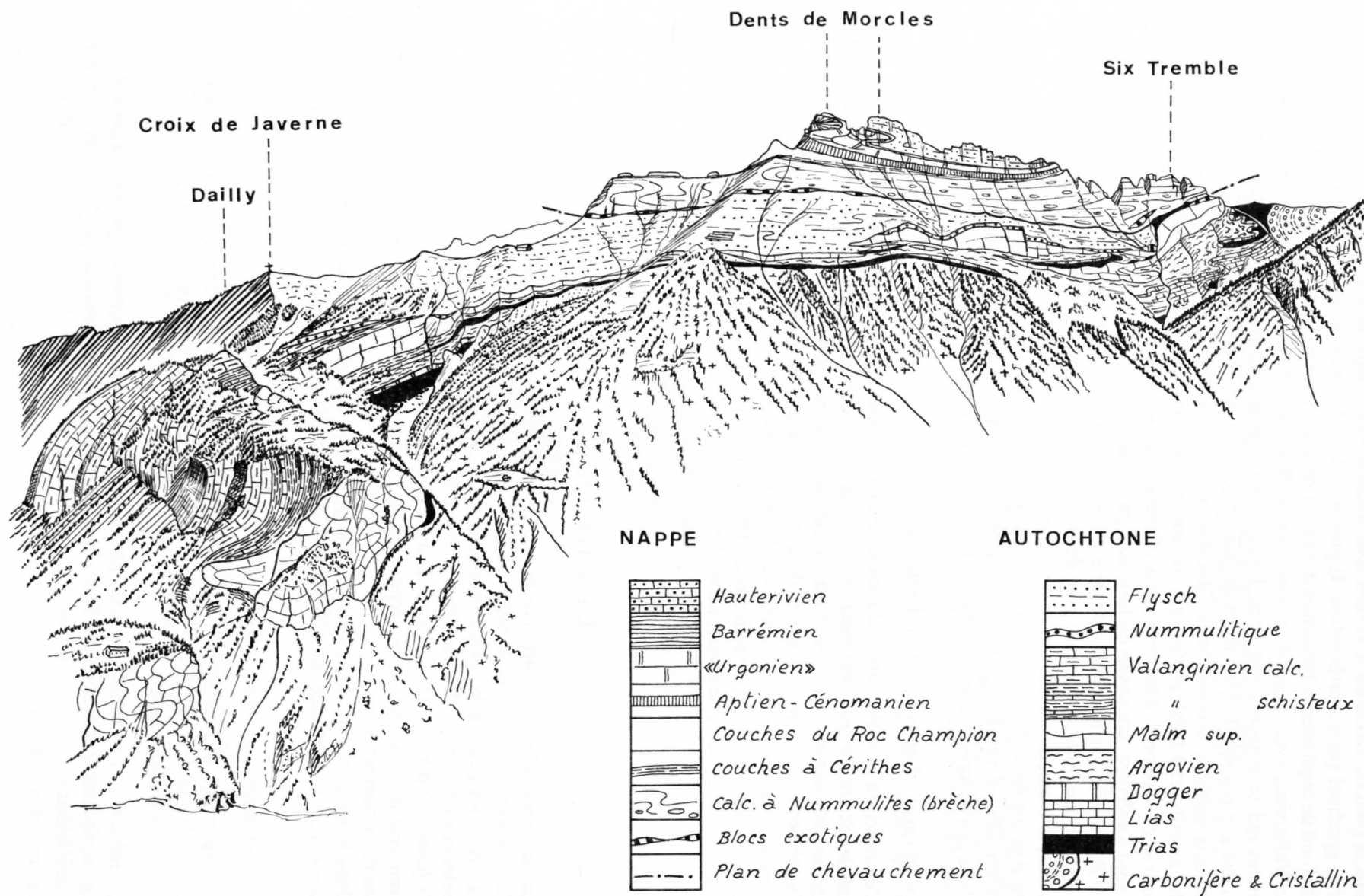


Fig. 4: Le massif de Morcles, vu de Mex.



Le premier groupe d'arguments ne nécessite pas de développements particuliers, un coup d'œil sur la figure 4 ou la planche I suffit à en montrer la valeur.

L'accumulation du Trias s'est faite surtout en 3 points:

- Dans la région comprise entre le Grand Chavalard et le Lui Crève, où s'est réfugiée la cornieule chassée de la zone radicale par l'avancée de la nappe.
- Sous et à l'W du Lui Crève, où elle s'est amassée à l'abri du pli du Carbonifère.
- A l'W du village du Morcles, où le Trias vient bourrer le cœur d'un anticlinal plongeant de Malm. Là, l'épaisseur de la cornieule et des dolomies est d'environ 300 m, tandis qu'à l'W de Rionda, ces mêmes niveaux sont réduits à zéro.

Le Trias a d'autre part arraché des copeaux du socle lors de sa translation vers le N. On les retrouve inclus dans les niveaux ductiles de ce système: la cornieule et les argilites. En voici quelques exemples:

- Sur l'arête entre le Dzéman et la Montagne de Fully, à 150 m au N du sommet du Lui Crève, une lame de Carbonifère est incluse dans la cornieule.
- Dans le Creux du Dzéman, vers la cote 2150, au NW de la Tête de la Croix, on trouve une écaïlle où s'associent du Carbonifère, du Permien et du Lias, emballée dans la cornieule.
- Le torrent descendant de la Tourche, et que le chemin de Morcles à Arbignon franchit en un pont coté 1510, offre une coupe très intéressante et complexe du Trias (fig. 5).

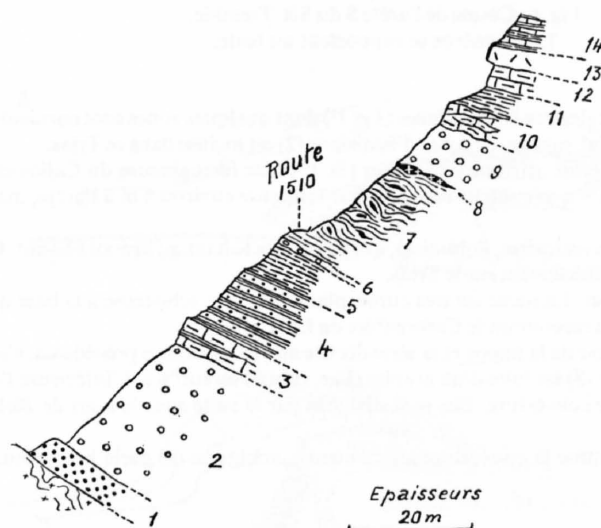


Fig. 5: Coupe du Trias du torrent de la Tourche.  
Les numéros correspondent à la description dans le texte.

En amont du pont, affleurent des argilites bigarrées (7) qui contiennent de petites lames et des blocs de cristallin. A leur sommet passe une lame très dilacérée de granite (8). Par-dessus vient la cornieule (9), puis quelques mètres de calcaires dolomitiques broyés (10). Une nouvelle zone d'argilites vertes de 4 m d'épaisseur (11) nous amène au pied d'une cascade où se succèdent des dolomies du Trias (12), le calcaire spathique clair du Bajocien (13) et au-dessus l'Argovien (14).

Ce qu'il y a de curieux, c'est que les argilites à débris cristallins ne se situent pas à la base de la série triasique. En effet, sous la route passe une mince couche de cornieule (6), puis 6 m d'argilites vertes et grises (5). Plus bas, le niveau (4) est fait de 20 m de sables quartzeux, blancs, faiblement cimentés, à débris végétaux et de schistes noirs micacés. Ces sables rappellent par leur faciès le Stubensandstein de Souabe. Ils reposent par l'intermédiaire de 2 bancs de dolomie (3) sur 30 à 40 de cornieule (2) en contact mécanique sur les arkoses (1) du Trias inférieur.

L'ensemble (2 à 12) ne constitue pas une série stratigraphique continue et simple, mais plus probablement un faisceau de plusieurs écaïlles superposées.

Pourquoi le secteur au SE des lacs de Fully n'a-t-il qu'une couverture réduite au seul Trias? Il y a deux explications possibles: 1. stratigraphique – l'érosion éocène aurait détruit le reste de la couverture – ou 2. tectonique – cette réduction serait due à une dénudation tectonique plus récente, datant du paroxysme. Avant d'entrer plus en avant dans ce problème, il nous faut aborder la description des écaïlles mésozoïques du secteur NW.

## 2. Les écailles de l'Autochtone

### a) L'arête S du Six Tremble

Nous commencerons l'étude de ces unités par la description de l'arête S du Six Tremble. Le col qui sépare ce sommet du celui de Lui Crève est taillé dans la cornieule d'où son nom de Col des Corgneules. Au N du col, on relève la succession de terrains suivante (voir fig. 6).

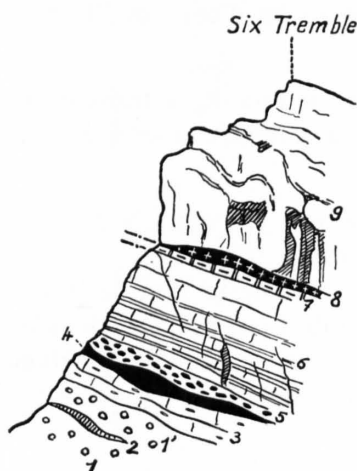


Fig. 6: Coupe de l'arête S du Six Tremble.  
Les numéros se rapportent au texte.

Sur la cornieule vient un niveau de dolomies blondes et de calcaires dolomitiques (1 et 1') dont quelques zones sont cornieulisées ou chargées de granulations de quartz. Une lame de marbre fluidal, mauve, de 0,4 m d'épaisseur (2) est incluse dans ce Trias.

Il est surmonté par 4 à 5 m de calcaire bleu, siliceux, très étiré, attribué au Dogger (3). L'oolite ferrugineuse du Callovien (4) coiffe ce calcaire. Ce niveau ferrugineux se remarque de loin grâce à sa couleur rouge-violet. Il mesure environ 6 m à l'arête, mais se réduit rapidement dans les versants.

L'oolite est recouverte par une brèche (5) à éléments divers (calcaires, dolomies), qui passe vers le haut au niveau suivant. C'est la brèche de base de L'Argovien, étage qui souvent transgresse directement sur le Trias.

L'Argovien et le Malm supérieur (6) sont difficiles à séparer. La roche est très étirée, plaquetée, plus schisteuse à la base qu'au sommet. Ces calcaires marquent ici le sommet de la série normale recouvrant le Carbonifère du Lui Crève.

Entre les calcaires et brèches priaboniens (9) du flanc inverse de la nappe et la série décrite aux paragraphes précédents, s'intercalent deux lames très minces, mais très étendues. La supérieure (8) est faite d'un granite clair, rubéfié en surface. L'inférieure (7) est une couche de dolomie claire, triasique, qui participe à la série de couverture. Elle sera désignée par la suite sous le nom de *Dolomie du Six Tremble*.

Quant à la série sous-jacente (1 à 6), elle se présente comme la couverture strictement autochtone du socle hercynien. Les choses sont en réalité plus complexes.

### b) L'écaille intracutanée des Chantons

La série du Six Tremble se poursuit vers le NE, son Malm formant le rebord du plateau nummulitique du Petit Cor. Les pentes qui en descendent vers le Lac supérieur de Fully, portent le nom de Chantons du Tovit (Chantons signifie en patois monticules). Leur examen révèle des faits qui font douter de la conclusion du paragraphe précédent.

En effet, entre les cornieules recouvrant le Carbonifère et le niveau 1 de la coupe du Six, s'intercale une série normale de 10 à 20 m d'épaisseur, comportant à sa base un peu de Bajocien, surmonté par les calcaires et marnes, noduleux, très étirés de l'Argovien. Par-dessus, en contact tectonique, reposent les dolomies du Trias et toute la série de l'arête du Six Tremble.

La série inférieure, dite des Chantons, disparaît sous les éboulis en direction du Col des Corgneules où elle se lamine car elle n'est plus représentée à l'arête, sauf peut-être par la lentille de calcaire marmorisé (niveau 2, fig. 6) qui en serait la terminaison ultime. Vers l'E, l'écaille des Chantons et la série du Six ne sont guère étendues. Les derniers affleurements qui puissent leur être attribués sont ceux du Creux de la Margotte, au S du Col de Fenestral (2453 m). Au-delà, la couverture autochtone est réduite au seul Trias.

L'écaille des Chantons, déjà figurée par M. LUGEON (1937) sur la feuille Morcles, pose un problème curieux, que seule l'étude de la région du Vêlar, entre le Six Tremble et le Creux du Dzéman, permet de résoudre.

c) *La genèse de l'écaille des Chantons (région du Vêlar et de la Rouvéna)*

Au NW de l'arête Lui Crève – Six Tremble, la série du Six prend un énorme développement. Le Malm forme les parois du point 2455 et, dessous, l'Argovien occupe l'essentiel des pentes herbeuses de Sur la Rouvéna (= sur la ravine) et du Vêlar. En gros, ces deux terrains plongent au NW jusqu'au Nant de Luymène (= torrent des pentes de la mine de fer) au N de la Rouvéna; au NW du torrent, ils deviennent subhorizontaux.

On constate, dans la zone déclive, une accentuation du plissement du sommet à la base de la série. Peu développés dans le Malm, les plis se multiplient dans l'Argovien, pour aboutir à l'étonnante cascade de plis du Vêlar (voir planche I) dessinés par le Bajocien et les dolomies du Trias. Cette déformation, croissant vers le bas, nécessite un décollement de la série. C'est dans la cornieule qu'il a eu lieu. La cascade de plis du Bajocien et de la dolomie qu'il recouvre en transgression, consiste en une douzaine de plis similaires, empilés les uns sur les autres. Elle se termine vers le bas par un long pli-faille horizontal qui s'étend vers le NW et traverse à la cote 2130 environ le torrent S de la Rouvéna. Ce pli chevauche sur une série normale, qui se suit vers le S jusqu'au delà du couloir descendant du Col des Corgneules. En ce point, la série jurassique se coince dans la cornieule. Nous pensons qu'il faut y voir la « racine » de l'écaille des Chantons. La figure 7 illustre la formation de cette écaille.

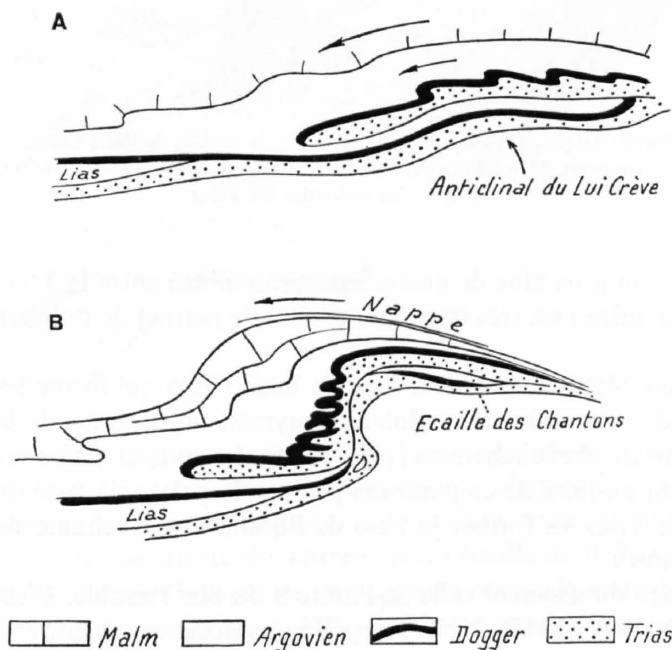


Fig. 7: Formation de l'écaille intracutanée des Chantons du Tovit.

Au début du paroxysme (A), les assises sont entraînées vers le N, les supérieures avançant plus vite que les couches profondes. Un cisaillement se produit alors dans les cornieules, provoquant la formation d'un pli-faille n'intéressant que la base de la série.

Puis (B), la poussée de la nappe s'accroît. Le pli du Carbonifère du Lui Crève s'exalte, ceux du Dogger s'entassent à son front. Entre le Carbonifère et la nappe, le serrage est maximum et provoque la rupture de la série jurassique chevauchée par le pli de la Rouvéna. L'écaille des Chantons se trouve ainsi isolée. C'est donc une écaille intracutanée typique.

d) *La Série d'Arbignon et l'écaille de Bella Crêta dans le SE*

Reprenons à l'arête S du Six Tremble la longue lame de dolomie (niveau 7). Elle se suit vers le NW et aboutit et semble se perdre dans un faisceau d'écailles auquel participent du Cristallin, du Trias, du Carbonifère et du Malm. Mais la dolomie du Six reprend à la cote 2420, au N du point 2455. De là, elle plonge le long du couloir du Nant de Luymène, séparant le Malm au S, du Flysch au N. Le Trias est collé sur la surface plane du Malm inclinée au NW de 45°. C'est un plan de charriage.

Le sentier qui longe le bord supérieur des parois de Bella Crêta atteint le Trias et le plan de chevauchement à la cote 2150. La figure 8 montre cette disposition tectonique vue en direction du SE.



Fig. 8: Le pt. 2455 des Lettes-Dessus, vu du sentier de Bella Crêta.  
A = Argovien, M = Malm sup., F = Flysch; avec des croix = Cristallin,  
en noir = les dolomies du Trias.

On voit sur ce dessin, au-dessus du sentier, un gros bloc de gneiss leucocrate pincé entre le Trias et le Flysch. La présence de ce bloc (bloc du Luymène) est très importante, car elle permet de préciser l'origine et la mise en place du Flysch.

Il semble d'autre part que le Malm du point 2455 se raccorde à celui de Bella Crêta qui forme les parois au premier plan. Il n'en est rien! Quand on examine le couloir du Luymène au-dessous de la cote 2150, on constate qu'il est suivi par le plan de chevauchement; puis ce dernier se tord, passe sur rive droite et s'horizontalise. Il est souligné tout au long de ce parcours par un chapelet très étiré de lentilles de Trias dolomitique. Plus au NW, ce Trias va former la base de l'écaille chevauchante de Bella Crêta (écaille parautochtone de M. LUGEON.).

La série sous-jacente à cette écaille prolonge directement celle de l'arête S du Six Tremble. C'est à elle que se rattache le Lias décrit par R. TRÜMPY (1945). Nous l'appellerons dorénavant la *Série d'Arbignon*. C'est une série autochtone, mais qui a subi une translation vers le N, surtout importante pour ses assises sommitales.

e) *Suite de ces deux éléments vers le NW, jusqu'à la latitude de Rionda*

Au-delà du Nant de Luymène, les deux séries, autochtone et parautochtone, se poursuivent horizontalement vers le NW dans les pentes qui tombent des Dents de Morcles. Ce qui frappe à distance, c'est le caractère rigoureusement plan de la surface de contact de ces deux éléments (voir planche I). La surface de charriage tranche, comme d'un coup de couteau, le haut de la Série d'Arbignon. Dans le SE, elle coupe le Malm. Puis vers le NW, elle atteint graduellement les couches plus anciennes de l'Argovien dans la région de Sur le Cœur. Quelques copeaux de Malm préservés de place en place

permettent de repérer le passage de la dislocation. Dès le Torrent Sec, l'écaïlle de Bella Crêta ayant disparu, la Série d'Arbignon se poursuit sans ambiguïté jusqu'à la latitude de Rionda, où elle se coince dans le Flysch.

L'écaïlle de Bella Crêta est simple. Deux surfaces planes, parallèles la limitent: vers le haut, la transgression nummulitique; vers le bas, le plan de charriage. La transgression priabonienne se marque par un mince niveau de brèche collée sur le Jurassique. Dans le NW, elle repose sur le Malm. Vers le SE, elle mord de plus en plus profondément dans la série, et finit par atteindre l'Argovien. Avant le Luymène elle tranche même une sorte de pli complexe prépriabonien à cœur triasique (voir fig. 9).

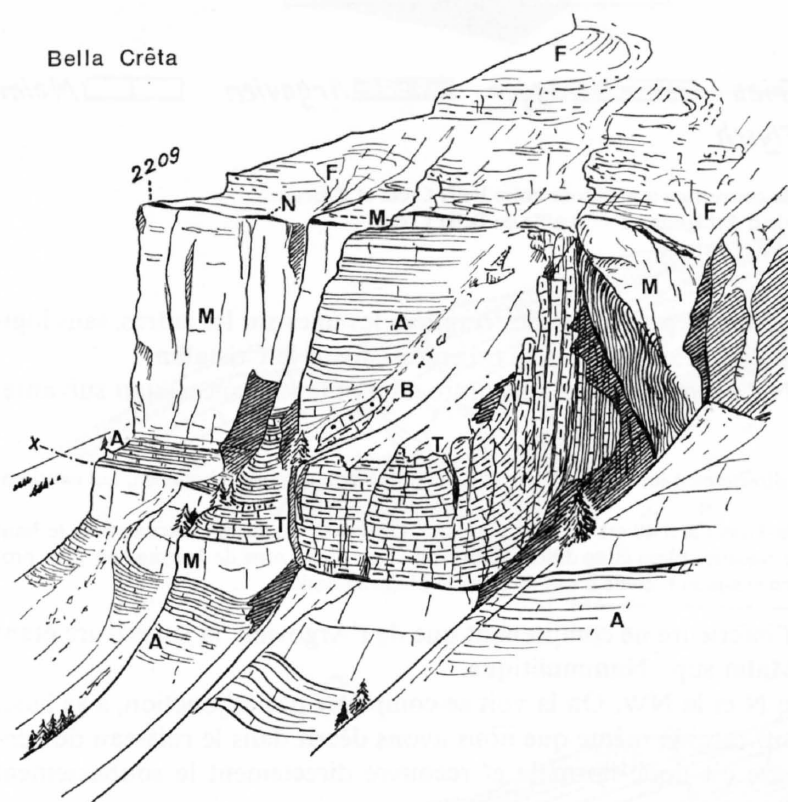


Fig. 9: Bella Crêta, vu des Lettes (du SE).

- F = Flysch
- N = Brèche nummulitique
- M = Malm sup.
- A = Argovien
- B = Bajocien
- T = Trias
- x— = plan de chevauchement.

Cette figure 9 et la planche I montrent d'autre part un bel exemple de troncature basale. Au SE, c'est le Trias qui est en contact avec le plan de charriage, puis plus au NW, le Dogger, puis l'Argovien et finalement par places le Malm aux environs de Bella Crêta.

En rive droite du Torrent Sec, l'écaïlle de Bella Crêta semble se coincer dans le Flysch. Cependant, il paraît logique de lui attribuer encore la lame de Malm et de Trias qui affleure sous le sentier.

Environ 600 m au NW, la Série d'Arbignon se coince à son tour dans le Flysch. Seul le Trias basal se poursuit vers l'Au de Morcles.

Ces biseaux dans le Flysch sont des accidents tectoniques mineurs, postérieurs à l'arrivée du Flysch. D'ailleurs la disparition de la Série d'Arbignon à l'W de Rionda a un caractère très local. Elle reprend 300 m au N dans les parois encerclant l'au de Morcles.

#### f) L'Au de Morcles

L'alpage (= l'Au) de Morcles occupe la zone centrale d'un cirque en fer-à-cheval, ouvert à l'W en direction du village de Morcles. Les parois de ce cirque sont taillées dans la couverture mésozoïque autochtone, tandis que l'alpage s'étend sur le Cristallin, partiellement masqué par des éboulis et des moraines. La structure géologique des parois est complexe, particulièrement celles du segment domi-



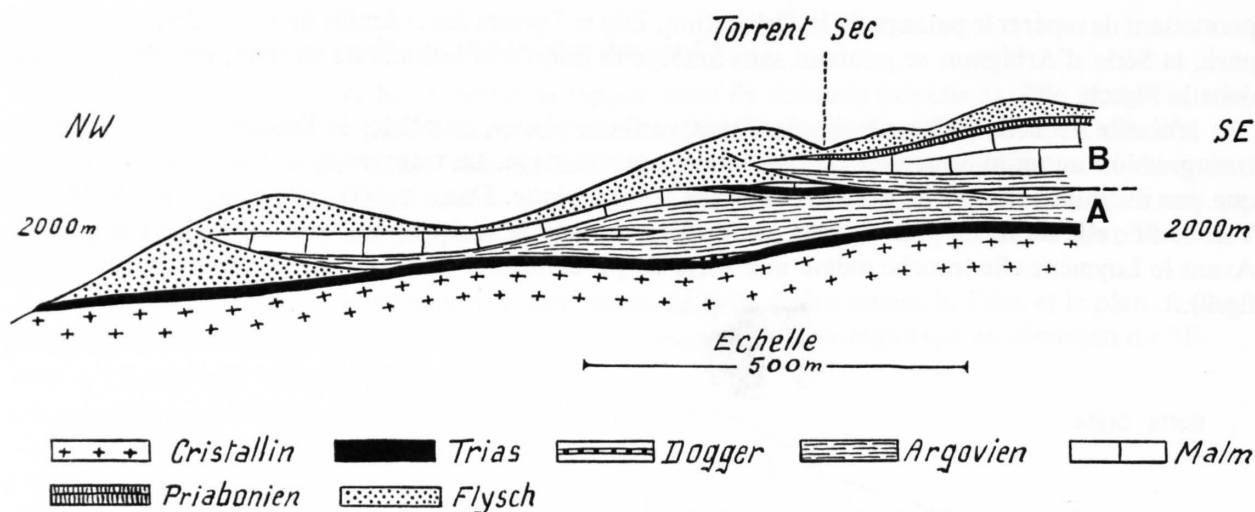


Fig. 10: Coupe de la couverture autochtone entre Bella Crêta et Rionda.  
A = Série d'Arbignon, B = écaïlle de Bella Crêta.

nant au SE les chalets. On a là un faisceau de petites écaïilles empilées les unes sur les autres, sans logique apparente, et reposant sur le Trias (argilites et arkoses) transgressif sur le Crystallin.

Dans le ravin de l'Avançon, au N de cette zone, on rencontre en montant la succession suivante, un peu schématisée:

Sur le Crystallin, à la cote 1850, reposent directement les marnes dures et les calcaires plaquetés de l'Argovien, qui mesurent une vingtaine de mètres de puissance.

Par-dessus, en contact tectonique, vient le Trias (20 à 40 m). Il débute par des dolomies, auxquelles succède vers le haut un conglomérat bizarre, formé de gros blocs de calcaires bleus et de dolomies. Il peut s'agir d'une zone de broyage ou plus probablement du conglomérat de base de l'Argovien sus-jacent, coiffé à son tour par le Malm sommital.

On a donc affaire à deux séries, l'inférieure ne comprenant que de l'Argovien, la supérieure étant une série normale Trias-Argovien-Malm sup.-Nummulitique.

Suivons la série inférieure vers le N et le NW. On la voit se compléter par adjonction, à sa base, de Bajocien et d'un Trias très puissant, celui-là même que nous avons décrit dans le ruisseau descendant de la Tourche. La série inférieure est donc normale et recouvre directement le soubassement cristallin.

Vers le NE, la série supérieure voit son Trias dolomitique s'épaissir et disparaître le conglomérat énigmatique de l'Avançon. On peut aisément l'examiner le long du sentier reliant les chalets de l'Au aux alpages de la Rosseline. Le Malm et le Valanginien du sommet de la paroi forment une plaque qui plonge en «dip-slope» au NW.

Dans cette direction, le Trias de la série supérieure disparaît. L'Argovien sommital de la série inférieure et celui de la série supérieure entrent donc directement en contact, de sorte qu'il n'y a plus qu'une seule série apparemment normale. A vrai dire, on voit s'individualiser, au sein de cet Argovien, une barre de calcaire plus massif, à patine bleutée, qui rappelle le Malm. Ce banc bien visible à distance mesure environ 10 m d'épaisseur. Dans la 2<sup>e</sup> édition de la feuille de Morcles et dans sa notice, cette barre a été interprétée comme étant un Malm laminé. Mais on pourrait tout aussi bien en faire simplement un niveau plus calcaire de l'Argovien. Cette alternative est difficile à trancher pour deux raisons:

1. Parce que l'accès du niveau litigieux est dangereux.
2. A cause de l'écrasement des roches et leur pauvreté en fossiles.

Suivant la solution choisie, le dispositif géologique peut être interprété pour le moins de 3 façons différentes, démontrées sur la figure 11.

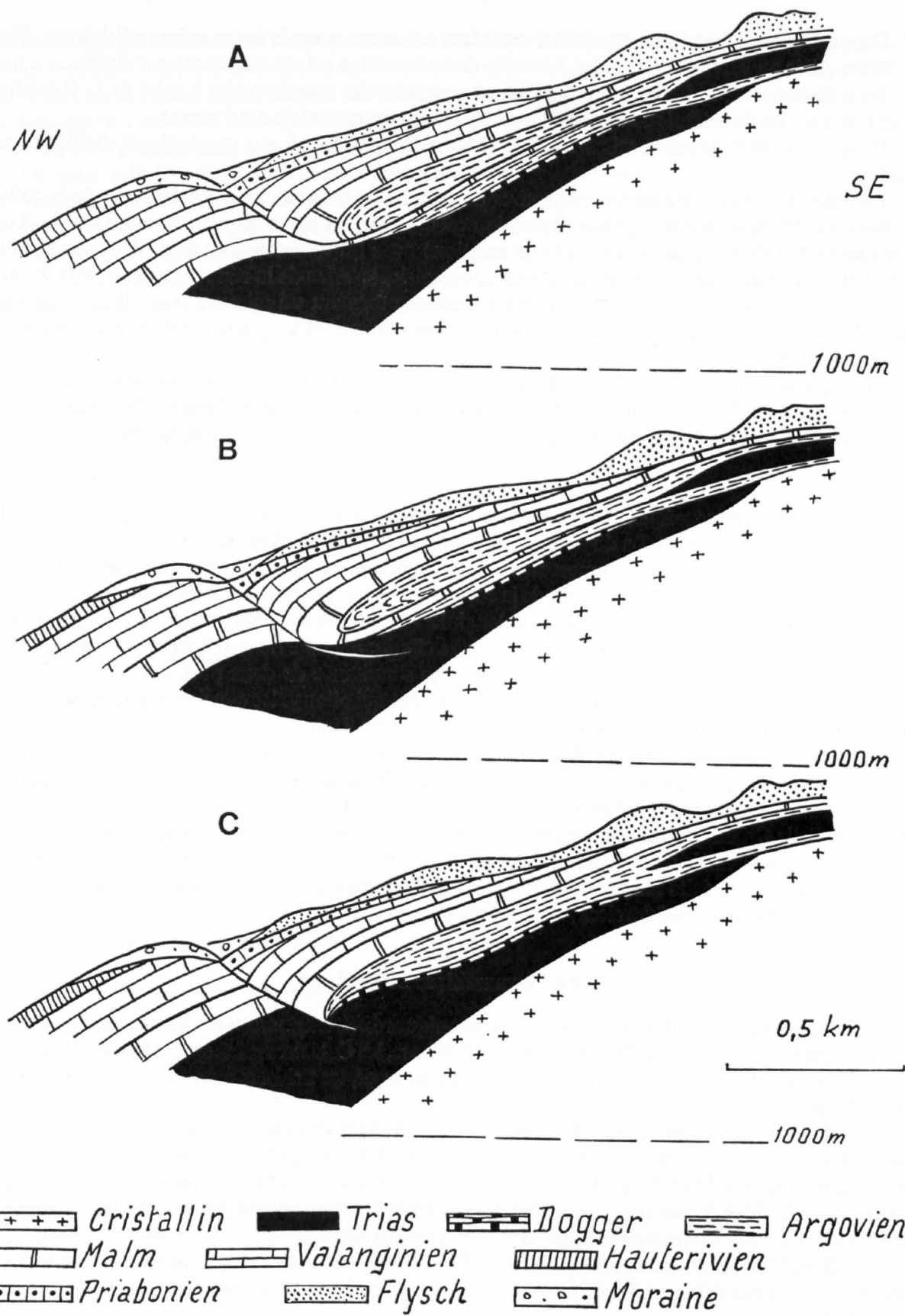


Fig. 11: Coupes interprétatives du secteur Au de Morcles – Rosseline – Planaux.

Dans les coupes A et B, un âge Malm supérieur est admis pour la barre calcaire litigieuse. Dans A, elle est reliée au Malm des Planaux. L'écaille de la Rosseline est chevauchante par-dessus.

Dans la coupe B, le Malm intermédiaire est raccordé par une charnière à celui de la Rosseline. On aurait donc un anticlinal plongeant, butant du front contre la série des Planaux.

Dans la coupe C, la barre calcaire est attribuée à l'Argovien, niveau très épais où s'effile le cœur triasique.

La zone clef de cet énigme doit se trouver au contact de la pente de la Rosseline et de la colline des Planaux. Malheureusement, cette dépression est entièrement recouverte de moraine locale. Aussi est-il impossible de trancher entre ces trois solutions avec les données dont nous disposons. Il faut cependant souligner que, quelque soit la solution choisie, le Trias de la série supérieure et le Jurassique de la série inférieure doivent être interprétés comme formant un pli ou une écaille intracutanée. Sans cela, on serait conduit à faire de la série Rosseline-Planaux-Lavey une écaille parautochtone, ce qui ne saurait être admis.

Des Planaux à la vallée du Rhône, la situation est simple. La couverture se complète vers le haut par l'apparition du Valanginien, puis de l'Hauterivien. Cette couverture décollée du Cristallin dessine de gros plis à regard septentrional, qui ne requièrent pas d'explication particulière.

### g) *Résumé*

La couverture mésozoïque, si l'on excepte le quartzite du Trias solidaire du socle, est actuellement séparée en deux parties. La disjonction se situe à la latitude de Rionda.

La partie septentrionale ne comporte qu'une série autochtone et le pli intracutané de l'Au de Morcles. Ce dernier implique un déplacement de la couverture par rapport au socle avec une translation plus importante des niveaux sommitaux Malm-Valanginien-Nummulitique. Il est donc certain que sa limite méridionale devait se situer nettement plus au S que sa limite actuelle. Il est difficile d'estimer avec précision le raccourcissement subi à cause de la présence simultanée de deux processus antagonistes: le plissement qui raccourcit l'espace occupé et l'écrasement qui allonge les couches. Cependant il semble qu'on puisse attribuer au raccourcissement une valeur de 1,5 à 2 km.

La partie méridionale, plus complexe, comprend une série autochtone avec l'écaille intracutanée des Chantons et par-dessus, la grosse écaille parautochtone de Bella Crêta. Là aussi, on peut admettre un raccourcissement de 2 km pour la série autochtone et de 2 km pour la dénudation du massif due au départ de l'écaille de Bella Crêta. En additionnant ces longueurs, on s'aperçoit que la couverture jurassique devait s'étendre jusqu'à la vallée du Rhône. Elle devait donc recouvrir entièrement ce secteur du massif des Aiguilles Rouges. Elle a été réduite au SE des lacs de Fully au seul Trias par une cause tectonique: la mise en place de la nappe de Morcles.

## 3. Le Nummulitique et le Flysch

Ces deux séries, ayant des comportements tectoniques différents, seront traitées séparément.

Le Nummulitique compte deux formations: à la base, les Calcaires priaboniens à petites Nummulites, passant latéralement vers le S à des brèches et, au sommet, les Schistes nummulitiques ou Marnes à Globigérines.

Les Calcaires à petites Nummulites sont bien développés dans les pentes dominant le village de Lavey. A la Rosseline, ils mesurent encore quelques mètres d'épaisseur. Dans cette zone, ils reposent, avec leur brèche de base, sur le Néocomien. Dès l'Au de Morcles et plus au SE, le Nummulitique devient très mince, souvent réduit à quelques cm de brèche très étirée, collée sur le Malm. Les Schistes nummulitiques, peu épais, n'existent que dans les pentes boisées dominant Lavey.

Ces deux formations, demeurées solidaires de leur substratum jurassique ou crétacé, ont participé passivement à la tectonique de la couverture mésozoïque, décrite au chapitre précédent. Il n'en est pas de même du Flysch.

La tectonique du Flysch est loin d'être élucidée. Les critères de polarité montrent que pratiquement partout le Flysch est en position normale. Mais, il ne s'agit pas d'une série continue. Par exemple, la lame



ultrahelvétique de Javerne vient s'intercaler et se coincer dans le Flysch, ainsi subdivisé en deux grandes écailles normales. Après la disparition de l'Ultrahelvétique vers le S, ces deux éléments sont difficiles à distinguer l'un de l'autre. M. LUGEON & M. VUAGNAT (1948) étaient arrivés par d'autres considérations à une conclusion semblable. Il est probable que la complexité interne de la masse de Flysch est encore beaucoup plus grande, mais elle ne peut être démontrée faute d'une stratigraphie précise.

Le contact du Flysch sur le Mésozoïque et son Nummulitique est partout mécanique et souligné par une disharmonie complète. On en voit de très beaux exemples le long du sentier qui longe le sommet des parois de Bella Crêta. Le contraste est frappant entre la surface plane, régulière du Malm et le Flysch replissé qui la recouvre. Les plis du Flysch sont de type similaire avec une schistosité horizontale. Cette discordance tectonique est plus claire encore dans le torrent du Courset (à l'W de la Croix de Javerne), vers la cote 1020 et que schématise la figure 12.

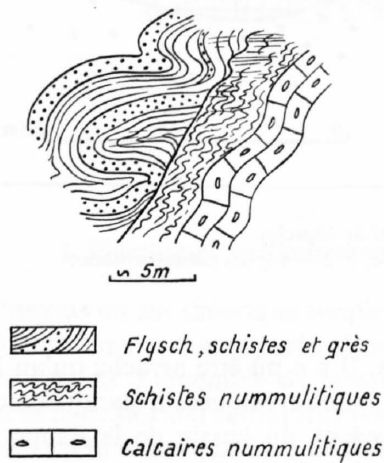


Fig. 12: Relations du Flysch et du Nummulitique dans le torrent du Courset, cote 1120.

Les Schistes nummulitiques reposent sur le Calcaire à petites Nummulites largement ondulé. Ils sont intensément replissés et localement affectés d'une schistosité subhorizontale. Une surface de charriage, coupée au couteau, marque le contact avec le Flysch. Généralement, cette surface est plane, sauf par endroits, où elle a été repliée après-coup. La base du Flysch offre un bel exemple de troncature basale.

L'ensemble du dispositif tectonique suggère un glissement des formations les unes sur les autres, la translation vers le NW croissant du bas de la série à son sommet. Mais, il est difficile d'estimer l'importance des déplacements relatifs.

#### a) Hypothèses sur la structure interne et l'origine de la masse de Flysch

Rappelons tout d'abord le fait curieux que le flanc renversé de la nappe de Morcles est dépourvu de Flysch. Les zones frontales et le flanc normal de la nappe possèdent par contre un Flysch épais et semblable à celui de l'Autochtone.

Considérons maintenant le Flysch F 2 de la figure 13, superposé à l'écaille parautochtone de Bella Crêta. Les relations structurales entre le Malm et le Flysch prouvent que ce dernier a subi un déplacement vers le NW par rapport à son substratum actuel. Il provient donc d'une zone sédimentaire plus méridionale que celle de Bella Crêta. Comme cette dernière recouvrait à l'origine la marge S du massif des Aiguilles Rouges, il devient probable que le Flysch F 2 provienne de la partie N du bassin de nappe, soit de celle qui deviendra par la suite le flanc renversé.

Lors de la naissance de la nappe, avant que se forme le flanc inverse, ce Flysch F 2 aurait glissé vers le N, chassant celui qui recouvrait le Parautochtone (une partie de F 1), amenant une substitution des couvertures de Flysch.

Il y a un bon argument en faveur de cette façon de voir les choses. C'est la présence du bloc cristallin du Luymène (voir p. 22 et fig. 8). Le Flysch étant partout dépourvu d'éléments granitiques ou

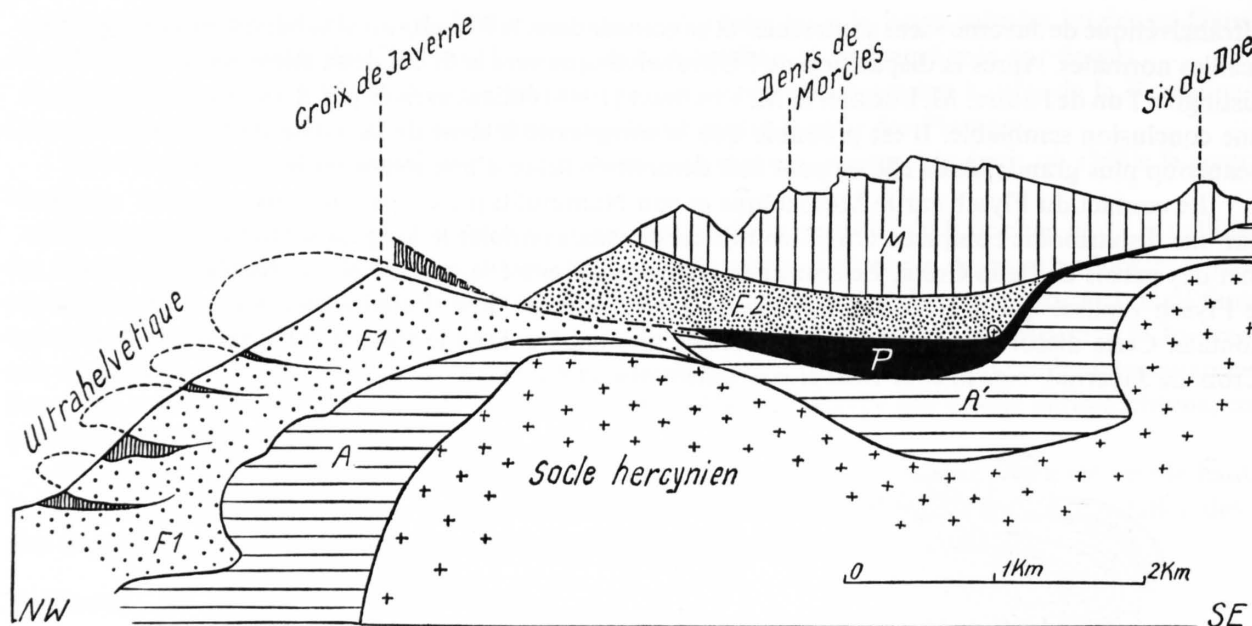


Fig. 13: Relations des unités tectoniques du massif de Morcles.  
 A, A' = Autochtone; P = Parautochtone; F 1 = Flysch autochtone, F 2 = Flysch parautochtone;  
 M = nappe de Morcles.

gneissiques, le bloc du Luymène a dû être inclus tectoniquement. Il n'a pu être arraché qu'au Nummulitique de flanc inverse, car c'est le seul qui possède de tels blocs exotiques. Il paraît donc bien établi que le Flysch F2, en tout cas sa partie méridionale, provient du bassin de la nappe. Ainsi s'explique tout naturellement l'absence du Flysch au flanc renversé de la nappe.

Au-delà de Bella Crêta, la limite F 2 – F 1 est difficile à placer. Mais en gros l'allure des couches fait que le Flysch F 2 doit se poursuivre par la Tourche et le versant droit du vallon de Javerne. Là, il se superpose à l'Ultrahelvétique qui occupe l'arête N de la Croix de Javerne.

On sait que l'Ultrahelvétique est venu recouvrir le domaine helvétique et autochtone, tout au début du paroxysme, soit avant que naissent les nappes helvétiques. Les diverticules ultrahelvétiques formaient donc une couverture allochtone superposée au Flysch F1. Ce dernier recouvrait intégralement l'Autochtone y compris la zone méridionale de Bella Crêta.

Puis vient la paroxysme; dès lors, on peut imaginer le déroulement des événements tectoniques de la manière suivante:

D'abord la nappe se soulève et par gravité le Flysch tapissant la partie septentrionale du bassin de nappe, se met à glisser par gravité et atteint la région autochtone. Sous sa poussée, le Flysch F1 recouvrant la zone de Bella Crêta se décolle de son substratum et s'écoule vers le N entraînant avec lui sa couverture ultrahelvétique. C'est la deuxième phase.

Puis vient la phase paroxysmale proprement dite, où l'on va voir se déformer le socle hercynien, sa couverture s'écailler et la nappe chevaucher l'ensemble. Tous ces phénomènes sont plus ou moins synchrones, mais vont se dérouler avec des vitesses de déformation variables dans le temps et dans l'espace. Sous la poussée de la nappe, le Flysch F2 poursuit sa progression, entraînant avec lui l'écaille parautochtone de Bella Crêta. Il atteint ensuite le domaine de l'Autochtone A et en chasse la couverture plastique de Flysch F1 et d'Ultrahelvétique. Ces terrains vont s'accumuler en écailles multiples (sous Javerne) à l'abri du massif cristallin de Morcles. Le Flysch F2 finit par chevaucher tout l'ensemble.

Simultanément, l'Autochtone s'est décollé et a glissé vers le N avec formation de plis intracutanés, et le socle hercynien s'est déformé en deux gros bombements, les massifs de Mazembroz et de Morcles.

On remarque que, du sommet à la base de cet empilement d'unités, l'amplitude des déplacements vers le NW décroît régulièrement. Maximum pour la nappe, ils sont minimum pour le socle hercynien. Cela entraîne l'apparition au sein de la masse d'efforts de torsion, qui donnent naissance à des plis et des replis de type «flanc normal», c'est-à-dire à des anticlinaux à regard NW.

Nous arrivons ainsi à la conclusion qu'à part les deux phases initiales (mise en place de l'Ultrahelvétique et départ du Flysch parauchtone F 2) tout le reste du paroxysme constitue une phase unique, où aucun stade valable pour l'ensemble du dispositif ne saurait être isolé. Les termes de phases et de stades sont pris ici dans le sens de durées synchrones et non de groupements de déformations semblables comme le font souvent les structurologistes.

## B. STRUCTURE DE LA NAPPE DE MORCLES

### CHAPITRE V

#### Introduction

##### 1. Remarques préliminaires – Nomenclature des plis des nappes de premier ordre

Prenons un cas théorique simple, celui de la figure 14 A. La nappe présente sur ses deux flancs des anticlinaux dont les regards sont dirigés vers la région frontale. Le sens des anticlinaux se conforme donc au mouvement d'ensemble de la nappe. Nous les appellerons de ce fait des *plis conformes*. Ceux qui ornent le flanc normal seront dits *normaux et conformes*, ceux du flanc renversé seront dits *inverses et conformes*. On remarque dans ce simple cas, que les anticlinaux inverses recouvrent entièrement ceux qui les précèdent en direction des racines. Tandis que pour ceux du flanc normal le recouvrement n'est que partiel.

La genèse des plis inverses et conformes peut se concevoir de multiple façons, en voici deux :

- a) Fig. 14 B: Lors de l'avancée de la nappe, le déplacement des parties supérieures devient plus rapide que celui du flanc inverse. Ainsi le pli frontal initial 1 se trouve débordé par le pli 2 qui devient frontal à son tour; puis, le pli 3 dépasse le pli 2, etc. Le couple de forces lors de ce mécanisme est le même pour toute la nappe.
- b) Fig. 14 C: On peut aussi imaginer une nappe à flanc inverse simple qui, dans une phase postérieure, aurait glissé vers l'arrière, par suite d'un basculement du socle, par exemple. Ce «rétro-charriage» engendrerait un couple tournant en sens inverse du précédent et causant la formation des plis inverses et conformes.

Dans la nappe de Morcles, on rencontre aussi des anticlinaux dont les regards sont dirigés vers les racines et non vers le front. Ces regards sont donc contraires au regard général de la nappe. C'est pourquoi nous proposons de les appeler des *plis contraires*. Théoriquement, on peut concevoir des plis normaux et contraires ou inverses et contraires. Seuls ces derniers sont présents dans la nappe de Morcles.

Les figures 14 D et E concrétisent deux origines possibles de ces plis inverses et contraires. La première postule une mise en place de la nappe par roulement: les plis conformes du flanc normal passent par enroulement au flanc inverse tout en gardant en gros leurs formes. Ils deviennent donc inverses et contraires. Dans la seconde, ils seraient dus à une poussée tardive alors que le flanc inverse était déjà formé. L'effort cisailant qui leur donne naissance tourne dans le même sens que dans le flanc normal.

On notera que le mode de formation n'intervient en aucune façon dans les définitions des plis proposées dans ce chapitre.

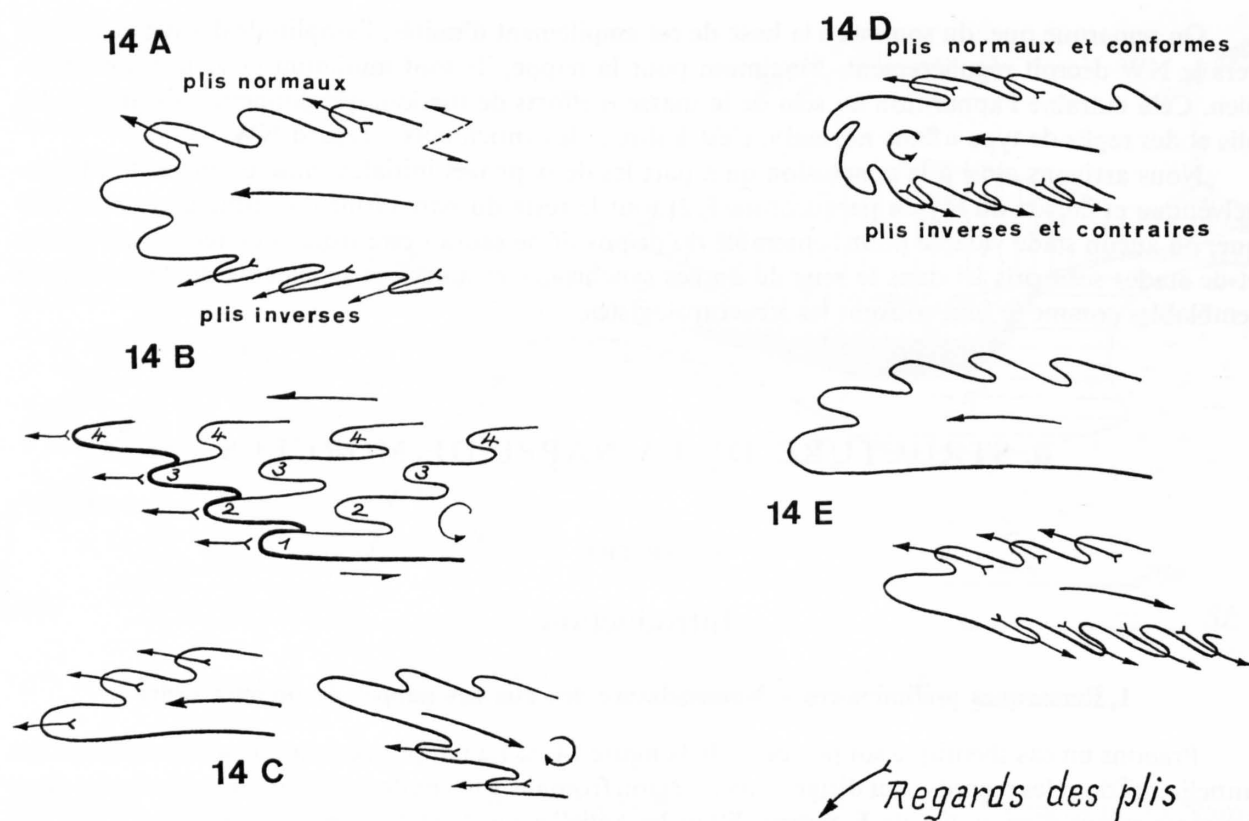


Fig. 14: Divers types de plis des nappes de premier ordre.

Les termes *conforme* et *contraire* sont couramment utilisés dans la nomenclature des failles. Ils le sont ici pour des plis, d'ailleurs avec un sens semblable. Comme ces adjectifs sont toujours accompagnés des substantifs auxquels ils se rapportent, il n'y a pas de confusion possible.

## 2. Remarques générales sur la nappe de Morcles

La nappe de Morcles se présente comme un immense pli-couché complexe, épais de 6 km et chevauchant de plus de 10 km sur les terrains autochtones. Les axes de ses plis plongent assez régulièrement au NE de  $26,5^\circ$ . Le cylindrisme de la nappe est donc très satisfaisant. Ce fort plongement axial facilite grandement l'étude de la structure de la nappe.

En traversant notre région du SW au NE, on rencontre d'abord le flanc inverse de la nappe, puis son cœur et finalement son flanc normal. Ce dernier disparaît à son tour avec sa couverture ultrahelvétique, en versant gauche de la Lizerne, sous les nappes jumelées des Diablerets et du Wildhorn. La zone frontale, qui se suit sur 12 km des Dents de Morcles au Col des Essets, raccorde entre eux les flancs inverse et normal. Un coup d'œil jeté sur la carte géologique de la région révèle immédiatement les grandes lignes de la structure, qui expliquent les traits morphologiques principaux de ce secteur des Alpes helvétiques.

Du point de vue tectonique, les terrains de la nappe peuvent être subdivisés en plusieurs groupes alternativement rigides et plastiques. Ces derniers permettent le développement des disharmonies nécessitées par le style plicatif. Du point de vue morphologique, les groupes plastiques moins résistants à l'érosion engendrent des dépressions et des cols; les groupes rigides plus résistants déterminent les sommets et les arêtes. On peut distinguer 5 groupes, soit:

1. Le groupe rigide inférieur, c'est le Lias. Il forme le cœur de la nappe.
2. Le groupe ductile inférieur ou l'Aalénien. Il détermine une zone déprimée en fer à cheval, entourant, sauf au SE, le cœur liasique.

3. Le groupe rigide médian comprend le Dogger et le Malm. C'est l'ossature de la nappe. Elle se traduit sur le terrain par une couronne de sommets dominant la dépression aalénienne.
4. Le groupe plastique supérieur, comprenant le Berriasien et le Valanginien schisteux, joue un rôle marquant uniquement dans la zone frontale.
5. Enfin, formant l'enveloppe de la nappe, vient le groupe rigide supérieur réunissant le reste du Crétacé et le Priabonien.

C'est par le cœur de la nappe de Morcles que nous commencerons la description tectonique de cette unité.

## CHAPITRE VI

### Le cœur liasique de la nappe de Morcles

Le Lias qui forme le cœur de la nappe, affleure en bordure de la plaine du Rhône, dans la montagne d'Ardèche et dans les collines de Saillon.

#### 1. L'Ardèche

C'est le nom de la montagne dominant de 1000 m environ les villages de Leytron et de Chamoson. Elle se dresse en une pyramide isolée au centre de la dépression aalénienne et des glissements de terrain qui en sont issus. Al'W et au S, l'Ardèche présente de hautes parois inaccessibles. Son versant oriental est un « dip-slope » boisé. Vers le NW, elle se relie par une longue arête aux prairies des Mayens de Chamoson.

E. RENEVIER attribuait les terrains de l'Ardèche au Bajocien se basant sur les quelques bélemnites qu'ils avaient fournies. M. LUGEON en fit du Toarcien pour des raisons tectoniques. Ce fut J. W. ANTAL qui en montra la vraie nature. C'est une série liasique, allant du Sinémurien au Toarcien inclus.

Cette série est ployée en un gros pli anticlinal complexe, dont les axes plongent au N 50° E de 28°. C'est le dos du pli qui forme le versant E de la montagne. Les faces W et S par contre tranchent les couches et révèlent les plis affectant le cœur liasique (voir fig. 15 et 17).

Dans la face occidentale de l'Ardèche, le front liasique se termine vers le N par un anticlinal couché de Toarcien. Ce pli est enveloppé par un ensemble de schistes argileux, gris, qui le sépare de l'Aalénien. Ces schistes rappellent cette dernière formation, mais ils sont dépourvus de miches pyriteuses et de fossiles. C'est en somme un terme de passage entre ces deux étages.

Si le contact des « schistes gris » et du Toarcien n'offre rien de particulier au flanc normal, il n'en est pas de même au flanc inverse. Là, le contact est mécanique. Il se fait suivant une surface plane plongeant de 40° vers 100°. Les « schistes gris » sous le plan de chevauchement, sont affectés de quelques replis inverses et conformes, presque isoclinaux, à charnière aiguë. Dans le Toarcien sus-jacent, la schistosité est moins pentée (20°) que les couches (30° à 55°). A la cote 1200, la surface de contact mécanique est plane et régulière. Vers le bas, avant sa disparition sous l'éboulis à la cote 1060, elle est déformée par quelques plis doux, plongeant de 28° vers le NE.

Au-delà, en longeant le pied de la paroi, on entre dans la zone plissée du Pliensbachien et du Lotharingien. Dans les flancs inverses des plis, la schistosité est toujours moins pentée que dans les couches, c'est le contraire dans les flancs normaux. Notons vers la cote 1000, un magnifique pli souligné par des dépôts de quartz et qui, sans ce marqueur, serait difficile à voir à cause de l'intensité de la schistosité qui plonge de 40° vers 105°. Les bancs de calcaires siliceux participant à ce pli sont boudinés avec chevauchement des boudins les uns sur les autres vers le front (NW) au flanc normal et vers les racines (SE) au flanc inverse (voir fig. 16).

En descendant toujours le long de la paroi, nous atteignons la face S de la montagne où affleure le Sinémurien. Ce terrain à forte schistosité était jadis activement exploité dans deux ardoisières, dont les déblais accumulés dominent les vignes de Leytron.



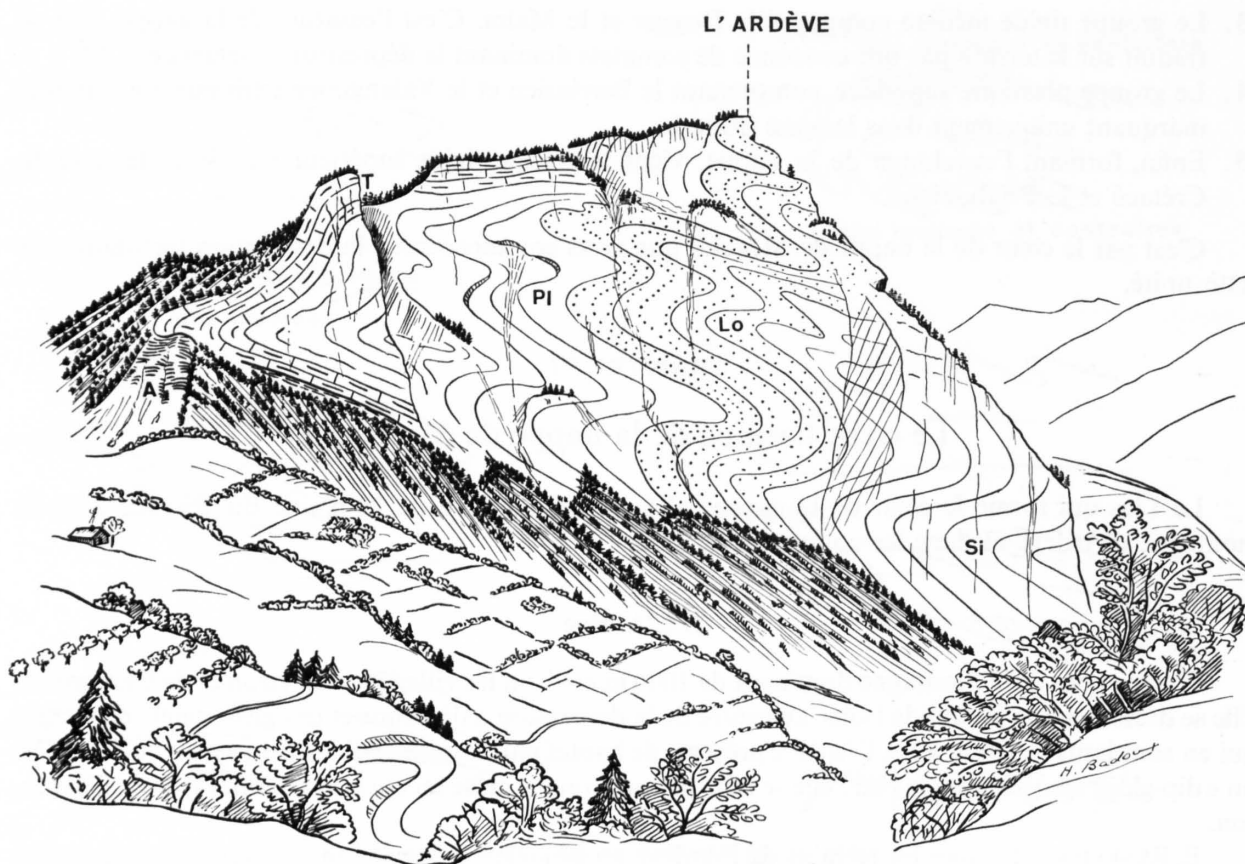


Fig. 15: L'Ardèche, vue du tournant 1122 de la route Leytron-Ovronnaz.  
Si = Sinémurien, Lo = Lotharingien, Pl = Pliensbachien, T = Toarcien, A = Aalénien.

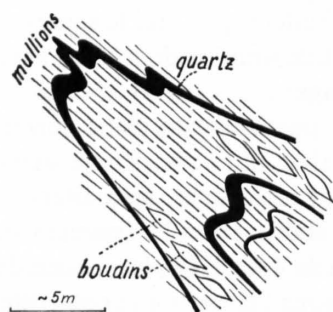


Fig. 16: Pli et boudinage à la cote 1000 de la paroi W de l'Ardèche.

Les «ardoises» de Leytron contiennent d'abondantes bélemnites tronçonnées. J'ai publié en 1963 une étude sur ce sujet, qui a montré une elongation de la roche de 375%. Mais cet allongement ne se fait pas, comme on pourrait s'y attendre, vers le NW, mais vers le NE, soit plus ou moins selon l'axe des plis. La cause en est obscure; peut-être s'agit-il d'une déformation antérieure aux plis NE?

En conclusion, on constate que le cœur liasique de l'Ardèche se conforme au modèle classique du pli-couché complexe. Son flanc inverse montre une schistosité moins pentée que les couches, des plis de type inverse et conforme, des boudins se chevauchant en direction des racines. Les éléments structuraux sont bien réglés. L'axe du plissement mesuré sur la carte plonge de 28° vers 50°, celui

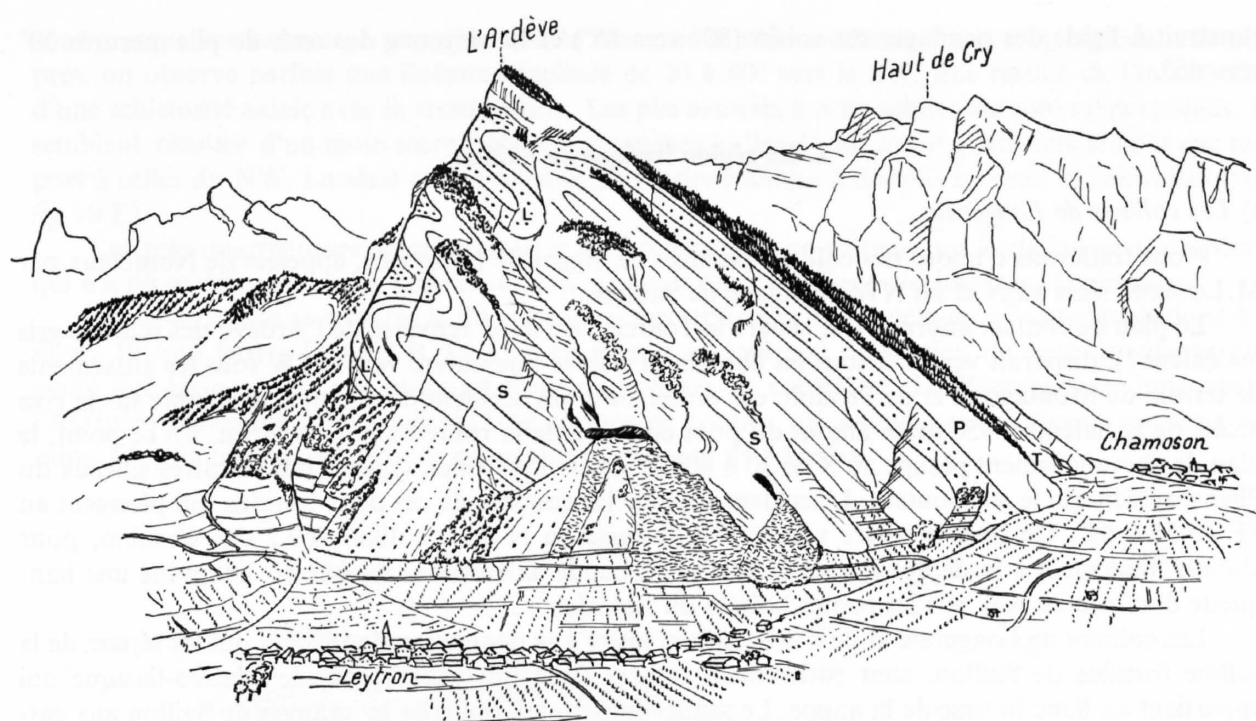


Fig. 17: L'Ardèche, vue du Rhône.  
S = Sinémurien, L = Lotharingien, P = Pliensbachien, T = Toarcien.

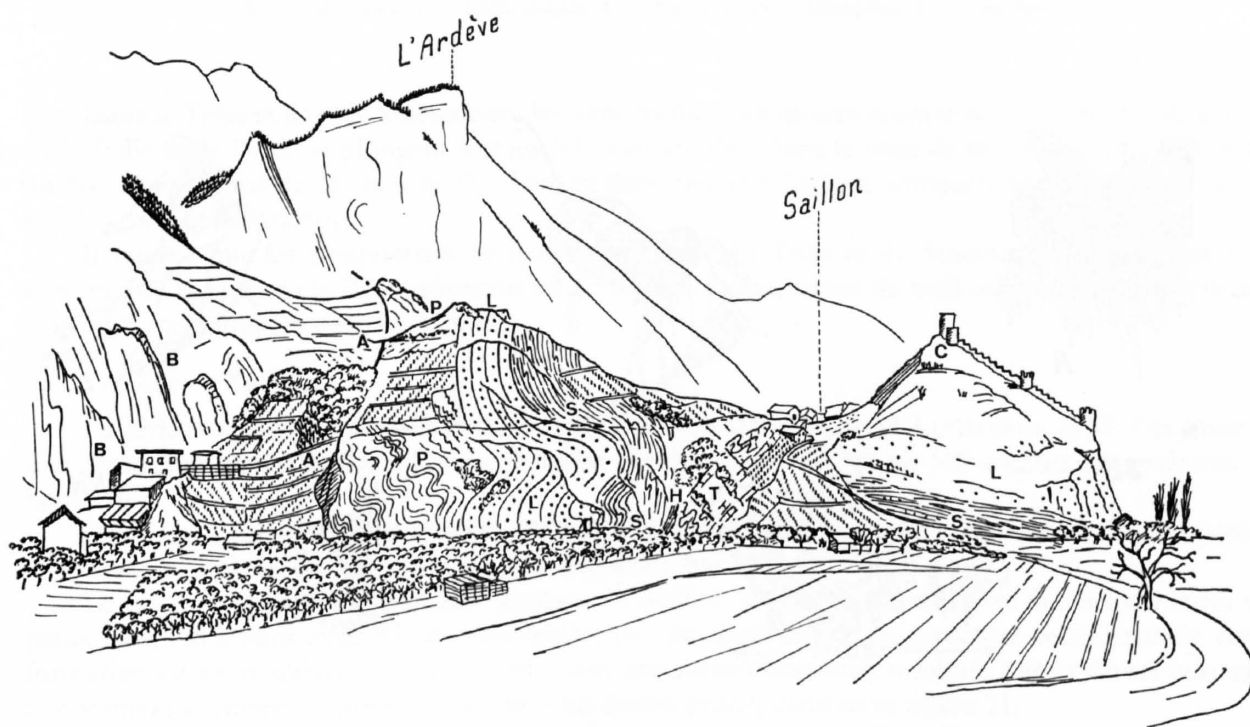


Fig. 18: Les collines de Saillon, vues du SW.  
B = Bajocien, A = Aalénien, P = Pliensbachien, C = Carixien, L = Lotharingien, S = Sinémurien, H = Hettangien,  
T = Trias et Rhétien.

construit à l'aide des pendages est voisin ( $30^\circ$  vers  $55^\circ$ ) et la moyenne des axes de plis mesurés  $30^\circ$  vers  $45^\circ$ .

## 2. La région liasique de Saillon

### a) Les collines de Longeraie

Nous traiterons d'abord des collines plantées de vignes de Longeraie, appelées de Nombieux par M. LUGEON, sises au N et au NW du village de Saillon.

Le plan de contact anormal qui sépare le Toarcien du flanc renversé de l'Ardèche des schistes gris (aaléniens?), disparaît vers le S sous les éboulis. Il doit se poursuivre vers le SW sous les glissements de terrain de Montagnon et de Produit, car on retrouve un accident de position semblable sur la rive droite de la Salentse, 450 m en amont du pont coté 483 de la route Saillon-Leytron. En ce point, le plan de chevauchement plonge au S de  $30$  à  $40^\circ$  et sépare l'Aalénien typique des calcaires siliceux du Pliensbachien qui le surmontent. L'accident tranche les couches de ces deux terrains qui plongent au SE de  $55$  à  $65^\circ$ . On peut le suivre vers le SW, il passe au N de la colline 709,2 des Combes, pour aboutir finalement à la dépression de la Sarva. La bande aalénienne très étroite détermine une banquette dominée au NW par les pentes boisées du Bajocien.

Les collines de Longeraie et de Corbassières, jusqu'à la dépression de la Poya qui les sépare de la colline fortifiée de Saillon, sont entièrement taillées dans une série renversée triasico-liasique qui appartient au flanc inverse de la nappe. Le sentier horizontal, qui relie les granges de Saillon aux carrières bajociennes de la Sarva, offre une coupe des plus complète de la série triasico-liasique et structuralement très démonstrative (voir fig. 18).

Peu après les granges de Saillon, le Trias affleure sous le sentier dans la pente herbeuse et raide qui tombe sur la plaine. Les dolomies du Trias et le Rhétien sont affectés de nombreux plis plongeant en moyenne au SW.

Après une zone sans affleurement et où doivent passer les calcaires schisteux de l'Hettangien, on atteint l'alternance de calcaires siliceux sombres en petits bancs et de schistes du Sinémurien. Les couches

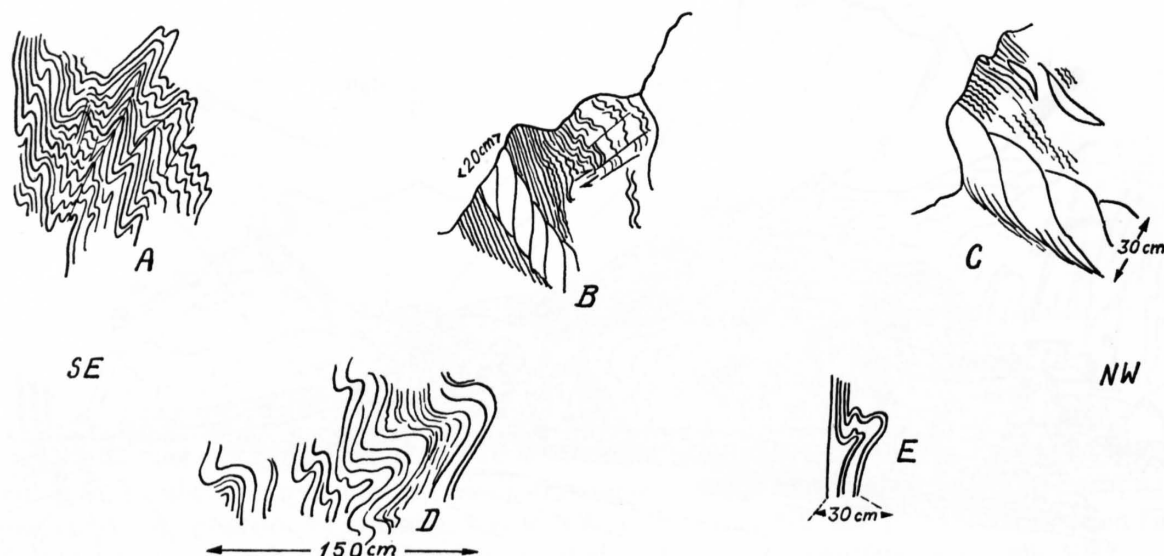


Fig. 19: Détails du plissement le long du sentier reliant Saillon aux carrières de La Sarva.  
A = Aalénien; B, C et D = Pliensbachien; E = Sinémurien.



sont presque verticales et, à première vue, la structure semble isoclinale. Mais en y regardant de plus près, on observe parfois une linéation inclinée de 20 à 40° vers le SW. Elle résulte de l'intersection d'une schistosité axiale avec la stratification. Les plis associés à cette schistosité sont rares et aigus. Ils semblent résulter d'un mouvement relatif des couches, celles du SE ayant glissé vers le haut par rapport à celles du NW. La série étant renversée, on a donc affaire à des plis inverses et contraires (voir fig. 19 E).

Les grès quartzitiques, à patine rouille du Lotharingien constituent un épais horizon compétent qui n'a pu se déformer qu'en larges ondulations, mais qui sont elles aussi inverses et contraires.

Au-delà, le sentier traverse le Pliensbachien très replissé et dont quelques plis sont reproduits à la figure 19 sous lettres D, C et B. En C et en B, soit au tournant du sentier, on note un clivage plus penté que les couches. Les plis sont toujours inverses et contraires. Le Pliensbachien bute contre l'Aalénien violemment microplissé. Une surface de contact mécanique courbe sépare ces deux terrains. C'est la terminaison SW de notre chevauchement de l'Ardèche.

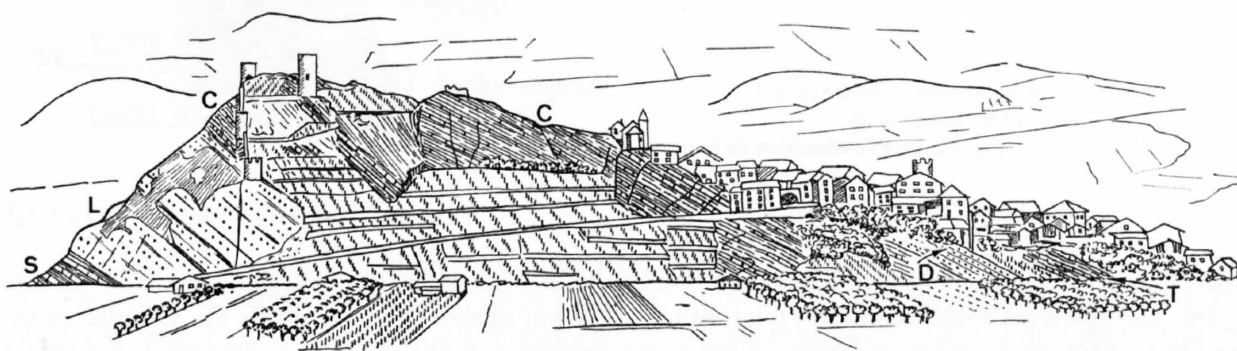


Fig. 20: La colline de Saillon, vue du Rhône.

S = Sinémurien, L = Lotharingien, C = Carixien, D = Domérien, T = Toarcien.

Dans le Trias et dans le Sinémurien, les axes oscillent en direction entre N 37° et N 55° (direction de la faille de la Poya) et plongent soit au NE, soit au SW. Dans le reste de la série, ils plongent tous au NE, en moyenne de 28° vers N 35°. Tout ce flanc renversé liasique comporte un développement de plis inverses et contraires.

Il semble que les irrégularités de pendages axiaux du Trias et du Sinémurien soient liées à la présence de la faille de la Poya, séparant les collines de Longeraie et de Saillon, car elles ne se retrouvent nulle part ailleurs dans la nappe.

#### b) La colline de Saillon

La série stratigraphique de la colline de Saillon a été décrite par M. LUGEON en 1929. Elle montre une succession normale. Les couches plongent régulièrement de 35° au NE comme le représente la figure 20.

Cette série, apparemment simple, révèle des déformations multiples, témoignant d'une histoire tectonique complexe. Abordons-la par son extrémité SW.

Le long du sentier montant aux granges de Saillon, affleurent les calcaires silico-spathiques en petits bancs alternant avec des marnes schisteuses du Sinémurien. La structure tectonique de cette formation est particulièrement bien visible dans une petite excavation masquée par quelques buissons et dominant le chemin. J'ai tenté d'en faire un dessin précis, celui de la figure 21.

Il laisse voir au moins deux phases de déformation successives. Tout d'abord, les bancs calcaires ont été boudinés par élongation du SE au NW, avec naissance d'une schistosité  $S_1$  faiblement pentée. Puis lors d'une deuxième phase, cette série a été comprimée suivant la même direction. Ce serrage a

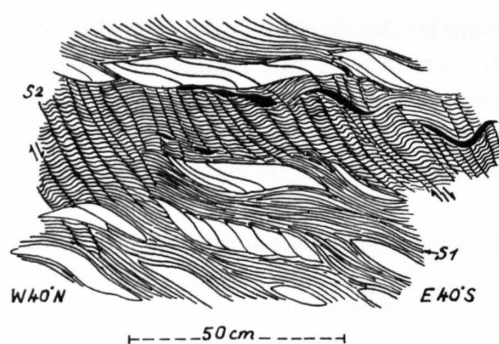


Fig. 21: Le Sinémurien de l'extrémité SW de la colline de Saillon.

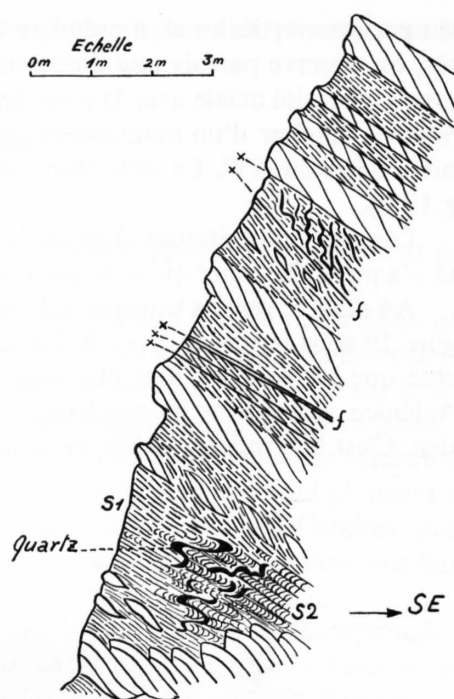


Fig. 22: Le Pliensbachien de la porte de Saillon.

provoqué le chevauchement vers le NW des boudins les uns sur les autres et la naissance d'un clivage  $S_2$  très redressé avec soulèvement des microlithons NW par rapport à leurs voisins SE. On peut avancer l'hypothèse que la première phase est liée à une compression plus ou moins verticale, la seconde à un serrage horizontal.

Le Lotharingien se présente comme une masse rigide dépourvue de replis, mais recoupée de diaclases.

La déformation plicative reprend à nouveau dans le Pliensbachien, qui offre à l'entrée du village un affleurement structuralement complexe et très intéressant (fig. 22). Il offre la preuve de 3 phases de déformation successives.

Toutes les mesures s'ordonnent suivant un diagramme homogène avec un axe de plissement plongeant de  $35^\circ$  vers N  $35^\circ$  E. Pendant les 3 phases, la direction de la déformation est donc demeurée constante.

Quant au Domérien, il paraît aussi tranquille que le Lotharingien, et cela pour les mêmes raisons. Puis plus au NE, le Toarcien à nouveau formé de terrains plastiques – alternance de calcaires et de marnes – présente des déformations analogues à celles du Sinémurien et du Pliensbachien inférieur.

### c) Relations entre les Lias d'Ardèche, de Longeraie et de Saillon

Un des traits essentiels de la géologie de cette région est la faille de la Poya. Elle sépare le flanc inverse de la nappe dont les couches redressées plongent au SE, de la colline de Saillon où le Lias, en position normale, plonge de  $30$  à  $40^\circ$  au NE. Cette faille de la Poya court du SW au NE. Elle longe le pied du versant rocheux de la vallée et a dû jouer un rôle morphologique important.

Examinons d'abord ce qui se passe au N de la faille. Dans les collines de Longeraie, les axes plongent en moyenne de  $28^\circ$  vers N  $35^\circ$  (si l'on fait exception de ceux du Trias et du Sinémurien). Dans l'Ardèche, ils sont presque identiques en inclinaison  $30^\circ$ , mais avec une légère torsion vers l'E (N  $50^\circ$ ). En projetant Longeraie vers le NE, en tenant compte des pendages axiaux, on trouve que cette zone passe à plus de 2 km au-dessous du sommet de l'Ardèche. Ce qui revient à dire que Longeraie se situe dans le flanc renversé à une grande distance du front liasique (voir fig. 23). On constate en effet

une modification importante du style tectonique en passant du front vers la profondeur en suivant le flanc renversé. Dans les hauts, les plis sont inverses et conformes et la schistosité moins pentée que les couches. Vers la profondeur, les plis deviennent inverses et contraires et la schistosité plus pentée que les couches. Cette disposition se retrouve dans l'ensemble du flanc renversé. Nous reviendrons par la suite sur ce phénomène et ses causes.

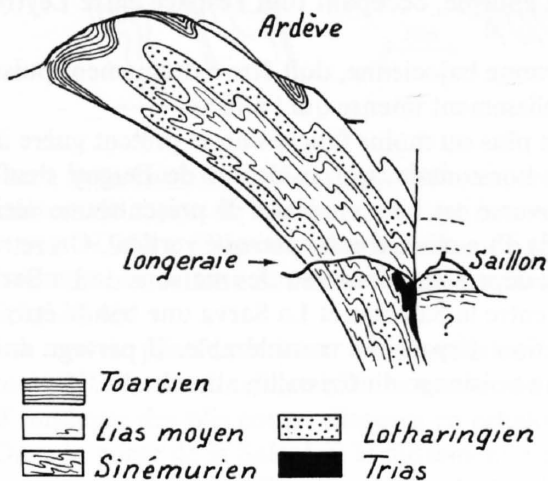


Fig. 23: Schéma tectonique du cœur liasique de la nappe de Morcles.

#### Le cas de la série de Saillon

La position de la série liasique de Saillon peut s'expliquer de deux façons, soit:

1. On peut la rattacher au flanc normal de l'Ardèche; elle aurait été abaissée par la faille de la Poya.
2. Cette série appartiendrait à la couverture autochtone des massifs cristallins. Elle aurait été ramenée au jour le long de la faille de la Poya jouant en faille inverse.

Il est difficile de choisir entre ces deux solutions, chacune ayant un argument en sa faveur.

L'origine «autochtone» (couverture Mt. Blanc?) rend compte du caractère plus grossièrement quartzitique du Lotharingien de Saillon comparé à ceux de l'Ardèche et de Longeraie qui sont très semblables entre eux. On sait que dans la région du Catogne (GRASMÜCK, 1961), le Lotharingien transgresse directement sur le granite. La faille de la Poya serait la surface suivant laquelle serait montée la grosse écaille cristalline portant la série liasique de Saillon.

La deuxième hypothèse a pour elle des arguments tectoniques. Remarquons d'abord que la faille de la Poya tranche le flanc inverse avec une certaine obliquité, ne laissant subsister le Trias et le Rhétien qu'au SW du village. Elle est donc postérieure à la mise en place de la nappe, en tout cas à la phase  $S_1$ . Elle serait responsable du basculement des axes du Trias et du Sinémurien de Longeraie vers le SW et de la descente vers le S des microlithons  $S_2$  du Sinémurien de la colline de Saillon.

L'accident de la Poya ne devrait pas être interprété comme une faille normale de tension, mais comme la limite N d'un panneau chassé vers la profondeur par une surcharge venue du S (massif du Mt. Blanc ou Pennique frontal). Cette deuxième solution proposée par M. LUGEON me paraît plus séduisante que la première envisagée par J. W. ANTAL.

## CHAPITRE VII

### La dépression aalénienne

La montagne d'Ardèche est ceinturée par une zone déprimée où se situent Dugny, Ovronnaz, les Mayens de Chamoson et les charmants hameaux qui dominent ce dernier village. C'est la dépression aalénienne. La roche affleure peu, car de grandes surfaces sont encombrées de moraines ou de glisse-

ments de terrain. Parmi ces très nombreux glissements, une mention particulière doit être faite de celui qui emporte insensiblement vers la plaine les villages de Montagnon et de Produit. Son sommet est marqué par un arc de déchirure complexe, dont le talus taillé dans l'Aalénien mesure par place plus de 150 m de haut. De là, partent les langues de terrains mouvants. Isolées d'abord par des éperons rocheux, elles se réunissent plus bas en une masse unique, découpée de niches d'arrachement, qui déborde finalement sur la plaine en un bourrelet énorme, occupant tout l'espace entre Leytron et la Salentse.

L'Aalénien séparant le cœur liaisique de la couronne bajocienne, doit être extrêmement puissant, mais son épaisseur est difficile à estimer à cause du plissement intense qui l'affecte.

Dans les arcs de déchirure, les schistes aaléniens plus ou moins fauchés ne se prêtent guère à une analyse tectonique. Par contre, le long de la route horizontale, qui au-dessus de Dugny s'enfonce dans la gorge de la Salentse, l'Aalénien du flanc inverse est bien en place. Il présente une série de replis de 20 à 30 cm, plongeant N 24 de 28° et affectés d'un clivage axial presque vertical. On retrouve donc là des plis inverses et contraires comme dans la dépression dominant les maisons de La Sarva.

Nous avons vu que l'Aalénien en place formait entre la Salentse et La Sarva une bande étroite. Il est évident qu'il a subi dans cette région une réduction d'épaisseur considérable. Il partage donc le même sort que les autres terrains du flanc renversé au voisinage du Cristallin autochtone.

## CHAPITRE VIII

### L'ossature de la nappe – le Dogger et le Malm

Le Dogger et le Malm forment l'ossature de la nappe. Elle se traduit dans le paysage par une couronne de sommets dominant la dépression aalénienne. Les couches tendres et plastiques du Berriasien – Valanginien schisteux permettent une disharmonie plus ou moins accentuée entre l'ossature jurassique et l'enveloppe crétacico-tertiaire. Elles jouent parfois un rôle morphologique très net en déterminant des zones basses, séparant les sommets taillés dans le Jurassique de ceux qui le sont dans le Crétacé.

Au flanc normal de la nappe, le rôle du Berriasien – Valanginien schisteux s'atténue et les deux séries rigides du Malm et du Crétacé se réunissent pour former le massif du Haut de Cry.

Nous suivrons, dans ce chapitre, un itinéraire partant de la zone des racines pour gagner, en suivant le flanc renversé, la zone frontale, puis le flanc normal de la nappe. La description des structures rencontrées sera faite par secteurs. Elle ne prétend pas être exhaustive.

#### 1. Le secteur allant de Saillon à Petit Pré et Grand Pré

Le Dogger forme les pentes raides et boisées qui dominant la banquette aalénienne reliant La Sarva à la Salentse. Ces terrains en position renversée reposent sur le Malm et ce dernier sur le Crétacé. Cela est bien visible dans la paroi coiffant le massif cristallin.

Dans le secteur envisagé, le pays jurassique se subdivise au point de vue morphologique en deux massifs séparés par la dépression Lousine – Petit Pré. A l'E règne le Dogger, à l'W le Malm.

Le Dogger forme en gros une plaque finement ondulée occupant le versant droit de la Salentse et culminant en une longue arête portant les sommets de la Grand Garde et de la Seya.

A l'W, le Malm occupe la base du Grand Chavalard (dont le sommet est en Dogger), le Six du Doe, le Petit et le Grand Château, et les pentes qui en descendent vers la dépression de Petit Pré.

##### a) *Le Dogger*

Le Dogger des pentes dominant les vignes de Saillon révèle sa structure tectonique dans la carrière de La Sarva et en rive droite de la gorge de la Salentse.



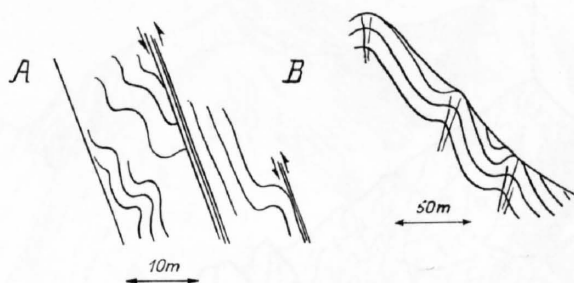


Fig. 24: Style des plis du Bajocien de la carrière de La Sarva (A) et de la gorge de la Salentse (B).

Dans la carrière de La Sarva, la roche est très étirée. Les couches sont affectées de plis de quelques mètres de rayon de courbure, de type inverse et contraire. Des surfaces de glissement plongeant de  $70^\circ$  vers N  $125^\circ$  y délimitent des faisceaux de couches. Les écaillés de calcite à la surface des plans de glissement permettent de constater que les faisceaux méridionaux sont montés par rapport à ceux du N (fig. 24 A).

Les axes de plis s'ordonnent dans un secteur de  $30^\circ$  d'ouverture dont l'axe moyen se dirige exactement au NE. Les inclinaisons axiales varient du SW au NE, leur moyenne étant horizontale. Ce dispositif implique des plis courts disposés en échelon.

Dans la gorge de la Salentse, le plissement est plus régulier (fig. 24 B). On a toujours affaire à des plis inverses et contraires. Ils plongent au N  $42^\circ$  de  $28^\circ$  sous l'Aalénien de Dugny.

Au N de la paroi Betson – Grand Garde, le Dogger occupe tout le versant jusqu'à la Seya–Odonne parfois masqué par une couverture morainique. On s'attendrait donc à trouver dans cette région des pendages vers l'ENE. Or, ils sont très rares. Un examen plus attentif en fournit l'explication : la plaque du Dogger est sillonnée de replis aigus, plus ou moins réguliers. Le diagramme de Wulf de la figure 25 groupe pour cette région toutes nos mesures d'axes et de pendages. Il fournit un axe moyen plongeant de  $28^\circ$  vers N  $51^\circ$ , donc un peu plus tourné vers l'E que celui de la zone proche de la vallée du Rhône. Ce mouvement de torsion s'accroît vers le N.

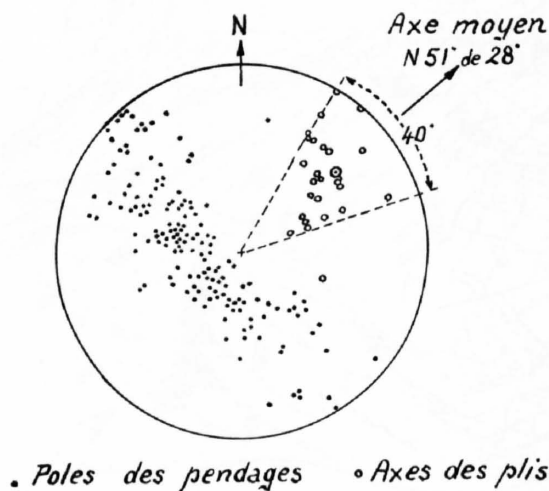


Fig 25: Diagramme de Wulf (demi-sphère inférieure) du Dogger de la région Betson–Seya.

#### b) Le Malm

Le Malm ne montre pas de déformations majeures dans les parois dominant le Cristallin, de La Sarva à la Grand Garde et dans la paroi basale du Grand Chavalard. Le premier pli important de ce bord de la nappe est celui de l'arête S de cette montagne (voir fig. 25). Il s'agit d'un pli inverse et conforme, le premier que l'on rencontre à partir des racines.

Cependant la marmorisation du Malm qui s'observe dans toute la région est l'indice d'un laminage qui fut accompagné d'un plissement très serré, dont la présence est attestée par une linéation

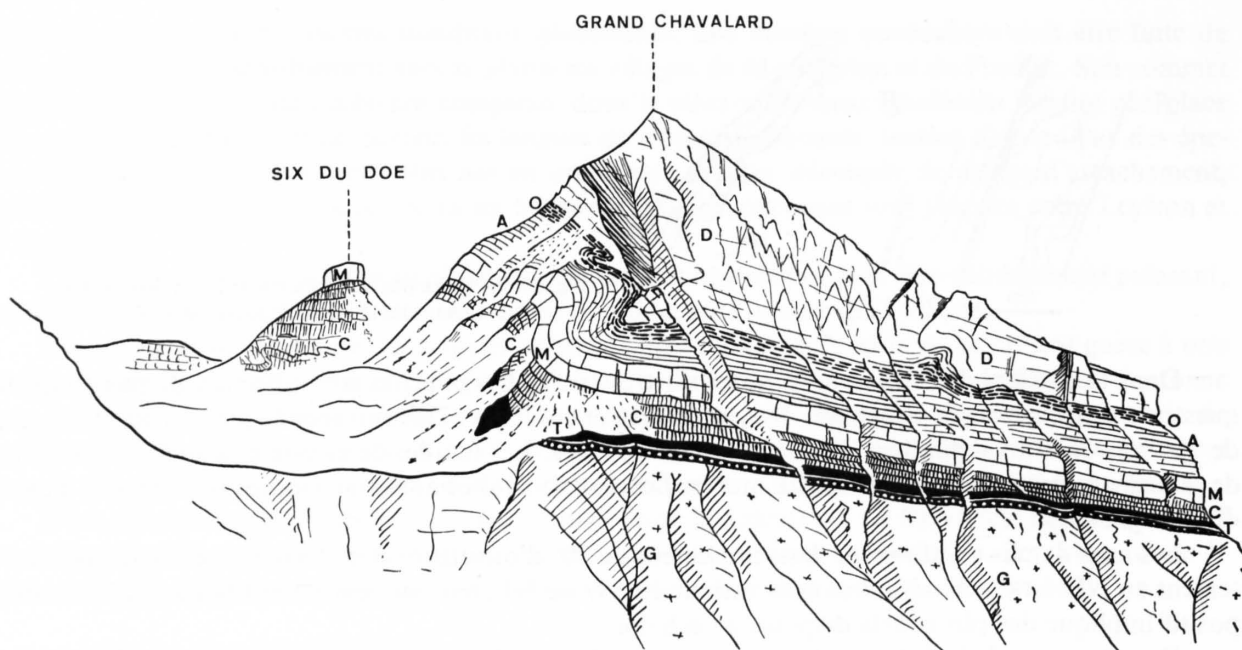


Fig. 26: Le Grand Chavalard, vu du Mont Chemin.  
 G = Cristallin; noir à points blancs = quartzites du Trias; en noir = le reste du Trias autochtone  
 C = Crétacé, M = Malm sup., A = Argovien, O = Oxfordien, D = Dogger.

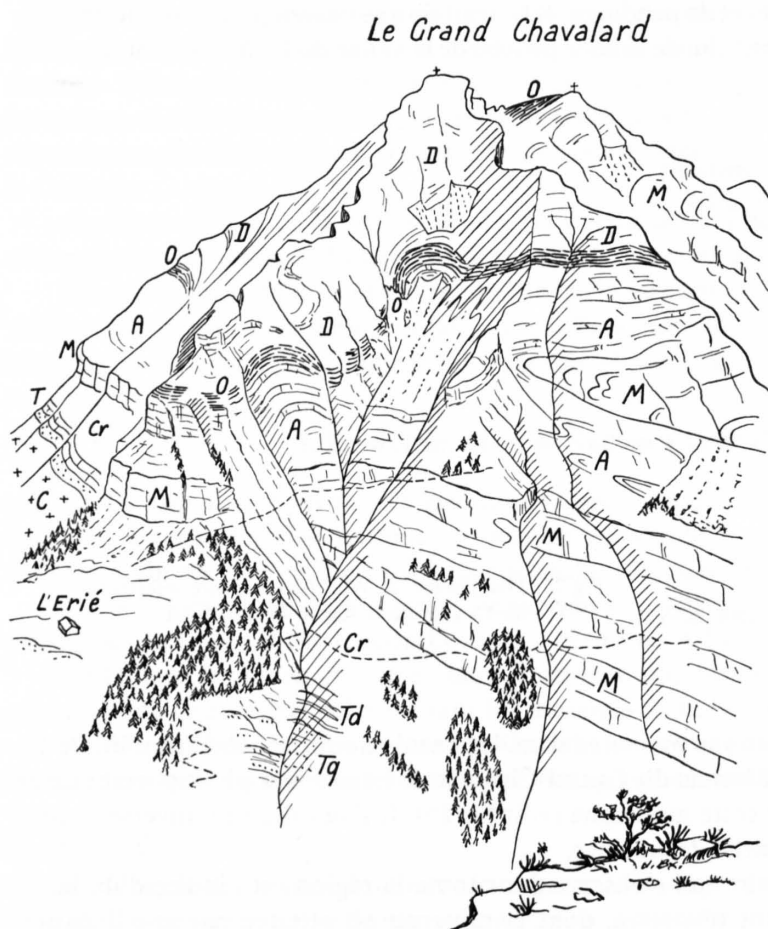


Fig. 27: Le Grand Chavalard, vu de la Grand Garde.

C = Cristallin  
 Tq = Quartzites du Trias  
 Td = Cornieule et dolomie du Trias  
 Cr = Crétacé  
 M = Malm sup.  
 A = Argovien  
 O = Oxfordien  
 D = Dogger

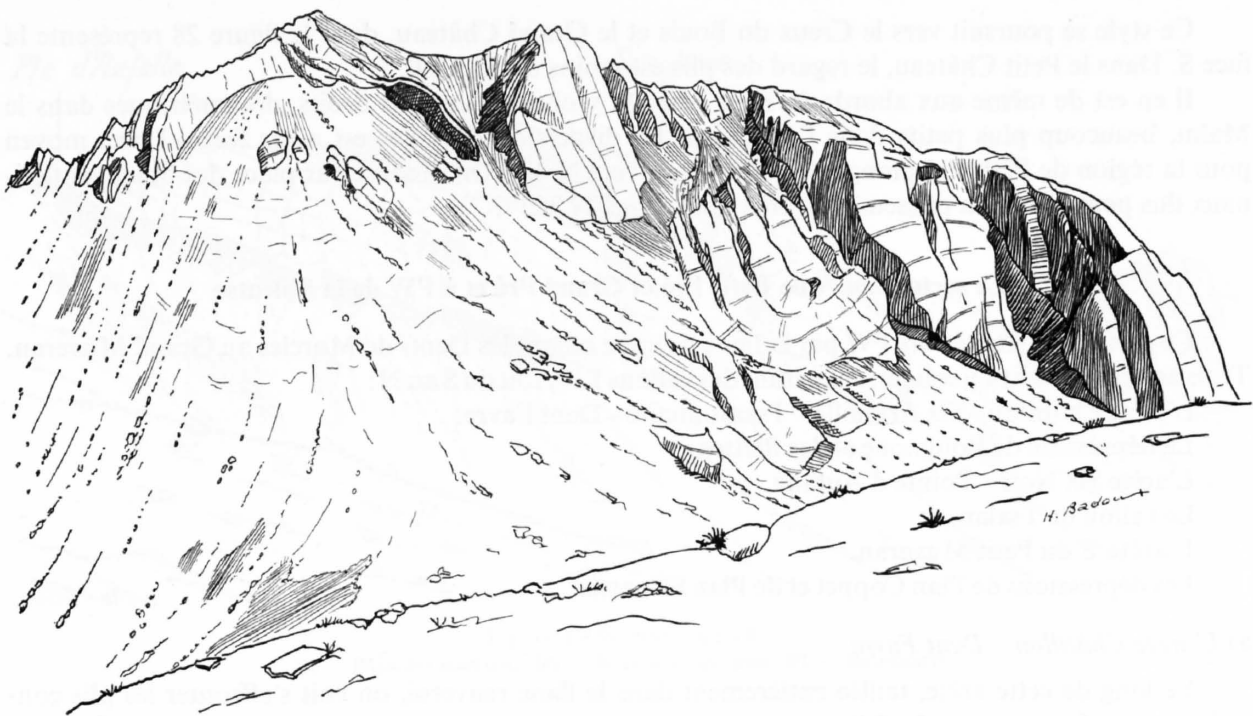


Fig. 28: Le Grand Château, vu du S; les plis affectent les couches du Malm.



Fig. 29: Le Petit Château.  
V = Valanginien schisteux  
M = Malm

générale dirigée en moyenne N 300°. Il s'agit de l'intersection de la surface des couches par une schistosité que la recristallisation du calcaire a effacé à l'intérieur des bancs. Cette linéation est reprise par des plis NE que nous allons décrire. On a donc deux phases successives de plissements à axes orthogonaux.

La face orientale du Grand Chavalard présente un ensemble de plis inverses et contraires, qui s'observent aisément de la Grand Garde. Leur amplitude se trouve exagérée par leur intersection oblique avec la surface topographique.

Ce style se poursuit vers le Creux du Bouis et le Grand Château, dont la figure 28 représente la face S. Dans le Petit Château, le regard des plis est moins net (fig. 29).

Il en est de même aux abords de Petit Pré. On y observe des plis droits, décamétriques dans le Malm, beaucoup plus petits dans l'Argovien. La dispersion des axes est assez forte. L'axe moyen pour la région de Petit Pré plonge de 25° environ vers N 48°. On observe par place des brachyanticlinaux dus peut-être à un plissement transversal dirigé N 323° ?

## 2. Le secteur au N de Petit Pré et Grand Pré et à l'W de la Salentse

Ce secteur est limité vers l'W par la ligne de crête reliant les Dents de Morcles au Grand Muveran. Trois arêtes viennent s'y souder, encadrant des vallons EW, soit du S au N :

- L'arête Châtillon – Six Armaille – Tsantonnaire – Dent Favre.
- La dépression de Bougnone et des Blettes.
- L'arête Six Noir – Pointe d'Aufalle.
- Le vallon de Tsalan.
- L'arête E du Petit Muveran.
- Les dépressions de Plan Coppet et de Plan Salentse.

### a) L'arête Châtillon – Dent Favre

Le long de cette arête, taillée entièrement dans le flanc renversé, on voit s'affronter les plis contraires et conformes (voir fig. 30).

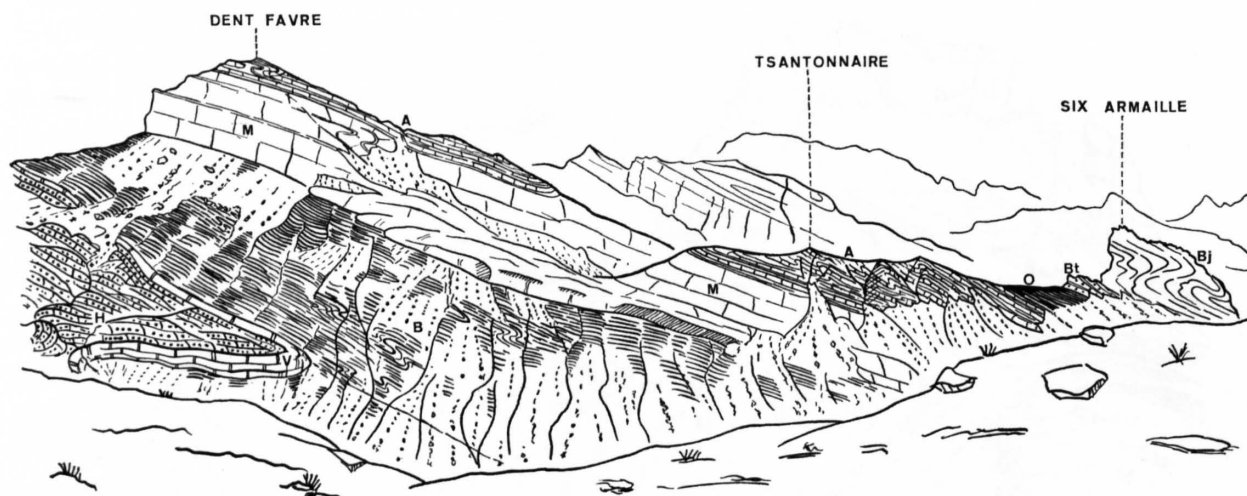


Fig. 30: L'arête Dent Favre – Six Armaille, vue d'Euloi.

H = Hauterivien, V = Valanginien calcaire, B = Valanginien schisteux – Berriasien, M = Malm sup., A = Argovien, O = Oxfordien, Bt = Bathonien, Bj = Bajocien.

Le Bajocien du Six Armaille et l'Argovien de la Dent Favre dessinent des plis conformes. L'Argovien de Tsantonnaire par contre montre des plis contraires et dans le Berriasien les deux types de plis cohabitent.

Les plis de Tsantonnaire possèdent un clivage axial «de type» normal; c'est-à-dire que les micro-lithons se chevauchent du SE au NW. La dispersion des axes demeure assez forte, mais en général leur direction est plus proche de l'E que celle des plis de Petit Pré. La moyenne s'établit à 25° vers N 62°. Dans cette région, l'ancienne linéation N 300° à N 310° est bien marquée.



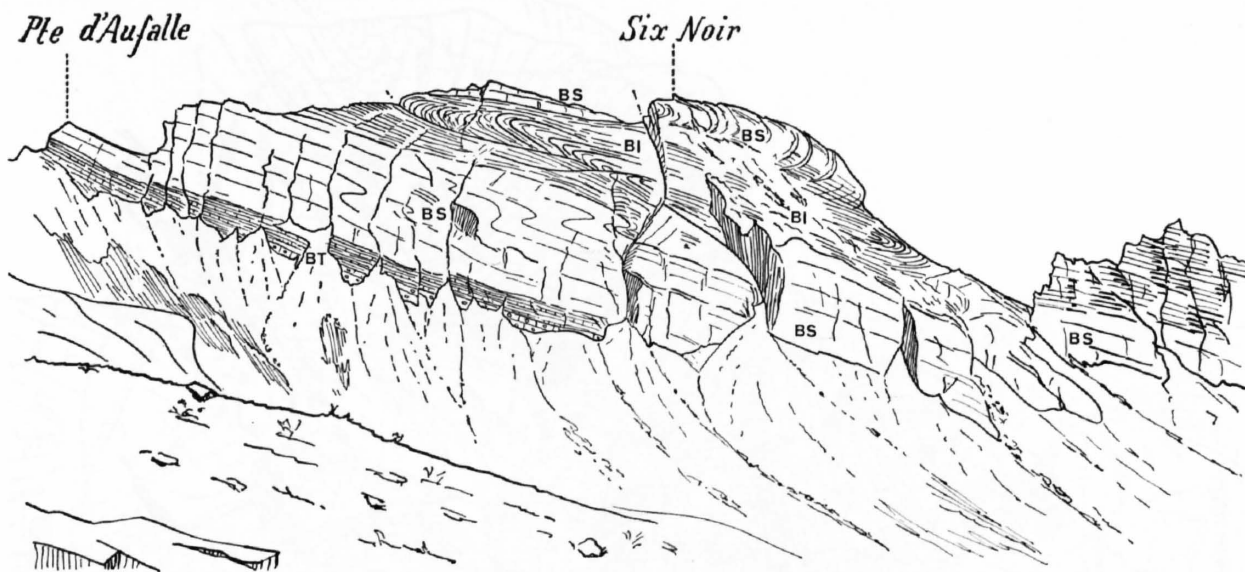


Fig. 31 : Le Six Noir, vu du S.  
BI = Bajocien inférieur, BS = Bajocien supérieur, BT = Bathonien.

#### b) L'arête Six Noir – Pointe d'Aufalle

Le plongement général de la nappe de Morcles provoque la disparition du Malm renversé de la Dent Favre – Tsantonnaire vers le NE. Il en résulte que l'arête Six Noir – Pointe d'Aufalle est entièrement taillée dans le Dogger du flanc renversé (voir fig. 31).

Tous les plis inverses et contraires ont disparu, seuls les plis conformes subsistent. Les axes s'abaissent de  $23^\circ$  vers N  $65^\circ$  environ. Il en résulte que la fermeture dans le Bajocien inférieur du sommet du Six Noir se retrouve au flanc gauche du vallon pierreux de Tsalan vers la cote 2200.

#### c) Le Petit Muveran

Au col séparant la Pointe d'Aufalle du Petit Muveran, affleure le Callovo-Oxfordien. Ce dernier plonge à l'E et forme le substratum du Dogger de la Pointe d'Aufalle et de son prolongement au NE dans le Petit Muveran. On atteint dans cette dernière sommité, le front bajocien de la nappe (voir fig. 32).

Le front du Dogger dans le Petit Muveran est formé de deux plis superposés. Ces deux plis se prolongent dans le Callovo-Oxfordien, l'Argovien et le Malm du versant occidental de l'arête frontière Vaud-Valais. L'Argovien renversé est très replissé. Comme le montre la figure 32, les replis sont de type inverse et conforme avec un net clivage axial. Ces plis frontaux de l'ossature de Malm apparaissent mieux dans une vue directe de la face occidentale du Grand Muveran (fig. 33).

Le Dogger occupe tout le versant NE du Petit Muveran, jusqu'aux replats alluvionnaires appelés Plan Salentse et Plan Coppet. Les axes des plis plongent dans cette région de  $28^\circ$  vers N  $60^\circ$ .

Ainsi en parcourant le pays jurassique des racines vers le N, nous avons suivi le flanc renversé pour atteindre finalement la zone frontale de la nappe. La chose est rendue possible grâce au plongement des axes vers le NE. Les relations entre la structure générale et la morphologie ressortent clairement de l'examen de la planche II et de la figure 34, qui ne nécessite pas de commentaire.

### 3. Le secteur de Dogger allant de la Salentse à la Losentse

Ce secteur comprend deux montagnes séparées par la dépression des Outannes :

- la Pointe de Chemo et ses contreforts,
- la Dent de Chamosentse.

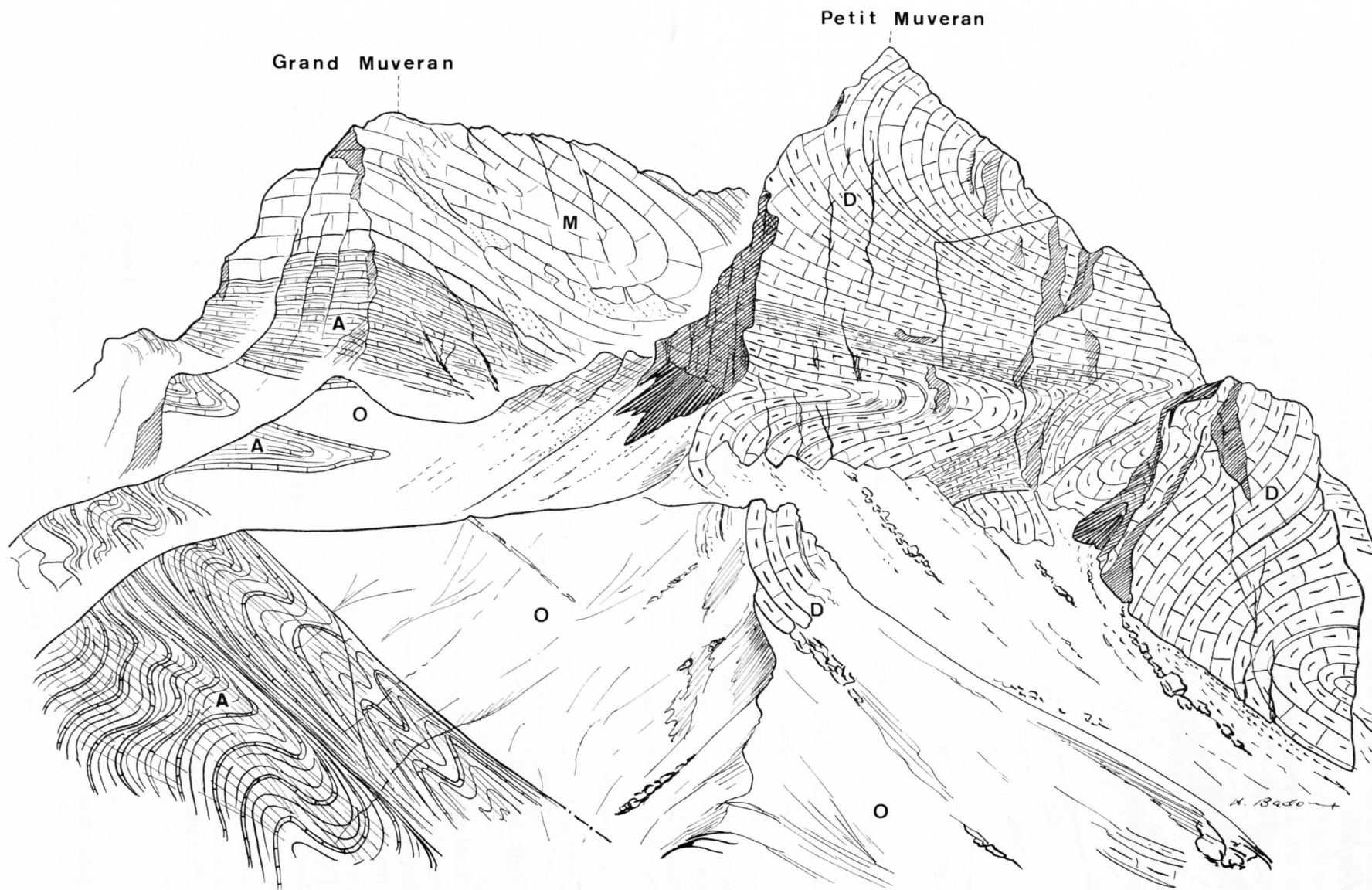


Fig. 32: Le Grand et le Petit Muveran, vus de la Pointe d'Aufalle.  
D = Dogger, O = Callovo-Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup.

# GRAND MUVERAN

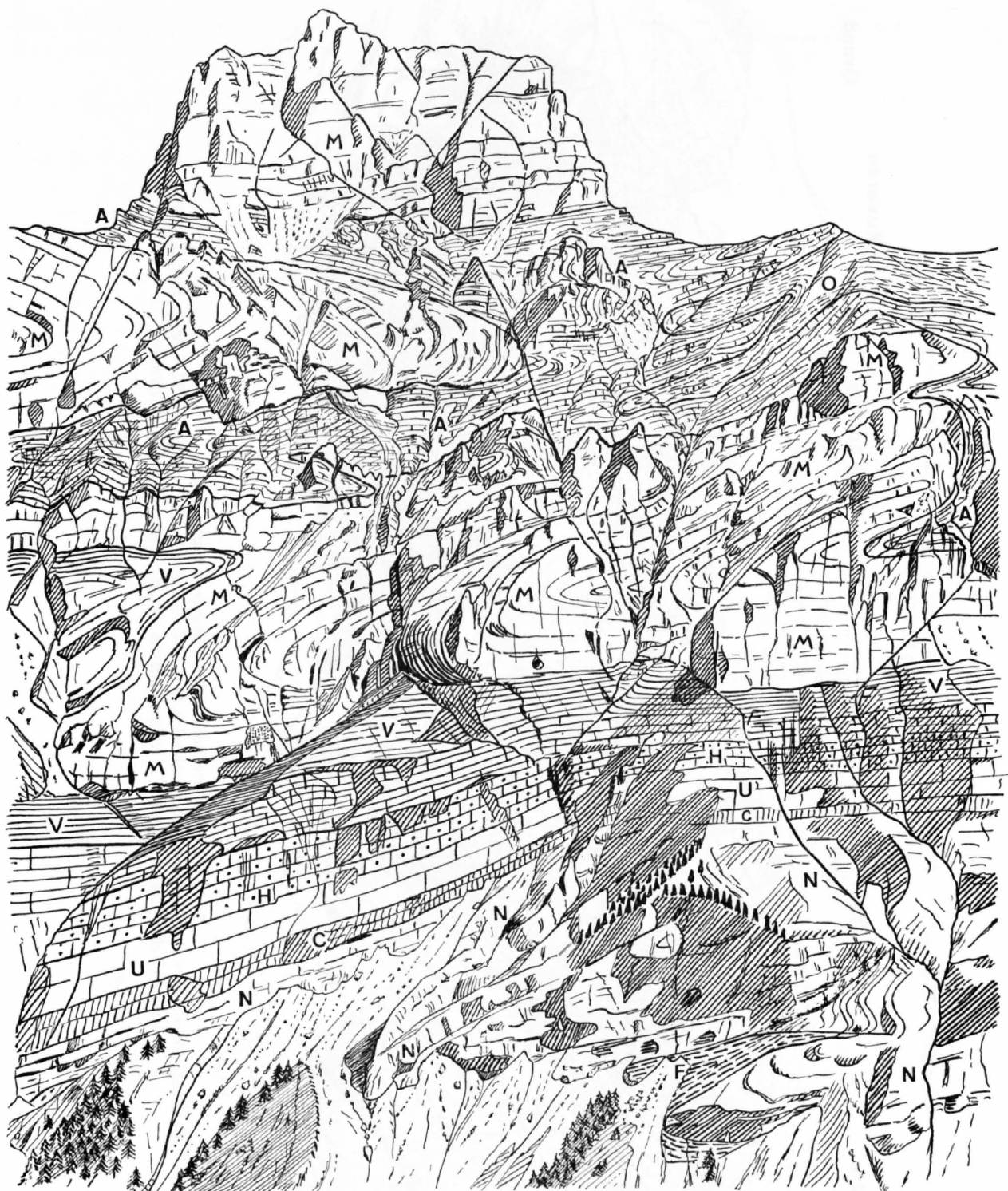


Fig. 33: La face W du Grand Muveran.

O = Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup., V = Valanginien, H = Hauterivien, U = Urgonien, C = Aptien sup. – Crétacé sup., N = Nummulitique, F = Flysch.

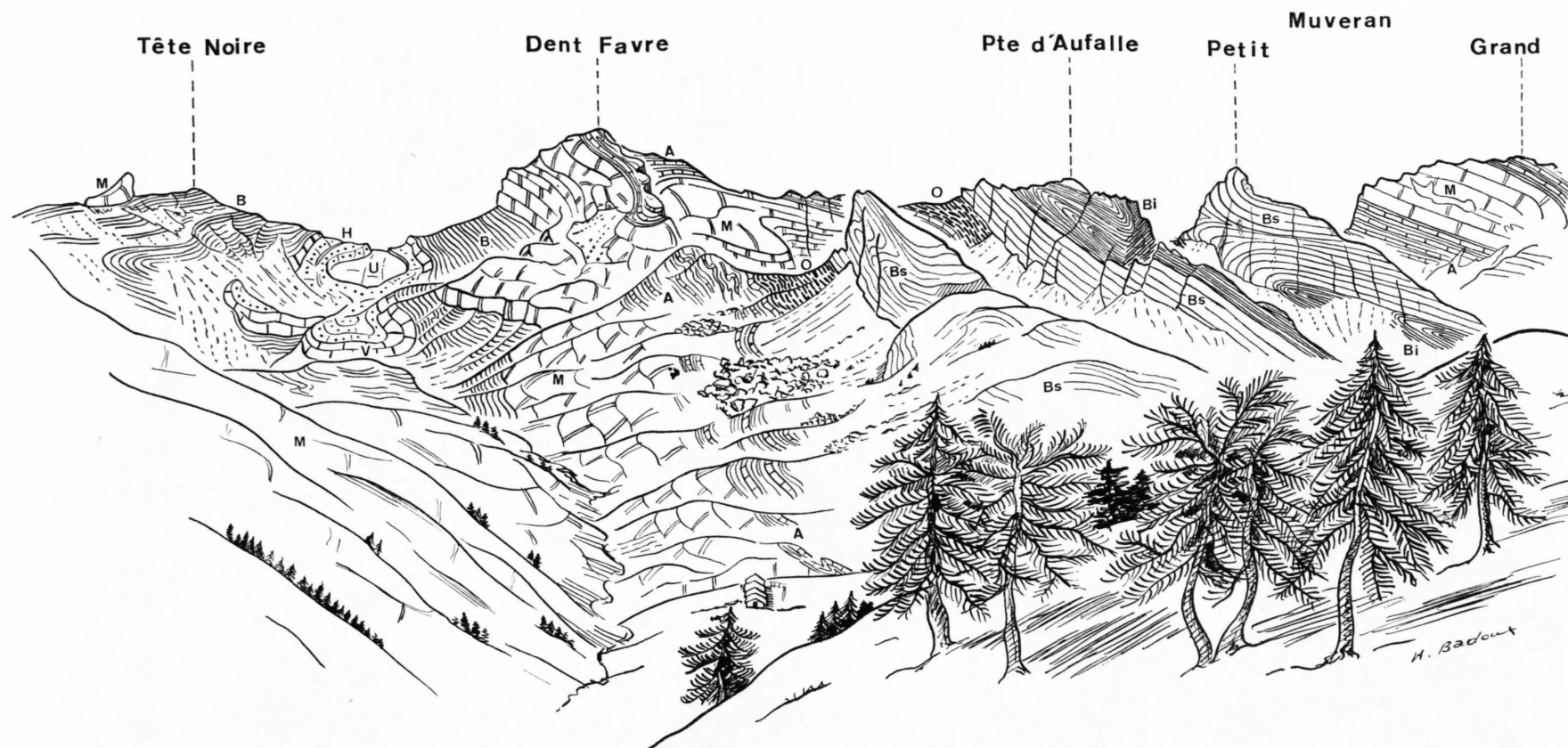


Fig. 34: L'arête Tête Noire – Grand Muveran, vue de la Sèze.

Bi = Bajocien inférieur, Bs = Bajocien supérieur et Bathonien, O = Callovo-Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup., B = Berriasien et Valanginien schisteux, V = Valanginien calcaire, H = Hauterivien, U = Urgonien.



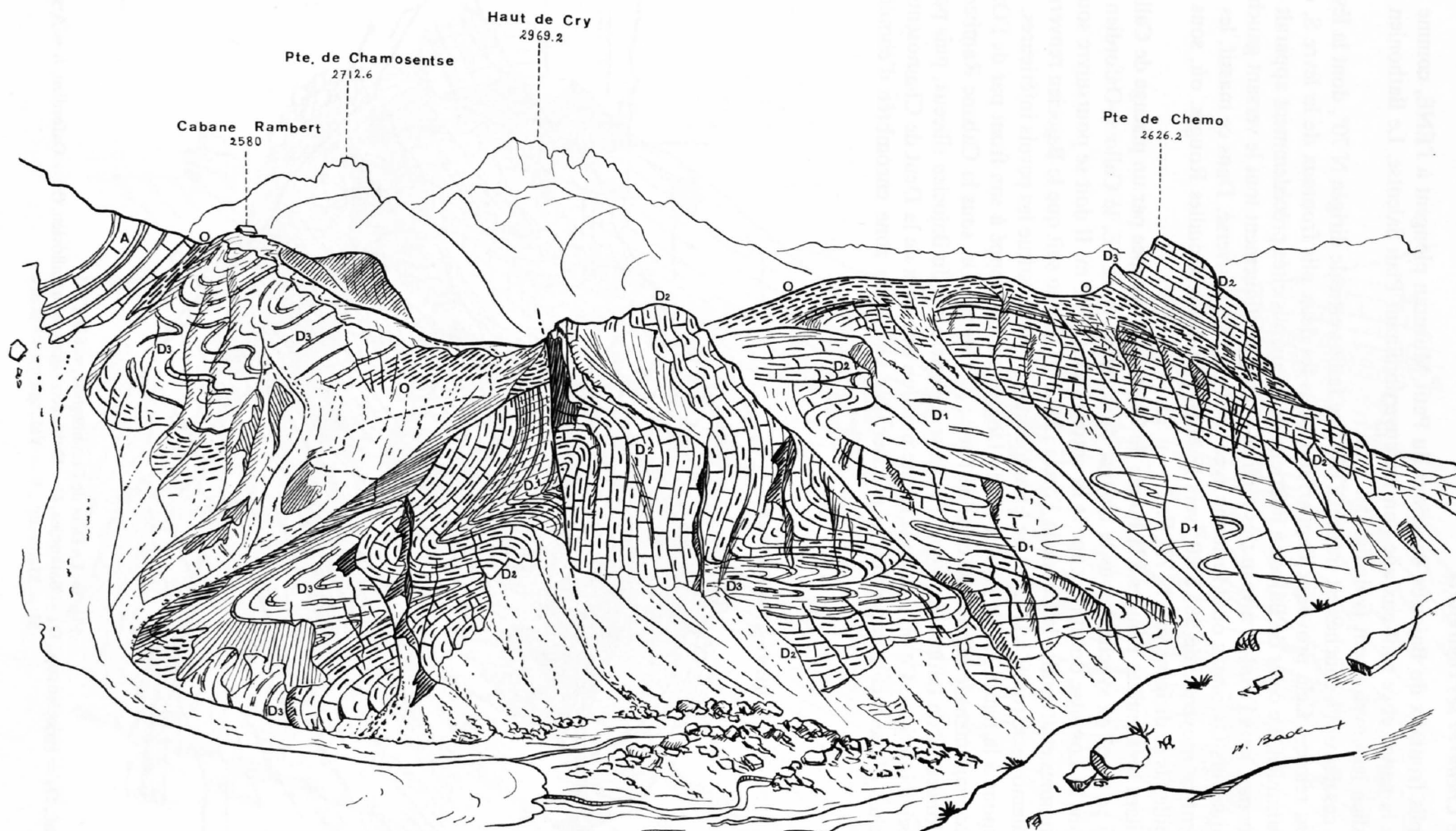


Fig. 35: Le versant NE de Plan Salentse.  
 D<sub>1</sub> = Bajocien inférieur, D<sub>2</sub> = Bajocien supérieur, D<sub>3</sub> = Bathonien, O = Callovo-Oxfordien, A = Argovien.

a) *La Pointe de Chemo et ses contreforts*

Les deux plis frontaux du Bajocien supérieur du Petit Muveran plongent à l'ENE, comme tous les éléments de la nappe et ce sont eux que l'on retrouve dominant Plan Salentse. Le Bathonien et le Callovo-Oxfordien les enveloppent (voir fig. 35).

La tête de ces deux plis-couchés est tranchée par une faille verticale dirigée N 70°, dont la lèvre S paraît fortement relevée. Cela provoque l'apparition, sous les deux plis frontaux de la lèvre S, d'un synclinal de Bathonien. Le cœur de Bajocien inférieur des deux plis cités précédemment apparaît sous la Pointe de Chemo. Vers l'aval ce niveau très replissé occupe pratiquement tout le versant gauche de la Salentse jusque vers Ovronnaz où il fusionne avec celui du flanc renversé. Dans ce massif, les axes des plis plongent en moyenne de 28° à 30° vers le N 60°, sauf aux Gouilles Rouges, où, sous l'influence de la faille, ils se dirigent vers N 73° E.

L'arête reliant les Gouilles Rouges à la Pointe de Chemo est occupée par un placage de Callovo-Oxfordien, qui se pince en synclinal sous le Dogger du sommet. Vers l'E, le Callovo-Oxfordien descend jusque dans la Losentse dont il occupe le lit entre 1880 et 1980 m. Il doit se poursuivre sous les éboulis des Outannes et atteindre le Col de la Forcla (2542 m). Il s'en suit que le Bajocien renversé de la Pointe de Chemo se retrouve à la Dent de Chamosentse. Il en constitue les parois inférieures.

Mais revenons à la figure 35. Le double pli du Dogger est enveloppé à son front par de l'Oxfordien qui est nécessairement le même que celui de l'arête de Chemo. Or, sous la Cabane Rambert, se voit une tête plongeante de Bathonien. Vers l'E, elle se complète par du Bajocien siliceux, puis par un noyau de Bajocien inférieur. Ce pli a donc la même position que ceux de la Dent de Chamosentse. Il doit s'y rattacher d'une façon impossible à préciser, car une vaste zone encombrée d'éboulis les sépare.

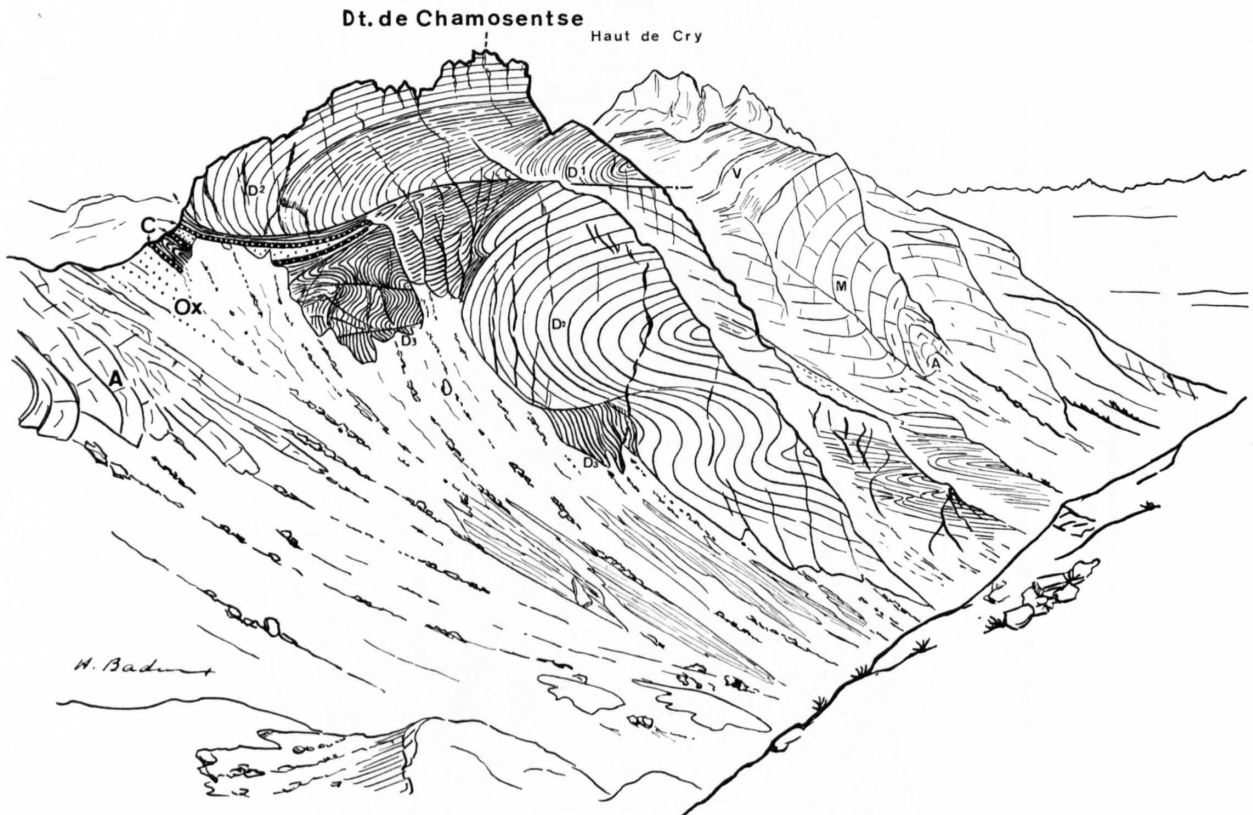


Fig. 36: La Dent de Chamosentse, vue de l'W.

D<sub>1</sub> = Bajocien inf., D<sub>2</sub> = Bajocien sup., D<sub>3</sub> = Bathonien, C = Oolite ferrugineuse du Callovien, Ox = Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup., V = Valanginien schisteux.

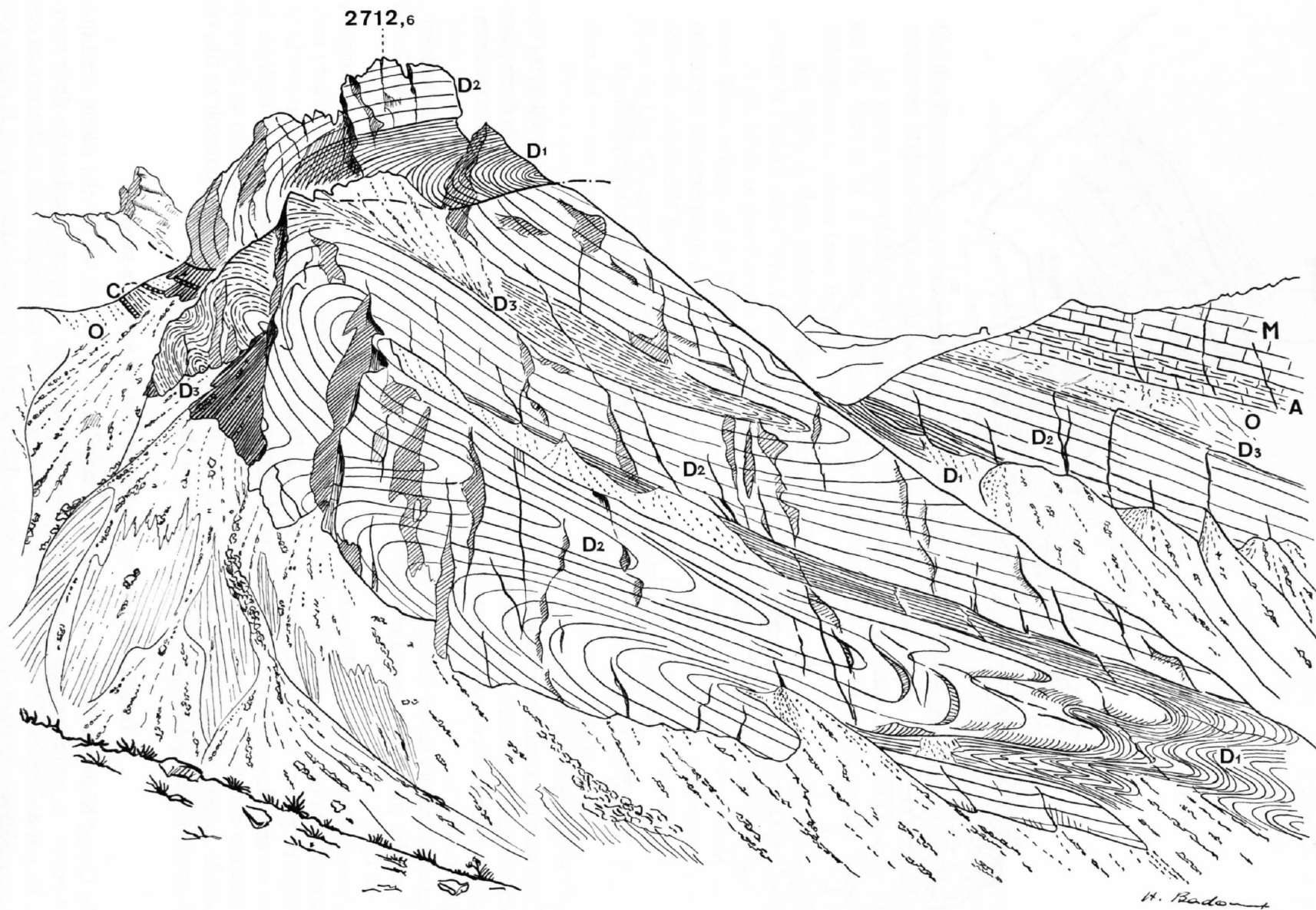


Fig. 37: La Dent de Chamosentse, vue du S.

D<sub>1</sub> = Bajocien inf., D<sub>2</sub> = Bajocien sup., D<sub>3</sub> = Bathonien, C = Oolite ferrugineuse du Callovien, O = Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup.

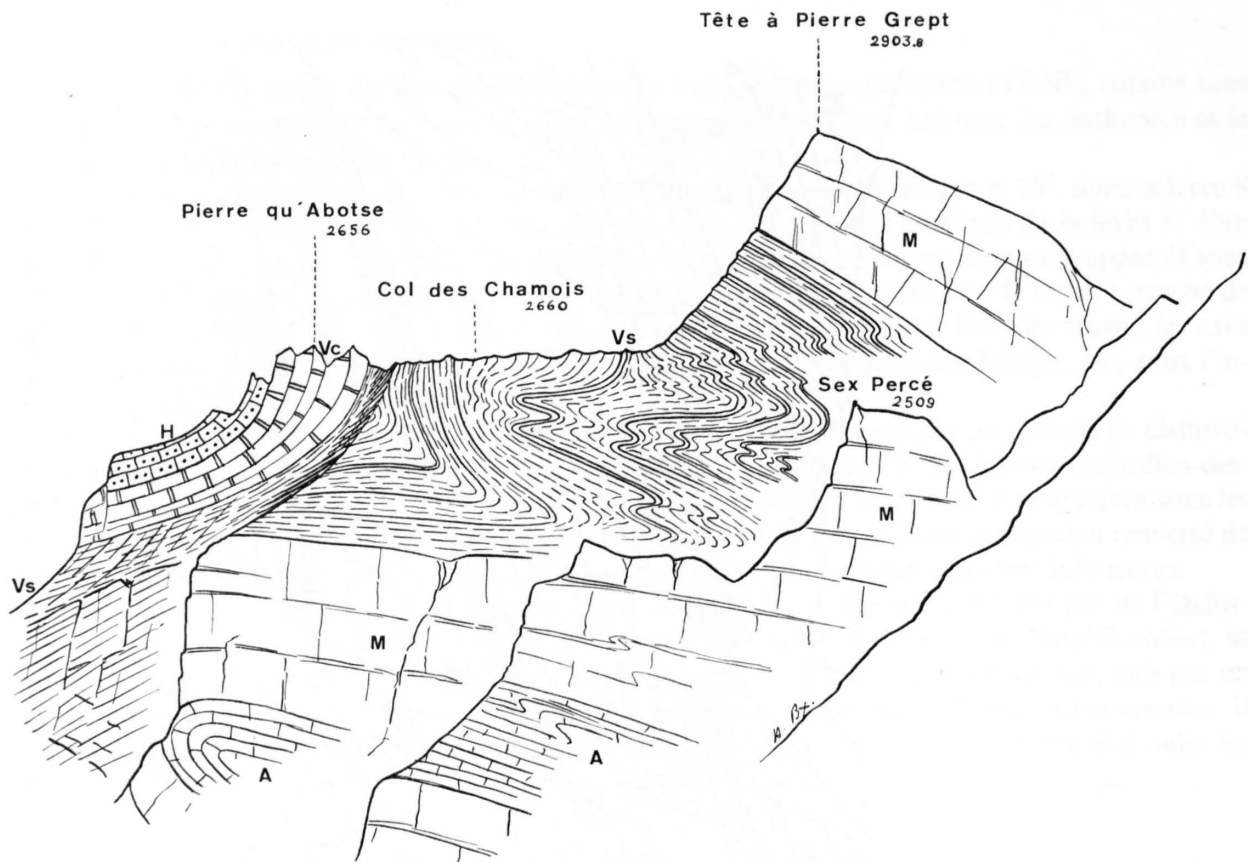


Fig. 38: Le Col des Chamois, vu de la Petite Chaux sur Euzanne.

H = Hauterivien, Vc = Valanginien calcaire, Vs = Valanginien schisteux, M = Malm sup., A = Argovien.

#### b) *La Dent de Chamosentse*

Cette montagne est d'une structure très compliquée. Il faut l'examiner de divers points de vue pour en comprendre l'architecture. Les deux figures 36 et 37 permettront d'en simplifier la description.

L'examen de ces deux figures permet de reconnaître dans la Dent de Chamosentse 3 anticlinaux superposés:

Les deux inférieurs sont jumelés et possèdent un cœur unique, mais bifide, de Bajocien inférieur. Ce double pli est surmonté d'un étroit synclinal de Bathonien qui descend assez loin vers le sud (voir fig. 37).

L'anticlinal sommital est plus complexe que les deux autres. Son flanc normal, qui prolonge (à gauche de la fig. 37) la série des Pointes de Tsérié (massif du Haut de Cry), s'est détaché du reste du pli et, poussé vers le NW, chevauche les plis inférieurs. Il a poussé et accumulé sous son front les terrains plus plastiques du Bathonien, du Callovien et de l'Oxfordien, ce qui en explique la structure compliquée. Au N, le pli supérieur de Chamosentse s'ennevoie rapidement et disparaît sous le Jurassique supérieur de la région des lacs de la Forcla. Le Dogger se poursuit au SE, où il occupe la base des impressionnantes parois du Haut de Cry.

#### 4. Le rôle du Malm au front et au flanc normal de la nappe

Le Grand Muveran (3051,1 m) est fait d'un empilement de Malm. Ce dernier décrit, ainsi que nous l'avons vu précédemment, deux anticlinaux couchés dans les pentes occidentales de la montagne. Ils ont des cœurs d'Argovien replissé et d'Oxfordien. Ces terrains plus tendres déterminent des zones peu déclives séparant les parois de Malm. L'anticlinal inférieur se ferme dans la paroi des Outans (voir planche II). Le supérieur est beaucoup plus étendu. Son cœur Argovien, qui détermine le



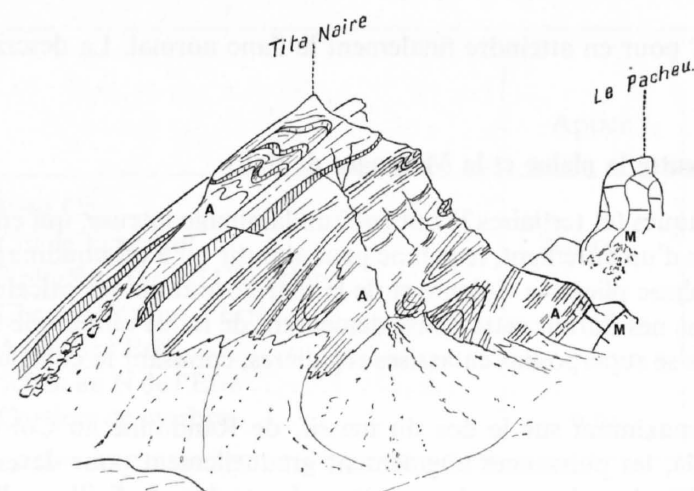


Fig. 39: La Tita Naire, vue du N.  
A = Argovien, M = Malm. sup.

Col des Encrennes, se poursuit dans les parois W du Sex Percé et se ferme sous le Gros Sex. La fermeture du Malm n'intervient que beaucoup plus au N, à mi-chemin entre La Vare et le Col des Essets.

La masse sommitale du Grand Muveran est formée d'un synclinal de Malm (voir fig. 32) fermé au SE. Vers le N, il s'ouvre et enserme la masse disharmonique et très replissée du Berriasien ou Valanginien schisteux (voir fig. 38).

Le Malm du flanc renversé du synclinal occupe toute l'arête qui, par la Tête au Veillon, le Pacheu, atteint la Tête à Pierre Grept. De ce point, il se redresse et forme l'Arête Tsernou, jusqu'à la Tête Tsernou.

A partir de ce point le rôle morphologique du Malm diminue. Il ne se traduit plus par des sommets. Dans le haut val de Derbon, il dessine un vaste anticlinal plongeant au NE et dont l'enveloppe crétacique descend jusqu'à Derborence. Ayant décrit cette boucle anticlinale, l'affleurement de Malm remonte vers le SW jusque dans la région des lacs de La Forcla et passe au versant S du massif du Haut de Cry. Là, associé au Dogger, il détermine de hautes parois.

Dans ce périple, le Malm du grand anticlinal de Derbon est toujours accompagné par son Argovien, fortement plissé. La figure 39 est un exemple du style rencontré dans cette région.

Nous n'avons pas donné dans ces derniers paragraphes d'indications structurologiques, pour ne pas trop alourdir ce texte. Disons que dans les terrains plus ou moins argileux ou marneux les plis sont de moyenne profondeur, c'est-à-dire pourvus d'un clivage axial. Ce dernier, ainsi que les autres critères, se conforment aux modèles classiques. Nous en donnerons quelques exemples pris dans l'Argovien de la base du synclinal du Muveran, le long du sentier reliant la Frête de Saille à la Cabane Rambert (fig. 40). Les couches sont en position normale; la fermeture anticlinale est à gauche, celle du synclinal est à droite (axe plongeant de  $28^\circ$  vers N  $60^\circ$ ).

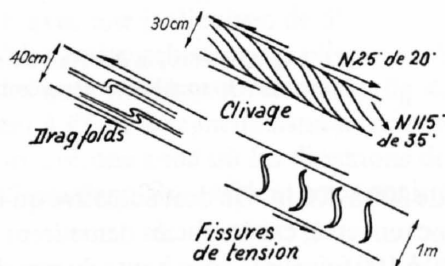


Fig. 40: Éléments structuraux de l'Argovien du Grand Muveran.

## CHAPITRE IX

### L'enveloppe crétacique et nummulitique de la nappe

Nous suivrons dans ce chapitre un itinéraire parallèle à celui qui fut utilisé pour le Jurassique moyen et supérieur, c'est-à-dire débutant avec l'apparition du flanc renversé au-dessus de Saillon,

puis progressant vers le front de la nappe, pour en atteindre finalement le flanc normal. La description se fera par secteurs successifs.

### 1. Le secteur compris entre la plaine et la Montagne de Fully

Dans tout ce secteur, les étages crétaciques (et tertiaires?) ont subi un laminage intense, qui en a fortement réduit l'épaisseur. Il ne s'agit pas d'un étirement, lequel ne peut aboutir qu'à un boudinage, mais d'un écrasement accompagné d'une phase plicative violente et de la marmorisation des calcaires proches du plan de chevauchement. Les plis nés durant cette phase demeurent de faible amplitude et, à grande échelle, les formations successives se superposent en assises régulières, épousant la courbure du socle cristallin autochtone.

L'amincissement des formations est maximum sur le dos du massif, de Randonne au Col de Fenestral (au N des lacs de Fully), au-delà, les puissances augmentent graduellement pour devenir normales au front de la nappe. Vers le SE, dans la zone des carrières de marbre de Saillon, elles augmentent à nouveau tout en demeurant très inférieures à celles du front, ainsi qu'en attestent les chiffres suivants:

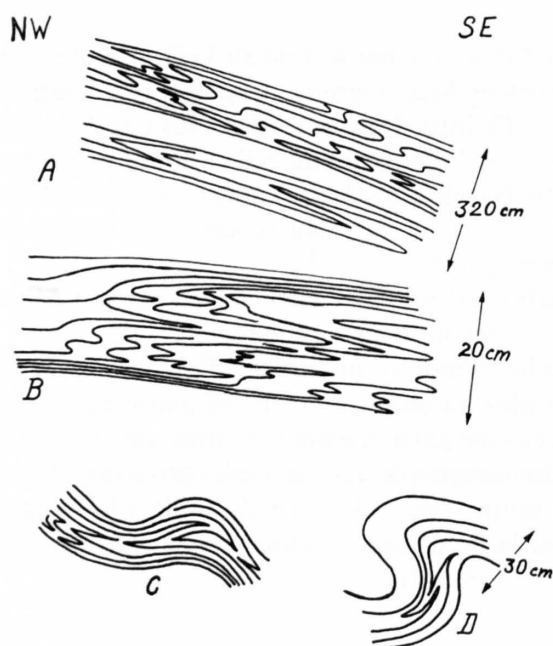


Fig. 41 : Plis de l'Aptien du flanc renversé de la nappe.  
A = carrière de marbre de Saillon; B-C et D = chemin de l'Erié à Sorgno.

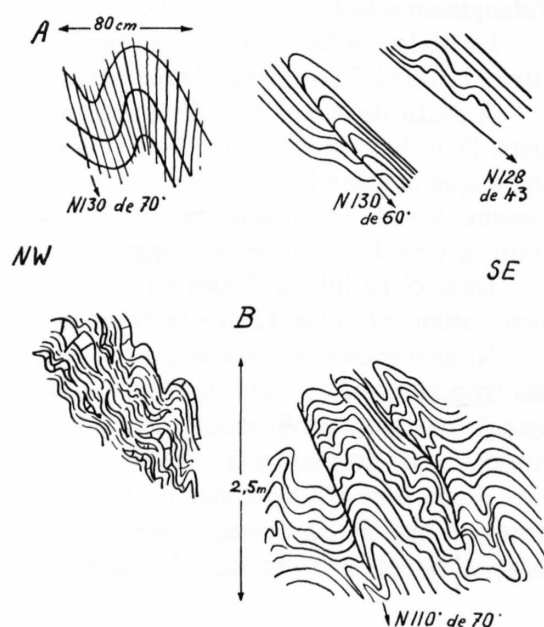


Fig. 42: Petits plis de l'Hauterivien (A) et du Valanginien (B) sous les carrières de marbres de Saillon.

Pour la même série l'épaisseur frontale varie de 300 à 400 m. On doit admettre qu'elle était à l'origine du même ordre de grandeur dans la zone du flanc renversé, car les faciès demeurent les mêmes. Les réductions d'épaisseur par laminage oscillent entre 10 à 100 fois sur la zone haute du massif.

La déformation des roches du flanc renversé est accompagnée d'une marmorisation des calcaires et d'un certain métamorphisme entraînant la formation de silicates de fer verts au lieu des pélites rouges de l'Aptien supérieur.

Dans toute cette zone, on peut observer une linéation très constante dirigée N 290° à N 310°. Elle est due à l'intersection des couches et d'une schistosité axiale liée à une première phase de plissement. Généralement cette schistosité a été effacée par la marmorisation à l'intérieur de la roche, mais, elle subsiste en quelques points (S. AYRTON & H. BADOUX, 1966).

	Epaisseurs			
	Aptien	Urgonien	Barrémien + Hauterivien	Total
Petit Cor .....		16 m		16 m
Col de Fenestral .....	4-5 m	8 m	10 m	22 m
Arête S du Grand Chavalard .....		9 m	32 m	41 m
Chemin Sorgno-l'Erié .....	3 m	4 m	2 m	9 m
A l'W de l'Erié .....		1,9 m	1 m	3 m
500 m au N de l'Erié .....		4 m	4 m	8 m
Carrière de marbres .....	6 m	12 m	32 m	50 m

Ces premiers plis, très aigus, ont été repris lors de la phase plicative suivante dont le style est très différent.

Le plissement de première phase, illustré en A et B de la figure 41, résulte d'une déformation plastique avec des plis serrés, à charnières anguleuses. A l'intérieur d'un «banc» les plis naissent, s'accroissent, puis disparaissent, relayés par d'autres plis. C'est un style semblable à ce que l'on voit parfois dans les gneiss migmatitiques. La linéation N 290° à N 310° est liée à cette première phase. Nous avons l'impression que le plissement s'est développé sous une forte surcharge et peut-être à une température assez élevée, ce qui expliquerait la plasticité du calcaire. Cette élévation de température pourrait provenir du frottement le long du plan de chevauchement lors de l'avancée de la nappe et des frottements internes lors de la déformation des roches.

Les plis de 2<sup>e</sup> phase sont de style plus ou moins concentrique avec des directions axiales très variables, présentant deux maxima de fréquence dans la direction des axes: N 45° et N 300°. Ces plis sont de type inverse et contraire.

Les plis de 2<sup>e</sup> phase dans l'Hauterivien et le Valanginien sont mieux développés, mieux réglés et plus abondants que ceux de l'Urgonien. La figure 42 en donne quelques exemples.

Dans l'Hauterivien (fig.42 A) les plis présentent souvent un clivage axial plus ou moins en éventail lié à la 2<sup>e</sup> phase. Il est plus penté que les couches, ce qui, avec le regard des anticlinaux au SE, permet de les classer parmi les plis inverses et contraires. Les pli-failles de petites dimensions sont fréquents et démontrent le glissement vers le haut de la lèvre SE sur celle du NW. On observe toujours sur les couches de l'Hauterivien la linéation N 290° à N 310°. Il en est de même pour le Valanginien. Les axes de la seconde phase qui replisse cette linéation sont assez bien réglés et dirigés en moyenne N 40° avec une inclinaison de 5°.

Dans le Valanginien schisteux les plis sont très irréguliers, de type concentrique avec de fréquentes disharmonies internes. Sous les carrières (fig. 42 B), ils plongent de 0 à 10° vers N 40°. Vers Euloi, les axes tournent à l'E et leur inclinaison augmente (moyenne N 50° de 25°). Par contre, 400 m à l'W de l'Erié, on trouve une zone où les directions des plis sont absolument quelconques avec de faibles plongements. Cependant, ils semblent appartenir à une seule génération.

## 2. Le secteur des lacs de Fully

Ce secteur se différencie du précédent par l'apparition du Nummulitique au flanc renversé de la nappe. A vrai dire, on ne peut exclure absolument la présence de ce terrain à l'E des lacs de Fully, à cause de la marmorisation qui y règne. Mais en tout cas, il n'y joue qu'un rôle local et sans importance. Il n'en est pas de même dans le présent secteur. Le Nummulitique débute au pied W du Six du Doe. Vers l'W, il s'épaissit rapidement et occupe l'arête prolongeant vers le S la Grande Dent de Morcles, de la Grand Vire au Six Tremble inclus.

Nous n'insisterons guère sur le Crétacé renversé, à part sur deux points :

1. Les plis de 2<sup>e</sup> génération sont bien développés au versant S et W du Six du Doe et, ainsi que le montre la figure 43, ils rentrent dans la catégorie des plis inverses et contraires. La forte épaisseur du Valanginien semble due à d'importants plis-couchés.
2. Du Col de Fenestral à la Pointe de la Grand Vire, à part un pli de type contraire, les couches crétaciques sont beaucoup plus régulières. On y observe des «kink-bands» et des amorces de plis conjugués. Leurs axes sont NE. Ils doivent appartenir à la 2<sup>e</sup> phase ou à une phase postérieure.

Le Nummulitique contient des conglomérats et des calcaires conglomératiques dont les éléments carbonatés (Trias, Malm, Urgonien) ont subi des déformations importantes et remarquables. Ils font l'objet actuellement d'une étude détaillée dont les résultats seront publiés ultérieurement.

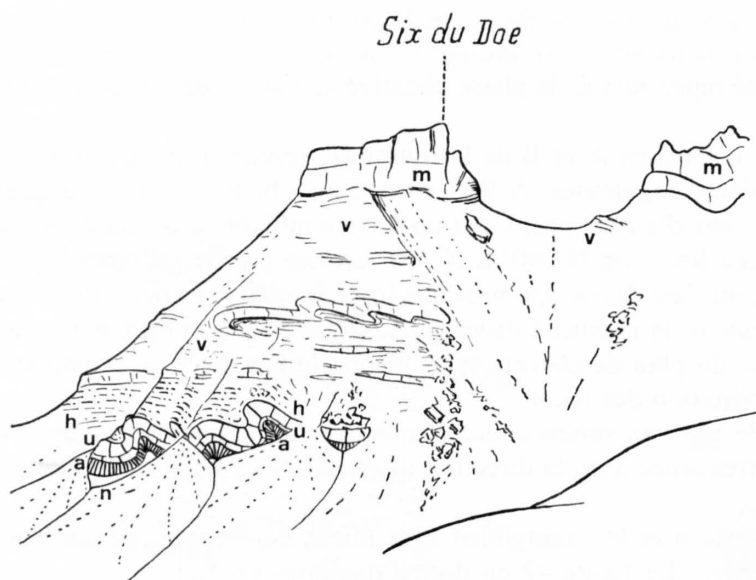


Fig. 43: Le Six du Doe, vu du SSW.

m = Malm  
v = Valanginien  
h = Hauterivien  
u = Urgonien  
n = Nummulitique

Dans les Couches du Roc Champion 5 à 600 m à l'W du Col de Fenestral, l'allongement des galets se fait en direction NW et peut atteindre jusqu'à dix fois le diamètre primitif. Mais à certains niveaux, les galets sont simplement aplatis sans allongement préférenciel. Plus haut, dans le Barrémien nous avons trouvé un échinide irrégulier (Spatanguidé) mesurant  $20 \times 6 \times 105$  mm, l'axe *a* d'allongement étant dirigé N  $300^\circ$ . Les valeurs de l'aplatissement suggérées par ces observations corroborent celles relatives aux oolites du Vélar.

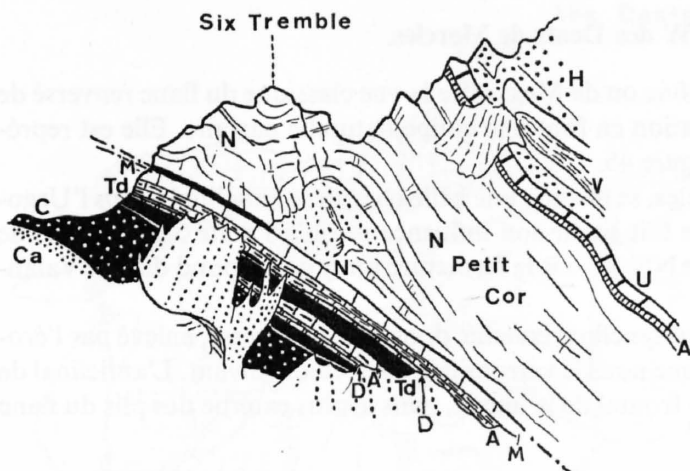
En descendant de ce point vers le S et l'W dans les calcaires conglomératiques «à petites Nummulites», soit en se rapprochant du plan de chevauchement de la nappe, on constate que la déformation des galets diminue et vers la cote 2540, à l'E de la Pointe du Petit Cor, ils ne sont ni étirés, ni aplatis.

Plus bas, avant d'arriver dans la zone des grands blocs exotiques de dolomie, l'étirement des galets reprend et peut atteindre jusqu'à 10 et 20 fois le diamètre primitif pour les éléments calcaires, moins pour la dolomie.

On arrive ainsi, comme pour les oolites du Vélar (H. BADOUX, 1970), à la conclusion que la déformation à la base de la nappe est loin d'être homogène. Notons que l'allongement des galets se fait suivant l'ancienne linéation, c'est-à-dire parallèlement à l'axe des plis de première génération qui serait par conséquent un axe *a* ou perpendiculairement aux axes de la seconde phase.

Dans ce Nummulitique, on voit se dessiner le dernier gros pli – un synclinal – qui soit encore de type contraire (voir fig. 44).





*Nappe de Morcles:*

N = Nummulitique  
 A = Aptien sup.  
 U = Urgonien  
 H = Hauterivien  
 V = Valanginien calcaire et schisteux

*Autochtone et Parautochtone:*

M = Malm sup.  
 A = Argovien  
 D = Dogger  
 Td = Calcaire dolomitique (Trias)  
 C = Cornieule (Trias)  
 Ca = Carbonifère

Fig. 44: Le Six Tremble, vu du Grand Chavalard.

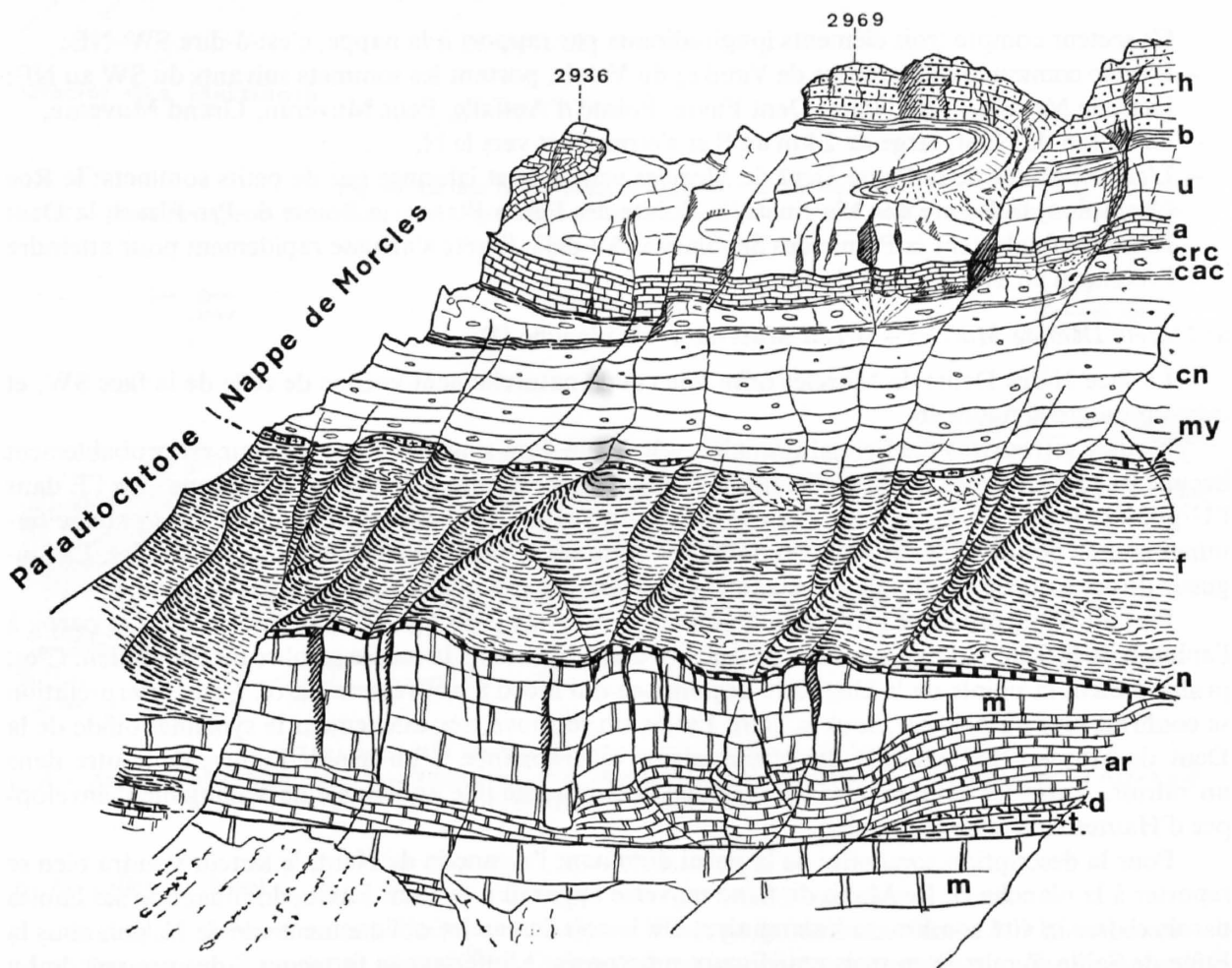


Fig. 45: La face SW des Dents de Morcles, vue de Mex.

*Nappe de Morcles:*

my = Blocs et lentilles exotiques  
 cn = Calcaire à petites Nummulites  
 cac = Couches à Cérithes  
 crc = Couches du Roc Champion  
 a = Aptien sup. - Crétacé sup.  
 u = Urgonien  
 b = Barrémien  
 h = Hauterivien

*Autochtone et Parautochtone:*

f = Flysch  
 n = Nummulitique  
 m = Malm sup.  
 ar = Argovien  
 d = Dogger  
 t = Trias

### 3. La face SW des Dents de Morcles

Cette face, bien visible de la plaine du Rhône ou de Mex, offre la vue classique du flanc renversé de la nappe. La raideur du versant et son orientation en font une coupe naturelle parfaite. Elle est représentée à la planche I et partiellement par la figure 45.

Dans les parois de la Petite Dent de Morcles, se dessine une belle charnière anticlinale dans l'Urgonien. Ce pli typiquement inverse et conforme fait sentir son influence jusqu'à l'arête S de la Grande Dent. Là, dans la Pointe de la Grand Vire (face NE) se voit la fermeture qui y correspond dans le Valanginien.

A l'anticlinal de la Petite Dent fait suite un synclinal couché, dont le flanc inverse, enlevé par l'érosion, devait se prolonger loin vers le NW, comme nous le verrons dans le secteur suivant. L'anticlinal de la Petite Dent de Morcles n'est donc pas le pli frontal de la nappe, mais le plus externe des plis du flanc inverse.

### 4. Le secteur compris entre les Dents de Morcles et Pont de Nant

Ce secteur compte trois éléments longitudinaux par rapport à la nappe, c'est-à-dire SW-NE :

- L'arête commune aux cantons de Vaud et du Valais, portant les sommets suivants du SW au NE : Dent de Morcles, Tête Noire, Dent Favre, Pointe d'Auffalle, Petit Muveran, Grand Muveran.
- Le vallon de Nant, large de 2 km au S et s'étranglant vers le N.
- L'arête partant de la Petite Dent de Morcles vers le N et jalonnée par de petits sommets : le Roc Champion, la Pointe des Martinets, la Pointe des Perris Blancs, la Pointe de Pré Fleuri, la Dent Rouge et finalement la Pointe des Savolaires. Au-delà, l'arête s'abaisse rapidement pour atteindre l'Avençon en aval de Pont de Nant.

#### a) L'arête Dent de Morcles – Grand Muveran (voir planche II)

La face N des Dents de Morcles offre une coupe naturellement voisine de celle de la face SW, et que représente la figure 46.

Nous y retrouvons l'anticlinal urgonien, surmonté d'un synclinal dont le coeur est probablement occupé par les Couches du Roc Champion. Ce synclinal, simple à l'arête, se complique vers l'E dans l'Urgonien. Il devient bifide avec une charnière supérieure qui s'accentue de plus en plus pour se terminer en une pointe effilée au-delà du point bas séparant la Dent de Morcles et la Tête Noire. La longueur de cette queue synclinale est exagérée par l'intersection oblique des axes par la paroi.

Plus au N, un amusant problème structural se présente (voir fig. 47). On observe dans la paroi, à l'aplomb de la Tête Noire, un noyau de calcaire clair, isolé dans la masse sombre du Barrémien. C'est probablement la pointe de la charnière urgonienne qui mord à nouveau la paroi. Cette interprétation se confirme plus au NE, car, sous la Dent Favre, on retrouve très exactement le synclinal bifide de la Dent de Morcles. La symétrie des affleurements est frappante. L'un semble l'image de l'autre dans un miroir. Entre les deux pointes du synclinal apparaît une tête anticlinale de Valanginien, enveloppée d'Hauterivien et de Barrémien.

Pour la description sommaire de la paroi dominant l'Avançon de Nant, le lecteur voudra bien se reporter à la planche II. Le Malm du flanc renversé apparaît à la Dent Favre, dominant de ses hautes parois claires la vire sombre du Valanginien. On le voit descendre obliquement vers le N, puis sous la Frête de Saille se relever en trois anticlinaux superposés. L'inférieur se ferme au S des prairies de La Larze, le second se développe dans la paroi des Outans. Le supérieur, dit des Encrennes est plus étendu. Il atteint la région de La Vare. C'est le point où le Malm est le plus éloigné des racines de la nappe.

A part quelques failles de peu d'importance, le Valanginien calcaire et l'Hauterivien descendent très régulièrement pour aboutir, à Pont de Nant, à la paroi où sont gravés les noms de Rambert, d'Oliver et de Muret.

Au-dessous les choses se compliquent. De nombreux plis inverses et conformes affectent le reste du Crétacé et le Nummulitique.

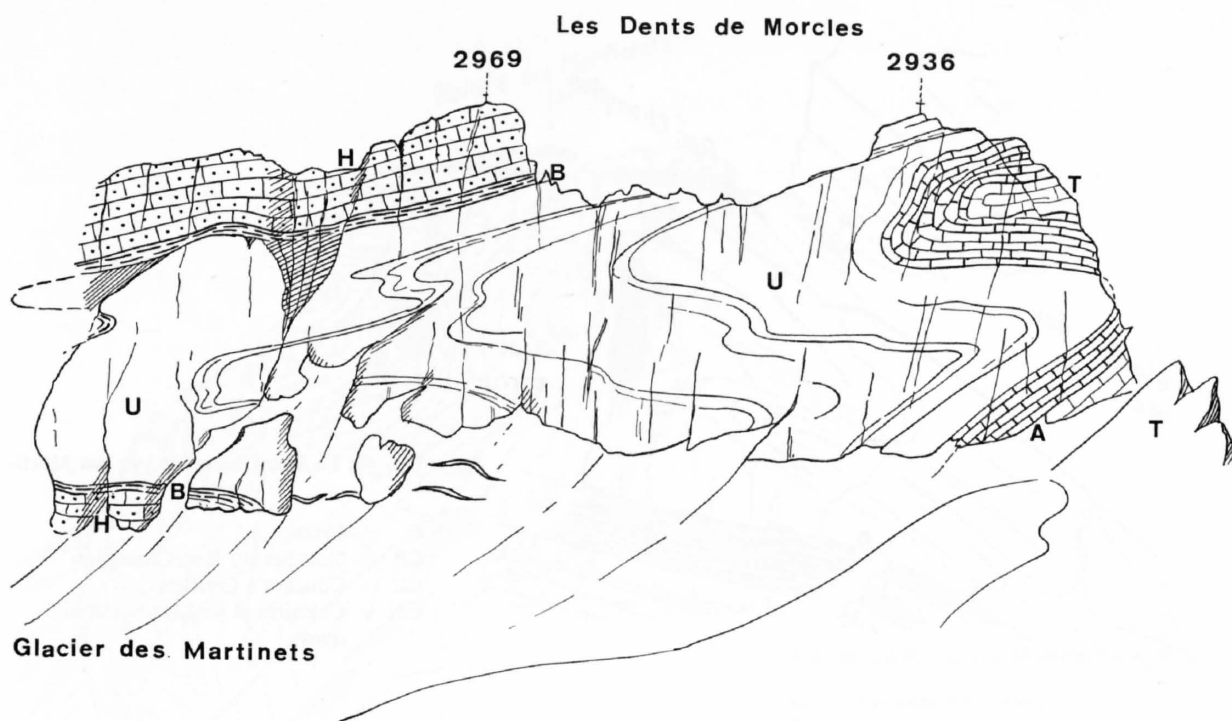


Fig. 46: La face N des Dents de Morcles, vue des Martinets.

H = Hauterivien, B = Barrémien, U = Urgonien, A = Aptien sup., T = Couches du Roc Champion («Auversien»).

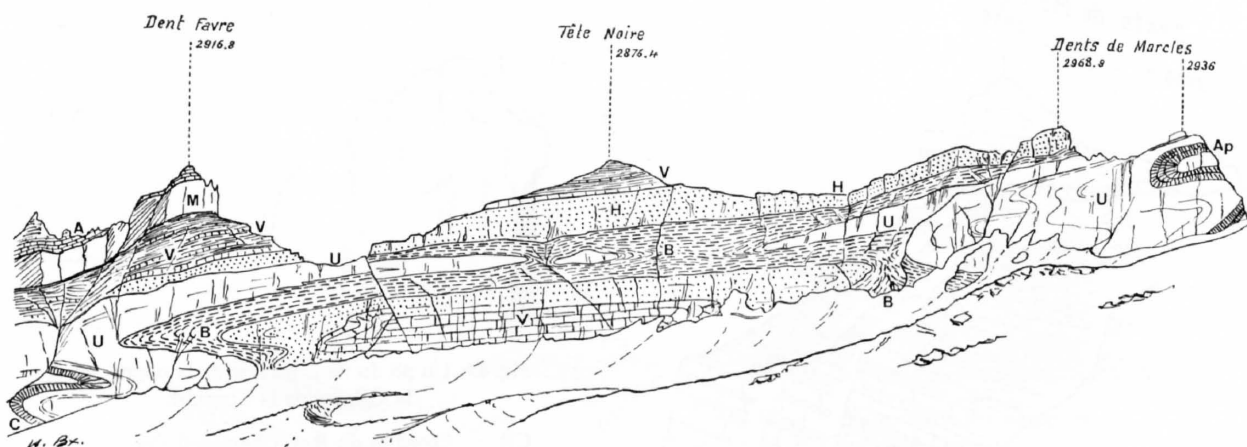


Fig. 47: La paroi NW Dents de Morcles – Dent Favre, vue du NW (Martinets).

A = Argovien, M = Malm sup., V = Valanginien, H = Hauterivien, B = Barrémien, U = Urgonien, Ap = Aptien sup., C = Albien – Crétacé sup.

#### b) Le vallon de Nant

Le vallon de Nant est une fenêtre ouverte dans la nappe et laissant affleurer le Flysch parautochtone. Sur ce terrain tendre et glissant, les Calcaires à petites Nummulites se sont affaissés en grosses masses tassées. Ailleurs des éboulis ou d'anciennes moraines locales ont envahi la dépression circulaire que l'érosion a taillée dans le flanc inverse de la nappe. De sorte que le plan de chevauchement est rarement visible.

#### c) Arête Dent de Morcles – Savolaires

Jusqu'à la Dent Rouge, le Nummulitique du flanc renversé occupe seul l'arête. Il repose sur le Flysch parautochtone. Au NE, la descente axiale s'accroît fortement. Elle était d'environ 10° au S

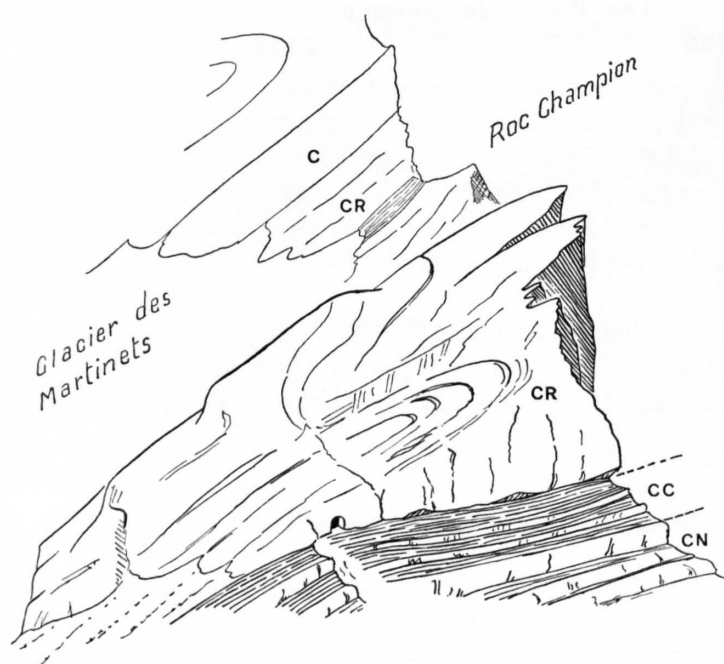


Fig. 48: Le Roc Champion, vu des Martinets.

- C = Crétacé
- CR = Couches du Roc Champion
- CC = Couches à Cérithes
- CN = Calcaires et schistes nummulitiques

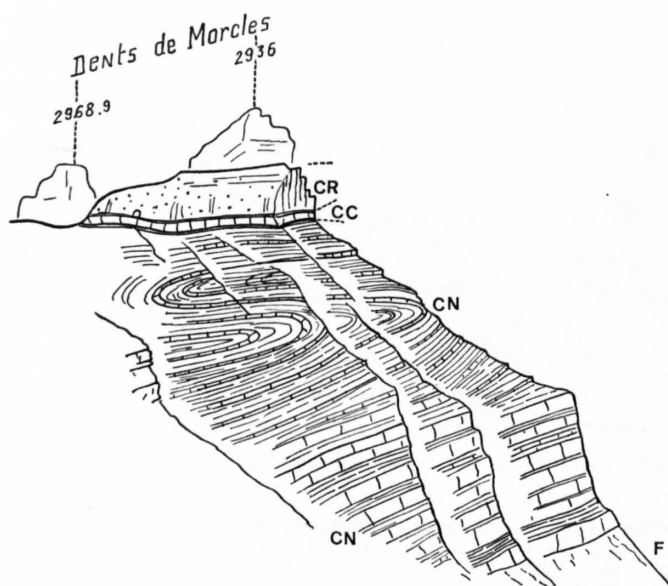


Fig. 49: Un pli du flanc inverse de la nappe, vu de la Cabane de la Tourche.

- CR = Couches du Roc Champion
- CC = Couches à Cérithes
- CN = Calcaires, schistes et conglomérats nummulitiques
- F = Flysch

de la Dent Rouge; au N, elle passe à  $25^\circ$ . Cela permet l'entrée au sol du Crétacé qui dès lors forme l'arête NE de la Pointe des Savolaires.

Au voisinage de la Petite Dent de Morcles, les Couches du Roc Champion et les Calcaires nummulitiques manifestent, surtout ces derniers, une certaine indépendance vis-à-vis de la série crétacique. Nous en donnerons trois exemples:

La figure 48, montre dans les Couches du Roc Champion deux plis: un anticlinal à la base et par-dessus un synclinal moins facile à voir. Ces deux plis réalisent un dispositif semblable à celui du Crétacé de la Petite Dent. Ce sont des plis inverses et conformes. Les Couches à Cérithes, ont permis une certaine indépendance des Calcaires et Schistes à Nummulites par rapport aux niveaux de base du Tertiaire.



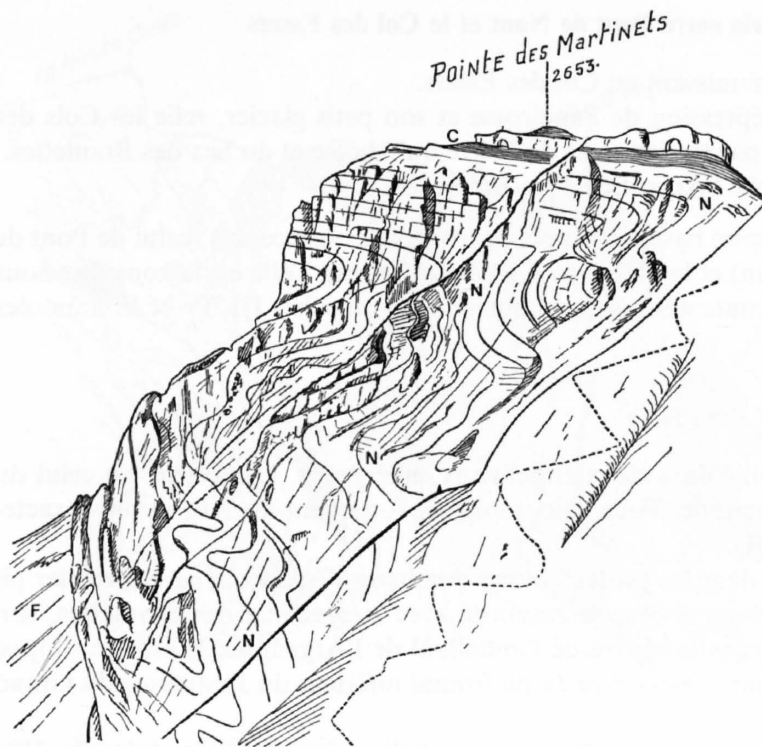


Fig. 50: La Pointe des Martinets, vue du S.

C = Couches à Cérithes  
N = Calcaire et schistes nummulitiques  
F = Flysch

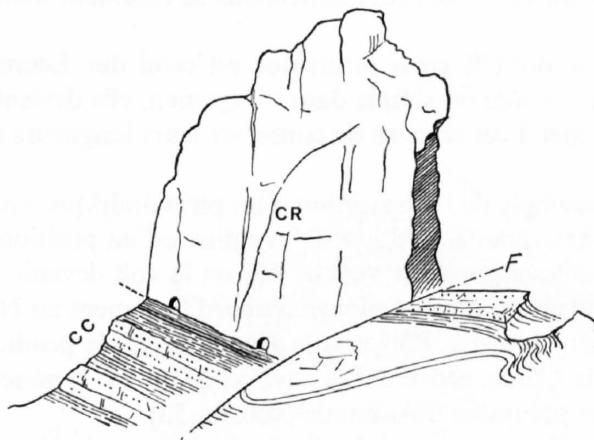


Fig. 51: La Pointe de Pré Fleuri, vue du S.

CR = Couches du Roc Champion  
CC = Couches à Cérithes  
F = Faille

La figure 49 reproduit à nouveau un couple anticlinal-synclinal identique à ceux du Roc Champion et de la Petite Dent. Le style demeure le même plus au N, mais avec de multiples replis ornant le mouvement principal (voir fig. 50).

L'arête vers le NE est entièrement taillée dans les Couches à Cérithes et les Calcaires et schistes nummulitiques. En un point, un bloc de Couches du Roc Champion a échappé à la démolition, c'est la Pointe de Pré Fleuri (voir fig. 51).

Enfin, on atteint la Dent Rouge, dont la base aptienne porte un turban d'Urgonien et qu'entourent des masses crétaciques écroulées sur place.

Puis ce sont les Savolaires, une gouttière synclinale qui plonge rapidement au NE et qui va former, sur la rive droite de l'Avançon le flanc inférieur du premier anticlinal frontal de la nappe de Morcles.

## 5. Le secteur compris entre Pont de Nant et le Col des Essets

Ce secteur compte deux arêtes se réunissant au Col des Essets.

- La première, dominant à l'E la dépression de Paneirosse et son petit glacier, relie les Cols des Chamois et des Essets, en passant par les sommets de Pierre qu'Abotse et du Sex des Branlettes.
- La seconde, plus externe, est celle de l'Argentine – Le Bertet.

Entre ces deux arêtes s'ouvre une zone basse comprenant trois paliers successifs : celui de Pont de Nant (1200 m) celui du Richard (1500 m) et la plaine de La Vare (1800 m). Telle est la zone que nous allons décrire. A vrai dire, nous nous contenterons de commenter les planches III, IV et V, annexées au présent mémoire.

### a) *L'arête Le Bertet – l'Argentine – Col des Essets*

Cet élément morphologique est taillé dans deux anticlinaux superposés. L'inférieur est celui du Grand Sex, le supérieur, celui de l'Argentine. Tous deux plongent fortement au NE ou plus exactement au N 55° à N 60° (voir planche III).

L'anticlinal du Bertet, bien visible dans les pentes boisées dominant l'Avançon, est le premier pli frontal de la nappe de Morcles. Son flanc inverse se raccorde avec le synclinal des Savolaires, son flanc normal avec celui de Sur Champ qui le sépare de l'anticlinal de l'Argentine. Il est l'enveloppe crétacique du noyau de Malm des Outans, c'est-à-dire du pli frontal inférieur du Jurassique du Grand Muveran.

Entre Le Bertet et le Lion d'Argentine, on croit voir un anticlinal intermédiaire (planche III). Mais il ne s'agit que d'une apparence due à un effet d'intersection.

Le synclinal de Sur Champ présente une structure interne conforme au schéma classique. Sous la barre urgonienne du flanc renversé qui monte au Lion, de petits anticlinaux se dessinent dans le Tertiaire. Ils sont tous de type conforme.

Puis on aborde l'anticlinal de l'Argentine dont le cœur jurassique est celui des Encrennes. Il présente une disharmonie interne. Tandis que la voûte est simple dans l'Urgonien, elle devient double dans l'Hauterivien et le Valanginien. Cela permet à ces terrains de conserver leurs longueurs initiales, malgré leur situation au cœur de l'anticlinal.

Le pli de l'Argentine fournit un très bel exemple de l'intersection d'un pli cylindrique à axe plongeant par la topographie (voir planche IV). L'Urgonien au Lion d'Argentine est en position renversée ; il plonge au SE de 50°. En suivant la couche urgonienne vers le NE, on la voit devenir verticale vers la Haute Pointe ; au-delà elle bascule, devient normale et plonge d'abord fortement au NW, c'est la zone des « miroirs », comme les appellent les alpinistes. Puis vers la Haute Corde, le pendage diminue et tourne simultanément vers le N et, à la Corde, vers le NE d'environ 30°. C'est le périclinal qui s'enfonce sous l'Ultraschiste qui occupe les pâturages d'Anzeinde (voir fig. 53).

Pour examiner l'arête joignant le Col des Chamois à celui des Essets, montons à la Haute Corde d'où est pris le panorama de la planche V.

Les premières parois dominant La Vare sont en Malm, c'est la tête de l'anticlinal couché des Encrennes. Par-dessus, le Valanginien schisteux – Berriasien donne un pays de vires descendant régulièrement vers la gauche, dominé par la paroi du Valanginien calcaire. Au couloir des Branlettes, déterminé par une faille, naît une disharmonie. Elle débute par une inflexion des couches, qui ne se reflète pas dans le Berriasien. Vers le NE, elle s'accroît et finit par donner l'anticlinal secondaire des Essets.

La Pierre qu'Abotse est taillée dans un synclinal de Valanginien calcaire plongeant au NE. L'Hauterivien qui le remplit au Sex des Branlettes en dessine admirablement la charnière ce qui lui a valu le nom de Fer à Cheval.

Plus bas, c'est l'Urgonien qui occupe le cœur du synclinal (voir fig. 54). Ce pli, coupé de deux failles longitudinales et normales, forme la paroi de l'Ecuelle que longe le sentier montant d'Anzeinde au Col des Chamois.

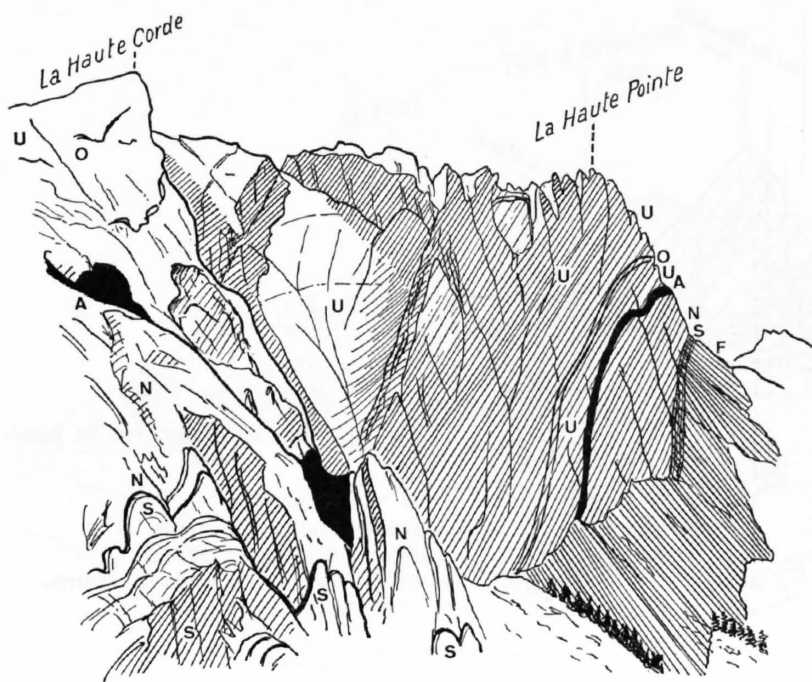


Fig. 52: Le Miroir de l'Argentine, face NW.

- U = Urgonien
- O = Couche à Orbitolines
- A = Albien-Cénomanién
- N = Calcaire à Nummulites
- S = Schistes nummulitiques
- F = Flysch

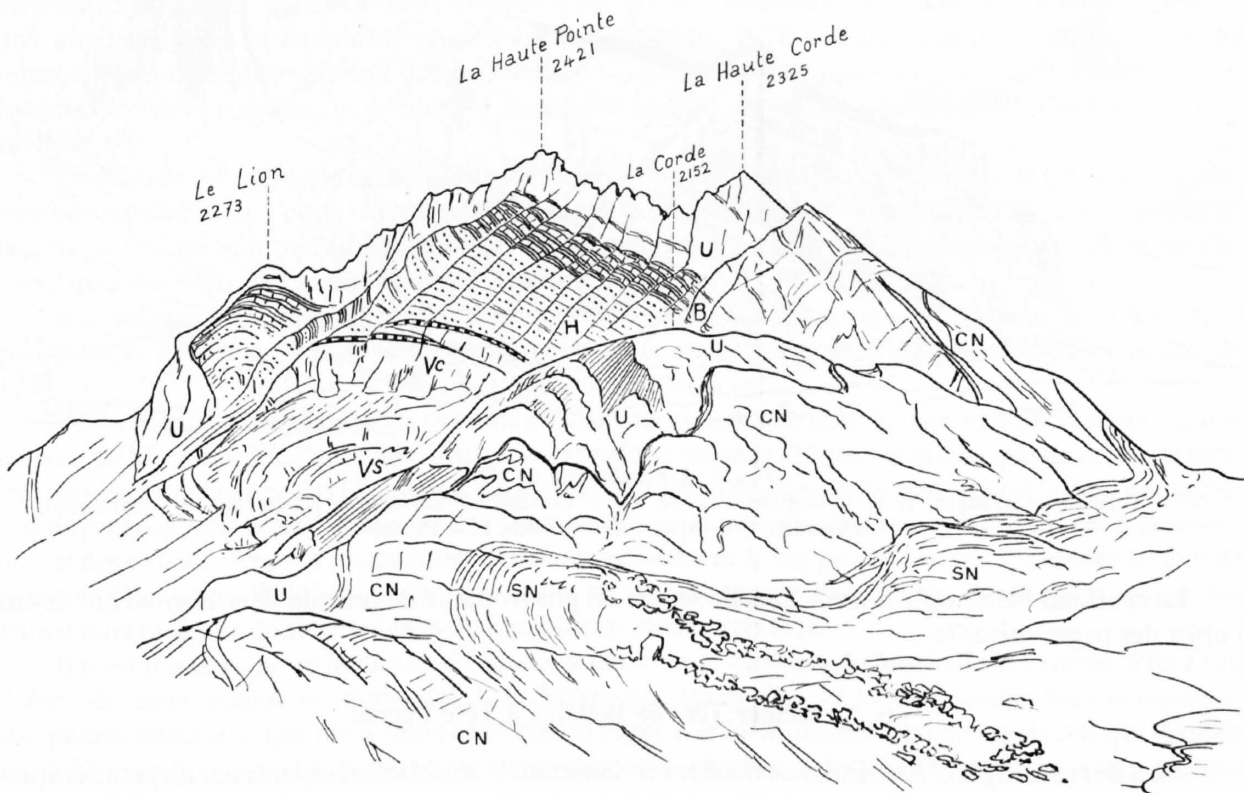


Fig. 53: Le périclinal du pli de l'Argentine, vu du NE.

- Vs = Valanginien schisteux, Vc = Valanginien calcaire, H = Hauterivién, B = Barrémien, U = Urgonien, CN = Calcaires nummulitiques, SN = Schistes nummulitiques.

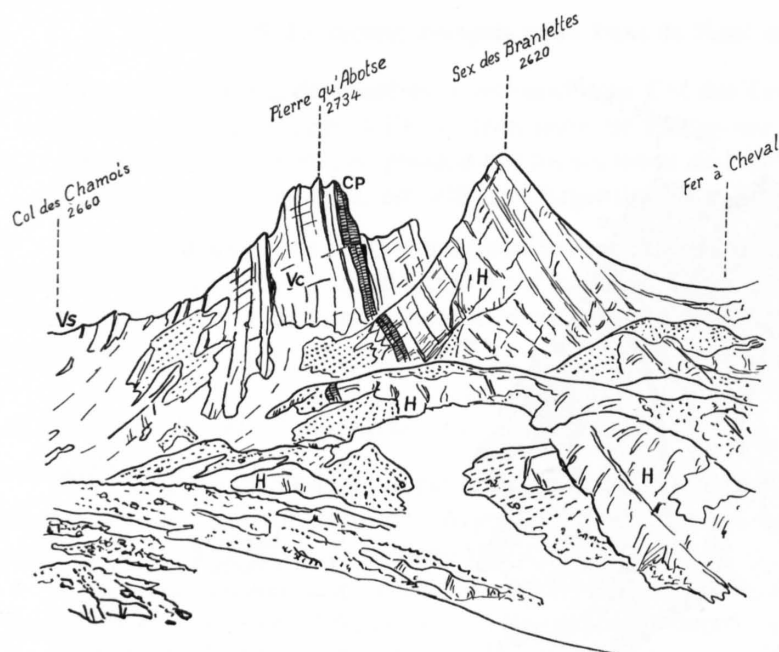


Fig. 54: Pierre qu'Abotse, vue de Pancirosse.

H = Hauterivien  
 CP = Couches à Pygurus  
 Vc = Valanginien calcaire  
 Vs = Valanginien schisteux – Berriasien

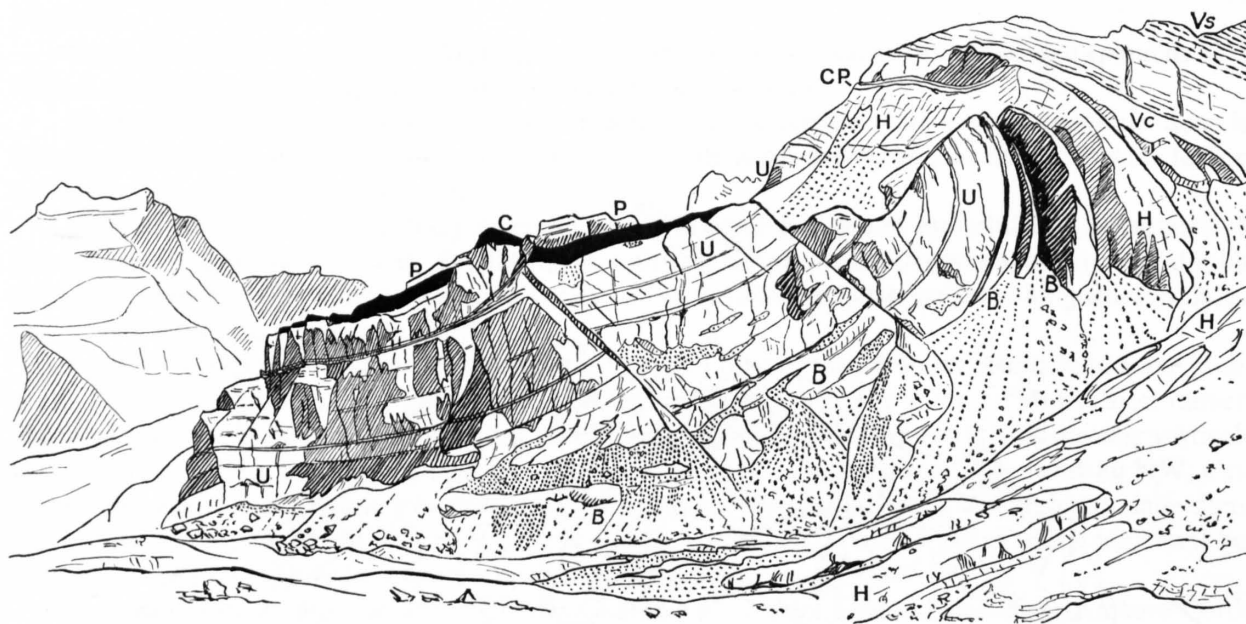


Fig. 55: L'Ecuelle, vue du NW.

Vs = Valanginien schisteux, Vc = Valanginien calcaire, CP = Couches à Pygurus, H = Hauterivien, B = Barrémien, U = Urgonien, C = Albien-Cénomaniens, P = Priabonien.

Le synclinal Pierre qu'Abotse – Ecuelle sépare les plis frontaux de ceux du flanc normal qui feront l'objet des pages suivantes.

## 6. Le secteur Tête de Bellalué à Tête Pegnat

Au S des pâturages d'Anzeindaz se dressent trois sommets semblables, séparés par de petits cirques glaciaires. Ils se nomment, d'W en E, la Tête de Bellalué, la Tête à Grosjean et la Tête Pegnat. L'érosion les a sculptés dans la série crétacique du premier anticlinal du flanc normal, recouvrant le synclinal de l'Ecuelle. C'est un nouvel exemple du rôle des abaissements axiaux (voir fig. 56).



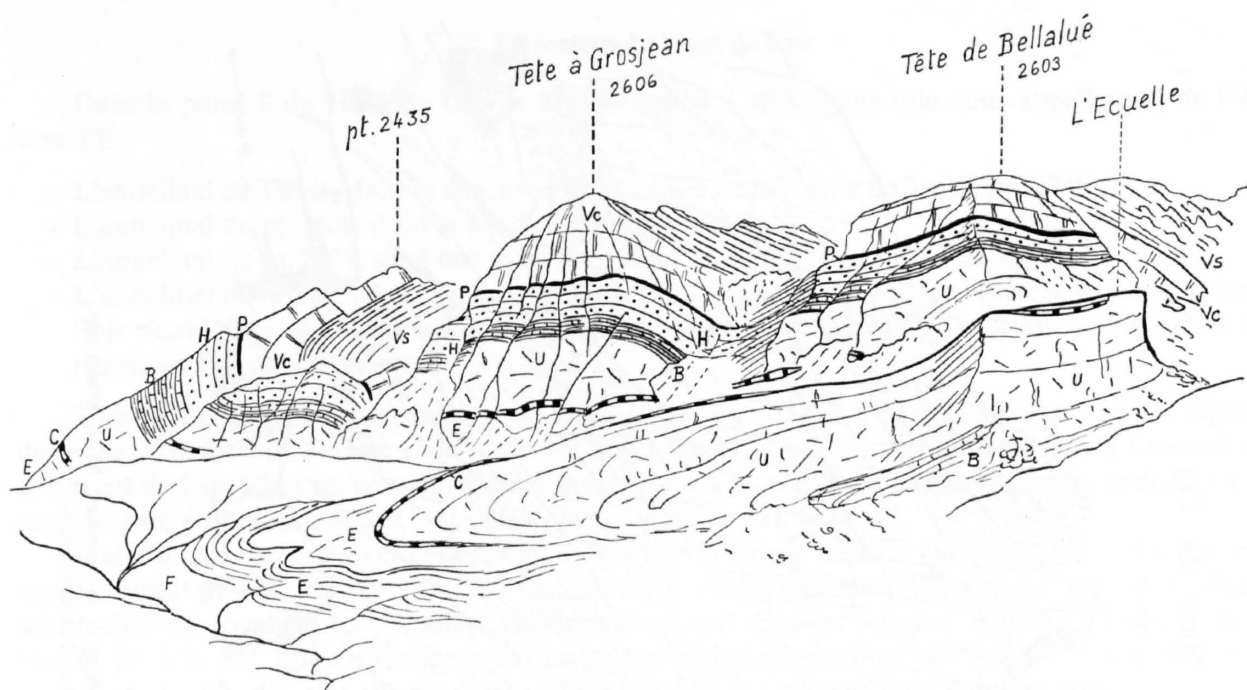


Fig. 56: Tête de Bellalué et Tête à Grosjean, vues du NW.

Vs = Valanginien schisteux, Vc = Valanginien calcaire, P = Couches à Pygurus, H = Hauterivien, B = Barrémien, U = Urgonien, C = Cénomanien, E = Nummulitique, F = Flysch.

La Tête de Bellalué est taillée dans le flanc renversé de l'anticlinal, qui est en même temps celui du synclinal de l'Ecuelle. Dans la Tête à Grosjean, les couches se redressent et dans la paroi E de cette montagne, elles atteignent la verticale. Puis elles basculent et dans la Tête Pegnat leur position est redevenue normale. L'anticlinal s'est fermé. Sur sol valaisan la voûte de l'anticlinal est conservée et on la voit s'enfoncer comme un gigantesque cylindre et disparaître sous la surface vers les chalets de Derborence (voir planche VI).

La planche VI est la vue du cirque de Derborence que l'on a de la région du Pas de Cheville. La première croupe à droite, c'est la carapace urgonienne et nummulitique de l'anticlinal de la Tête Pegnat dont le cœur jurassique se ferme dans le haut val de Derbon. Derrière ce bombement anticlinal, passe un synclinal qui coïncide avec l'axe du vallon de Derbon.

Puis au deuxième plan, vient l'anticlinal complexe du Mont à Cavouère. Comme le précédent, il plonge de 25 à 30° vers N 55°. Il est tranché par la gorge de la Lizerne où s'est engouffré l'éboulement de 1749.

Sur la rive gauche de la rivière, sa voûte est clairement marquée dans les pentes boisées supportant le plateau de Montbas. Là, l'anticlinal disparaît en profondeur sous l'Ultrahelvétique que surmonte la série très régulière de la nappe des Diablerets. La régularité du plan de chevauchement de cette dernière implique de grandes variations d'épaisseur de l'Ultrahelvétique dont les terrains très plastiques ont été chassés du toit des anticlinaux pour s'accumuler dans les synclinaux de la nappe de Morcles. L'avancée tardive de la nappe Diablerets-Wildhorn se marque aussi, en versant gauche de la vallée, par la déformation des anticlinaux radicaux dont les voûtes sont basculées et étirées vers le N.

Il n'est pas dans notre intention de décrire à nouveau la géologie du bassin de la Lizerne. Elle a fait l'objet de deux études de mon ami E.G. BONNARD, auxquelles le lecteur voudra bien se reporter. Rappelons seulement que dans toute cette région règne une forte descente axiale vers le NE qui varie de 25° à 32°. Les plis par ailleurs montrent un clivage axial régulier et fortement marqué avec un plongement au SE de 60° à 70°.

Les structures qui s'enfoncent vers la Lizerne sont tranchées par la gigantesque paroi du Haut de Cry, qui sera décrite au chapitre suivant.

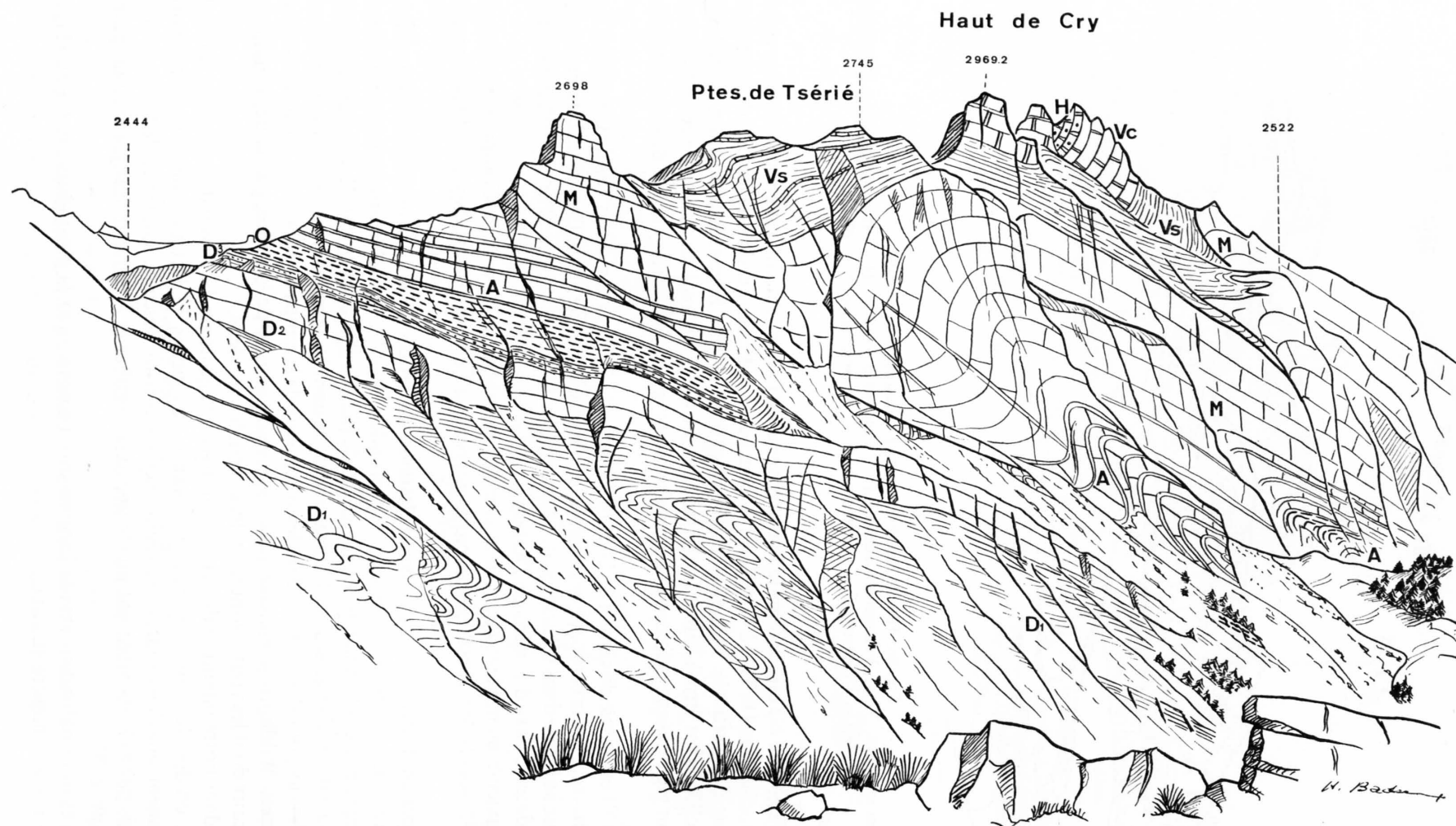


Fig. 57: Le Haut de Cry, vu de l'W.

D<sub>1</sub> = Bajocien inférieur, D<sub>2</sub> = Bajocien supérieur, D<sub>3</sub> = Bathonien?, O = Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup.,  
Vs = Valanginien schisteux, Vc = Valanginien calcaire, H = Hauterivien.

## 7. Le secteur du Haut de Cry

Dans la paroi S du Haut de Cry, le Malm dessine 4 anticlinaux que nous appellerons, de l'W vers l'E:

- L'anticlinal de Tsérié, dont la charnière se voit au S de la Pointe de Tsérié (pt. 2745).
- L'anticlinal du pt. 2808, dont le Malm atteint presque l'arête.
- L'anticlinal du pt. 2522, situé 600 m au S du sommet coté 2949 du Haut de Cry.
- L'anticlinal de la Tête de Vertsan. Le Malm du flanc S de ce pli occupe l'arête sur plus de 2 km. Puis vient l'avant-dernier élément structural de la nappe, le synclinal de la Routia, visible dans la paroi, au NE de Chamoson.

Une énorme masse tassée, séparée de la paroi par une frange d'éboulis, occupe toute la région des Pouays, la forêt de Faraire et de l'Arbarie, soit toute la région basse comprise entre la Losentse et le torrent de Cry. C'est un pan entier de la montagne qui s'est affaissé sur lui-même en se disloquant quelque peu, poinçonnant dans l'Aalénien plastique sur lequel il repose.

L'alternance de calcaire et de schistes du Bajocien forme la base de l'immense paroi. En remontant le torrent de Cry, vers la cote 1100, on observe dans des couches plongeant  $25^\circ$  vers N  $60^\circ$  deux schistosités superposées. La première, visible uniquement dans les schistes marneux, plonge de  $40^\circ$ , vers N  $70^\circ$  à N  $90^\circ$ . Elle est recoupée par un clivage régulier beaucoup plus penté ( $75^\circ$  vers N  $125^\circ$ ). La mégatectonique montre elle aussi deux phases successives, comme nous allons le voir.

### a) L'anticlinal de Tsérié (fig. 57 et 58)

Cet anticlinal, bien marqué dans l'Argovien, tend à s'atténuer dans le Malm. Les couches qui montent du SE, tournent sous les Pointes de Tsérié, descendent verticalement vers le NW, puis s'infléchissent à nouveau pour reprendre leur allure initiale en direction du col 2444.

Cette structure anticlinale est coupée par un plan de chevauchement. La zone chevauchée s'est déplacée vers le haut par rapport à la zone chevauchante. C'est ce que P. LIECHTI (1930) a dénommé un «Untervorschiebung». Cet accident postérieur au pli se marque fort bien au versant N de la Pointe ou Dent de Tsérié (voir fig. 57).

### b) L'anticlinal du pt. 2808

Ce pli bien net dans le Dogger, plus serré dans l'Argovien, se marque dans le Malm par une magnifique charnière (voir fig. 59), recoupée de quelques diaclases en éventail.

Le Valanginien schisteux et le Malm sont parfaitement concordants au flanc normal du pli, sauf au fond du synclinal par lequel il se raccorde avec l'anticlinal du pt. 2522. Par contre, le contact de ces deux formations devient mécanique au flanc inverse du pli. Il s'agit d'une faille chevauchante tran-

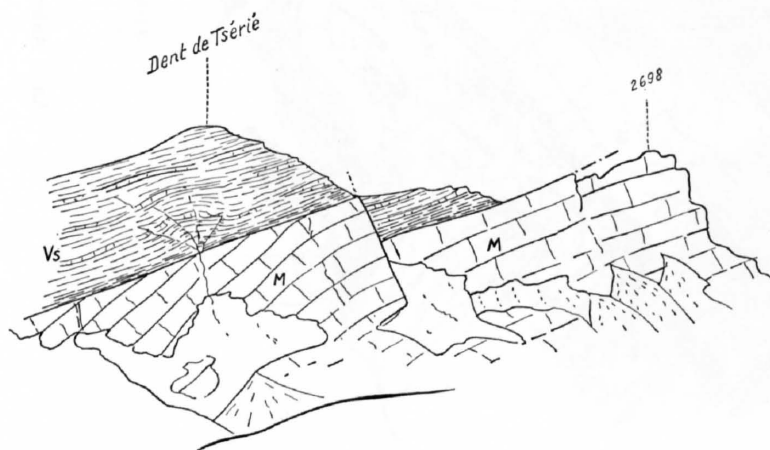


Fig. 58: Le sous-chevauchement du Malm sous le Valanginien schisteux à la Dent de Tsérié, vu du NW.

M = Malm sup.  
Vs = Valanginien schisteux

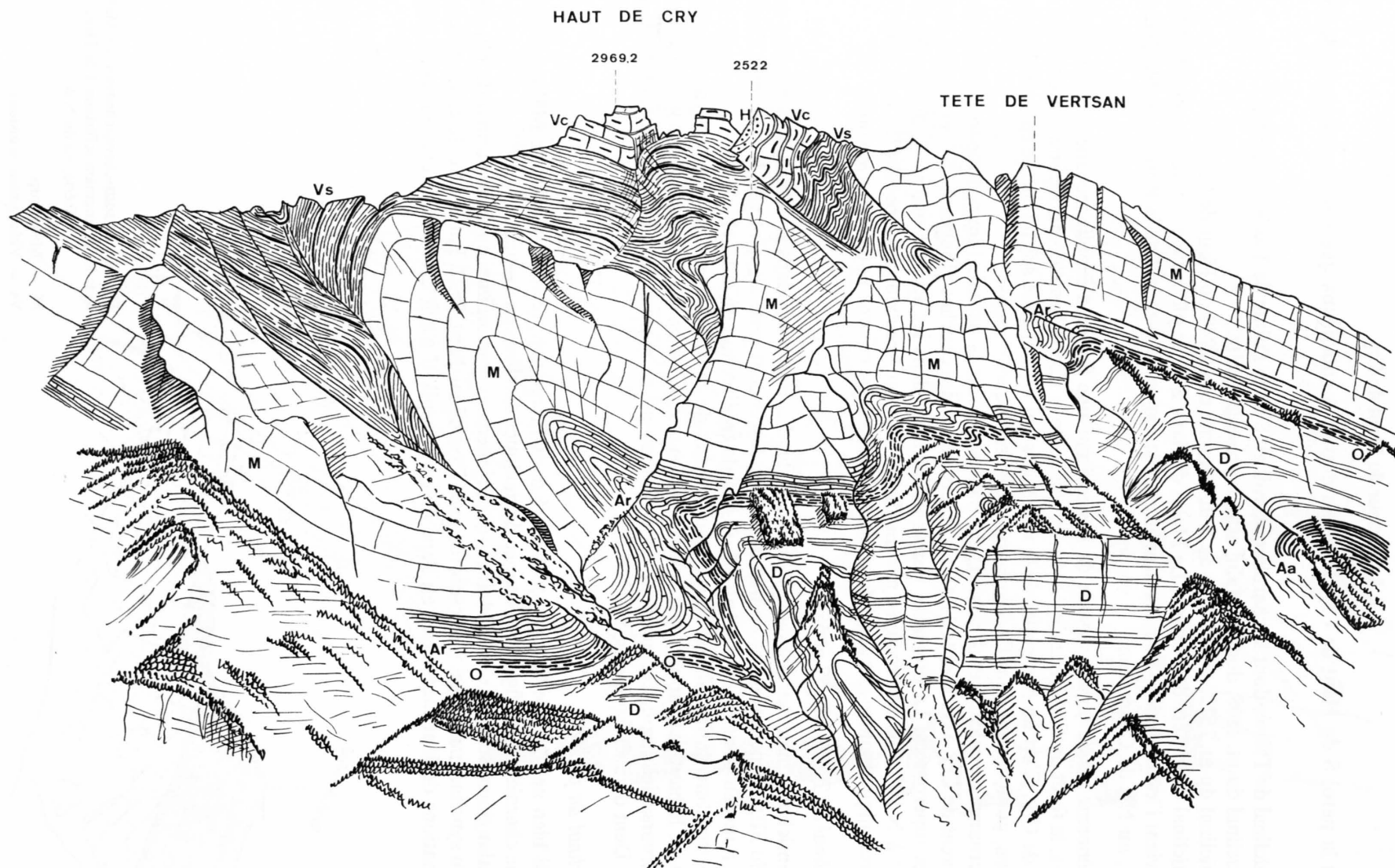


Fig. 59: Le Haut de Cry, vu du versant N de l'Ardèche.  
 Aa = Aalénien, D = Dogger, O = Oxfordien, Ar = Argovien, M = Malm sup., Vs = Valanginien schisteux,  
 Vc = Valanginien calcaire, H = Hauterivien.



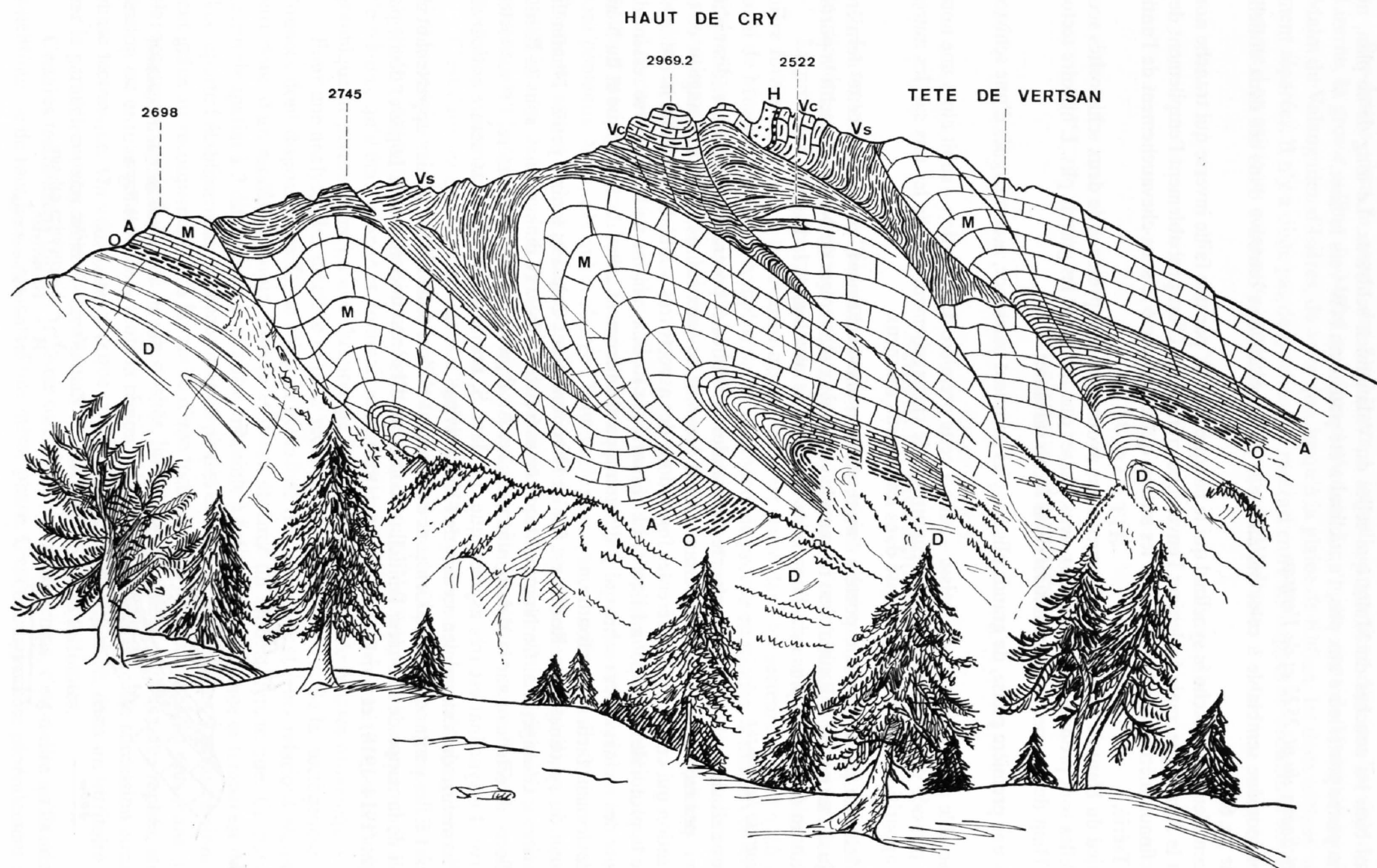


Fig. 60: Le Haut de Cry, vu de la Grand Garde.  
D = Dogger, O = Oxfordien, A = Argovien, M = Malm sup., Vs = Valanginien schisteux, Vc = Valanginien calcaire,  
H = Hauterivien.

chant aussi bien les couches du Malm que celles du Valanginien schisteux. Le long de ce plan, né durant une phase postérieure aux plis, l'anticlinal a été poussé au NW vers le haut.

#### c) Les anticlinaux du pt. 2522 et de Vertsan

Un phénomène semblable à celui qui affecte le pli du pt. 2808 se retrouve dans ces deux anticlinaux (voir fig. 60).

Chacun d'eux chevauche le synclinal qui le flanque au NW par une faille inverse qui tranche non seulement le Jurassique, mais également l'enveloppe crétacique. C'est probablement l'empilement des trois anticlinaux méridionaux les uns sur les autres, qui a provoqué le sous-chevauchement de l'anticlinal de Tsérié.

Au pied du Haut de Cry, dans le Dogger, nous avons signalé la présence de deux schistosités successives. Elles sont probablement liées aux deux phases que montrent les grands plis. L'histoire tectonique du Haut de Cry peut se schématiser de la façon suivante :

- Dans une première phase, de grands plis souples prennent naissance, accompagnés d'une schistosité.
- L'ensemble dont la plasticité a baissé – suite à cette première déformation – subit alors une nouvelle poussée qui se traduit par des ruptures et le chevauchement de plis les uns sur les autres avec apparition d'un clivage redressé dans les niveaux marneux.

Le Malm du pli de Vertsan, porté à l'arête par son chevauchement, va occuper cette dernière vers le S jusqu'au col de la Routia, que traverse le vertigineux sentier qui de Neimia franchit la paroi. Là apparaît un des plis les plus méridionaux de la nappe: le synclinal de la Routia.

#### d) La région de la Routia

La zone située au N d'Ardon présente de grandes difficultés et posent des problèmes, dont plusieurs n'ont pas reçu de solution satisfaisante. Cela provient de deux causes: 1. du laminage et de la recristallisation qui confèrent à différentes formations des aspects très semblables et 2. de la difficulté d'accès de la profonde vallée de la Lizerne. La région de la Routia, voisine de la plaine, se ressent de la proximité des racines et les roches qui y affleurent, particulièrement celles du Jurassique et du Néocomien, deviennent faciles à confondre.

Le cœur du synclinal de la Routia est fait de Nummulitique: Calcaires à rares petites Nummulites et Schistes à Globigérines. Ce Nummulitique transgresse au flanc N du synclinal, sous la Pointe des Ancillons, directement sur le Valanginien calcaire. Au flanc S et dans la charnière, l'Hauterivien est conservé. Le synclinal est très asymétrique. Le flanc S, renversé, révèle une structure anticlinale avec une fermeture du Valanginien au sein de l'Hauterivien.

Plus à l'E, les pentes du Sex de Gru sont entièrement taillées dans le Valanginien appartenant au dernier pli de la nappe de Morcles: l'anticlinal complexe d'Isières (anciennement Izigière) décrit par M. LUGEON (1914-1918) et par E. G. BONNARD (1926).

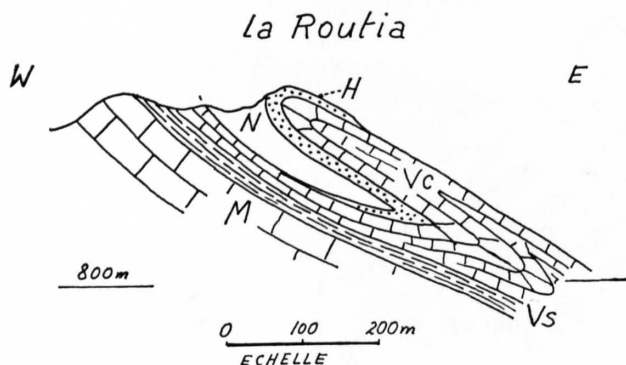


Fig. 61: Coupe schématique du synclinal de la Routia.

M = Malm sup.  
Vs = Valanginien schisteux  
Vc = Valanginien calcaire  
H = Hauterivien  
N = Nummulitique

Par-dessus vient la nappe des Diablerets à laquelle appartient déjà sur la rive droite de la Lizerne, la grosse colline de Malm qui domine Ardon. Une mince zone de Nummulitique sépare ce Malm du Valanginien d'Isières, de sorte que, jusqu'à la plaine de Rhône, les deux nappes sont nettement séparées. Il n'y a donc pas de synclinal de raccord entre les nappes de Morcles et des Diablerets, comme il en existe un entre cette dernière et la nappe du Wildhorn.

### 3<sup>E</sup> PARTIE

## Évolution structurale

### CHAPITRE X

#### Remarques préliminaires

La reconstitution de l'histoire tectonique d'une région aussi complexe que celle faisant l'objet de ce mémoire, se heurte à de grandes difficultés principalement d'ordre géographique et méthodologique.

La première tient à ce que notre territoire n'est qu'un petit secteur de la chaîne alpine. Cette dernière forme un tout et il est évident que ce qui s'est passé dans les secteurs voisins a dû influencer celui de Morcles. Pour être complet, on serait amené, de proche en proche, à traiter l'ensemble de la cinématique alpine, ce qui serait hors de proportion avec notre sujet. Nous nous limiterons donc volontairement aux unités helvétiques jouxtant la nappe de Morcles: l'Ultraschiste et la nappe Diablerets-Wildhorn.

La seconde difficulté est plus sérieuse encore. Pendant la phase de sédimentation, les mouvements du fond marin peuvent être mis en évidence et datés par la nature des dépôts et les fossiles qui y sont contenus. Mais, dès qu'on aborde l'histoire du paroxysme orogénique, ces critères disparaissent. On en est réduit à deux groupes d'informations basées 1. sur l'étude pétrographique des produits de désagrégation de la chaîne, c'est-à-dire des molasses, et 2. sur les relations géométriques des éléments structuraux. La première nous renseigne sur l'orogénèse (formation des reliefs), la seconde sur la tectogénèse (formation des plissements).

C'est dans les deltas molassiques d'âge miocène qu'apparaissent les premiers galets helvétiques; d'où la conclusion que la mise en place des nappes helvétiques date de cette époque. En fait, la seule conclusion inattaquable qu'on soit en droit de tirer est que l'Helvétique était alors soumis à l'érosion, c'est-à-dire qu'il était exondé et dominait nettement en altitude le bassin molassique. L'analyse pétrographique ne permet donc qu'une chronologie grossière des principales phases orogéniques.

Pour une analyse plus détaillée et pour reconstituer le déroulement de la tectogénèse, les seules données dont dispose le géologue sont: la géométrie des tectonites et leurs relations réciproques. Il part donc d'un modèle statique observé et devra en tirer un modèle dynamique. Ce passage d'un ensemble spatial à 3 dimensions à un autre ensemble à 4 dimensions (espace et temps) est très délicat. Il comporte l'établissement de successions de phases et leurs synchronismes. Les successions s'établissent grâce au recoupement ou à la reprise d'une tectonite par une déformation plus jeune, par exemple: recoupements de failles ou de schistosités, linéations déformées, plans axiaux repliés, etc. La succession est ensuite généralisée à toute la région. Chacun des stades de cette succession constitue une phase tectonique. On admet souvent que chaque phase est caractérisée, dans un territoire restreint, par le parallélisme des éléments tectoniques et l'unité de style des tectonites.

Certains tectoniciens traitent la phase comme une coupure-temps, c'est-à-dire qu'ils admettent le synchronisme de tous les événements d'une même phase. C'est une hypothèse généralement indémon-

trable, admissible dans certains cas, certainement fausse dans d'autres. On peut très bien concevoir des phases qui se déplacent dans le temps. Une phase *X* peut atteindre le front d'une nappe, alors que la phase suivante *Z* a déjà fait son apparition dans les racines, les champs de contraintes n'étant pas partout identiques. Il vaut mieux, et c'est ce que nous ferons par la suite, ne pas donner au terme phase le sens d'une durée précise.

Une autre possibilité est offerte par l'étude des encapuchonnements et des plis en retour. Ils devraient permettre de fixer l'ordre de mise en place des grandes unités tectoniques (nappes, écaill-les). On connaît l'usage qu'en fit E. ARGAND dans sa brillante synthèse du Pennique. Les phases s'éta-blissent schématiquement de la manière suivante: mise en place de l'unité *A* (1<sup>re</sup> phase), puis arrivée de l'unité *B* dont le front vient s'emboutir dans les arrières de *A*, y provoquant la formation d'un pli en retour (2<sup>e</sup> phase). Mais il faut être prudent, car le même résultat aurait été obtenu si les deux uni-tés *A* et *B* s'étaient déclenchées simultanément et, qu'à un moment, la vitesse d'avancée de *B* ait été supérieure à celle de *A*.

L'application de ce type d'analyse au domaine nord-alpin (Helvétique et Préalpes) se heurte à de grandes difficultés. Elles disparaissent si l'on en revient à un paroxysme unique mais d'intensité variable dans le temps et l'espace. Par paroxysme, il faut entendre un phénomène relativement lent. Dans le domaine nord-alpin, il a débuté à l'Oligocène moyen et a duré jusque dans le Miocène. Deux unités ont été mises en place avant le paroxysme: la nappe ultrahelvétique et celle de la Simme. Nous n'insisterons pas sur cette dernière.

## CHAPITRE XI

### Mise en place de l'Ultrahelvétique

#### Phase 1

La mise en place de l'Ultrahelvétique dans les Alpes vaudoises date probablement du Priabonien sommital ou du tout début de l'Oligocène. En effet, aussi bien dans le domaine Morcles que Diablerets, il est souvent difficile de placer une limite précise entre l'Helvétique et l'Ultrahelvétique. Les lames du Turonien, dont on fait les diverticules de base de l'Ultrahelvétique (nappe de la Plaine Morte) sont emballés dans un Flysch qui semble prolonger vers le haut celui de l'Helvétique. On a l'impression que l'Ultrahelvétique s'est écoulé dans ce bassin helvétique vers la fin de son remplissage (MERCANTON, 1963). Il n'en est pas de même pour la carapace du Wildhorn (au SE du Rawil) où le chevauchement de l'Ultrahelvétique a un caractère épiglyptique.

L'Ultrahelvétique est concordant avec les terrains éocènes de la nappe de Morcles et sa mise en place s'est faite sans entraîner de déformations au sein de cette dernière. C'est une couverture alloch-tone superposée à la série helvétique et qui a subi passivement le sort de son substratum. Ce dernier va se cliver en deux nappes – Morcles et Diablerets – Wildhorn – qui vont progresser vers le NW, cha-cune emportant sur son dos sa couverture ultrahelvétique. Finalement Diablerets va chevaucher et dépasser vers l'extérieur le grand pli-couché complexe de Morcles. Ainsi s'explique la position du cous-sinet ultrahelvétique séparant les deux nappes et dont les terrains avaient si fortement intrigué E. RENE-VIER.

## CHAPITRE XII

### Le paroxysme helvétique

#### 1. Phase 2 – Diverticulation du Flysch

Au début du paroxysme, le front de la nappe commence à se soulever. Ainsi se crée une pente suffisante pour provoquer le décollement de la masse plastique de Flysch occupant la zone qui



deviendra par la suite le flanc renversé de la nappe de Morcles. La masse glissée atteint le domaine autochtone et sera, comme ce dernier, chevauchée par la nappe. L'histoire tectonique de ce Flysch se trouve exposée dans le chapitre IV 3, p. 27.

## **2. Phase 3 – L'avancée de la nappe**

Quand on examine l'empilement des nappes helvétiques on ne peut que souscrire à la remarque formulée, à propos de l'amplitude des recouvrements, par M. LUGEON dans son génial ouvrage de 1902: «plus la racine est lointaine (interne), plus est grand le chemin parcouru par la nappe». Ainsi Morcles dépasse vers le NW le parautochtone, le front Diablerets dépasse celui de Morcles et Wildhorn est encore plus étendu. Tout se passe comme si l'effet de freinage exercé par l'Autochtone diminuait vers le haut. De sorte qu'à la poussée générale vers le NW, s'ajoutait un couple responsable des mouvements cisailants ou de rotation dont on observe les effets.

L'intensité des mouvements de translation et de rotation, ainsi que les déformations résultantes, ont varié dans le temps et suivant les zones de la nappe. C'est ce qui permet de distinguer plusieurs phases, ce terme étant pris dans l'acception définie au chapitre précédent.

La phase 3 ne se marque que dans le flanc renversé au voisinage du plan de charriage. Cette zone présente quatre caractéristiques: une extrême réduction des épaisseurs, un certain dynamométamorphisme, des plis serrés dont les axes et les linéations sont dirigés en moyenne N 300° et des galets étirés dont les grands axes ont même orientation. Ces quatre phénomènes sont liés et résultent d'une cause unique: l'avancée de la nappe.

Les plis et leur linéation sont donc plus ou moins parallèles au mouvement général de la nappe. Leurs axes coïncident avec l'étirement des galets du Nummulitique; ce sont donc des axes  $a$ . Comment concevoir l'origine de ces plis. La seule explication que je voie est la suivante: sous le poids de la nappe en mouvement les roches proches du plan de glissement s'écrasent. Une sphère isolée dans la roche devrait se transformer en un ellipsoïde de révolution à axe  $c$  (de raccourcissement) plus ou moins vertical. L'allongement suivant le sens du mouvement ne pose pas de problème. C'est celui des galets étirés (axe  $a$ ). Perpendiculairement à ces deux axes ( $c$  et  $a$ ), il n'en est pas de même. Dans cette direction l'allongement est gêné par la tendance semblable des sphères voisines. Les plis NW permettent d'absorber cet allongement sans que la nappe se dilate transversalement. Le cas du flanc renversé de la nappe de Morcles n'est pas unique. Ce dispositif semble toujours lié à la présence d'un plan de chevauchement. Cependant ce n'est pas une règle absolue. Il nécessite pour se produire un laminage important.

Le frottement le long du plan de charriage et au sein des roches en voie de déformation a dû développer une température assez élevée. Cela expliquerait l'extrême plasticité du calcaire, sa marmorisation et le métamorphisme qui a verdi les argiles ferrugineuses de l'Aptien.

## **3. Phase 4 – L'avancée du front, les plis NE**

Cette phase apparaît avant que se termine la phase 3 et se poursuivra au-delà de cette dernière. La translation de la nappe sur son plan de charriage s'est ralentie, alors que ses parties hautes poursuivaient plus rapidement leur avancée. Le pli frontal, qui était celui de l'arête S du Grand Chavalard, va se trouver dépassé par celui de la Petite Dent de Morcles, puis ce dernier par ceux du Grand Sex et de l'Argentine. Le fait que la déformation type 3 se poursuit au N du Grand Chavalard, démontre la coexistence des deux phases 3 et 4.

La progression du front se conforme au schéma de la figure 14 A et B. Ce mécanisme joue également dans la zone haute du cœur liasique (Ardèche) et dans tout le flanc normal de la nappe. Les plis de cette phase possèdent une schistosité qui était originellement peu pentée. Les grands plis souples de la nappe appartiennent à cette phase 4.

#### 4. Phase 5 – Le serrage

La nappe est alors pratiquement en place, mais la compression issue des zones internes continue à agir. Cela engendre une nouvelle série de déformations, celles de la phase 5. Elles affectent le flanc inverse et le flanc normal, à l'exclusion semble-t-il des zones frontales.

Comme ceux de la phase 4, les plis de la 5<sup>e</sup> phase sont dirigés en moyenne NE. Au flanc inverse, ils remplissent l'ancienne linéation N 300°. Ils présentent un clivage axial fortement penté, recoupant la schistosité des phases 3 et 4, et présentent toutes les caractéristiques de plis inverses et contraires.

Au flanc normal également, le clivage qui est lié à la phase 5 recoupe la schistosité 4 moins inclinée. C'est à cette phase que je rattache les failles inverses ou chevauchantes qui recoupent et poussent les grands plis souples de phase 4 les uns sur les autres dans le massif du Haut de Cry et à la Dent de Chamourentse.

#### 5. Relations entre la mise en place de la nappe et la tectonique de l'Autochtone

Ce problème a été exposé en détail au chapitre IV, il nous suffira donc d'en rappeler ici l'essentiel.

L'arrivée de la nappe a complètement modifié l'ordonnance de la couverture autochtone. D'abord, du Flysch issu du bassin de la nappe est venu s'y ajouter, puis, sous l'effet de l'énorme surcharge chevauchante, la couverture a été entraînée vers le NW, fragmentée en écailles intracutanées ou parautochtones, réduite localement, accumulée ailleurs. Tout cela se passe durant les phases 3 et 4. On retrouve d'une part des étirements analogues à ceux des galets du Nummulitique de la nappe (oolites du Vêlar) de la phase 3 ainsi qu'une linéation NW et, d'autre part, des plis à schistosité peu pentée comme ceux de la phase 4.

Ces plissements de couverture sont accompagnés d'une déformation du Cristallin sous-jacent. La tectonique superficielle (avancée de la nappe) est donc partiellement liée à des poussées profondes. Les déformations du socle de la phase 4 sont assez localisées; elles affectent surtout le massif de Mazembroz. Par la suite, phase 5 et au-delà, le bombement du socle se poursuit, mais il est plus général. C'est un bombement plus vaste qui se forme, soulevant avec lui les nappes helvétiques déjà en place. Les nappes sont ployées. Les surfaces de charriage plus ou moins planes au début prennent une forme arquée dont l'axe plonge de 30° environ au NE. C'est la montée du massif des Aiguilles Rouges et la formation simultanée de l'ensellement du Rawil.

#### 6. Relations entre les nappes de Morcles et des Diablerets–Wildhorn

Le plan de chevauchement de la nappe Diablerets–Wildhorn, en versant gauche de la Lizerne, est une surface très régulière qui contraste avec la carapace plissée de la nappe de Morcles. On n'échappe pas à l'impression que la nappe des Diablerets–Wildhorn est venue recouvrir celle de Morcles, alors que cette dernière était déjà arrêtée. Si les deux unités avaient été mises en place simultanément, les plis de l'une devraient se répercuter dans l'autre, ce qui n'est pas le cas. C'est probablement au cours des phases 4 et 5, que le chevauchement s'est produit. Il a provoqué une déformation intense des anticlinaux radicaux (de la nappe de Morcles) d'Isières et de la Tête de Vertsan, dont les voûtes sont laminées et entraînées vers le N (E. G. BONNARD, 1926). Par contre les anticlinaux suivants, celui du Mont à Cavouère compris, montrent des voûtes régulières. Ce n'est donc pas simplement le poids de la nappe Diablerets–Wildhorn qui est la cause de ces déformations, mais une poussée issue probablement du front pennique. Ce serrage correspond en gros à la phase 5 définie précédemment.

La déformation des anticlinaux de la Lizerne s'atténue vers le SW, probablement parce qu'on s'approche dans cette direction de la limite occidentale de la nappe des Diablerets.

#### 7. Conclusions

Dans cette troisième partie nous avons tenté de reconstituer la cinématique de la nappe de Morcles, en combinant les observations de grande tectonique et de structurologie. Les résultats obtenus

ne sont pas à l'abri de toutes critiques et mériteraient d'être précisés et probablement corrigés sur certains points par une analyse structurologique plus poussée. Le débrouillage de cette cinématique n'était d'ailleurs pas le thème essentiel de cet ouvrage, qui reste la description illustrée de la nappe de Morcles. Il n'en demeure pas moins qu'il s'en dégage un schéma tectonique valable qui se retrouve dans d'autres zones montagneuses plissées. Les traits principaux en sont les suivants :

- a) On a parfois opposé la tectonique superficielle de gravité (mise en place par glissement) et la tectonique profonde (serrage et mouvements verticaux). Dans la région de Morcles ces deux mécanismes sont simultanés et liés l'un à l'autre, toutefois avec une prédominance au début des mouvements superficiels.
- b) En ce qui concerne la nappe, l'évolution tectonique est nette. Elle débute par la diverticulation du Flysch, soit par une phase (2) de glissement par gravité. Puis vient l'avancée de la nappe (phase 3) avec le laminage du flanc inverse et un plissement serré dirigé N 300°. Ces phénomènes vont se prolonger au début de la phase suivante (4) où le front seul continue à progresser et où apparaissent des plis souples de direction NE. Puis c'est la déformation plicative finale (phase 5) où le serrage engendre une nouvelle génération de plis NE, à clivage axial fortement penté, qui reprennent les plis antérieurs (NW et NE). Enfin, c'est le soulèvement du massif des Aiguilles Rouges incurvant la nappe et son plan de charriage et donnant naissance à son fort pendage axial.
- c) On remarque donc que la déformation, souple au début, évolue avec le temps vers des styles de plus en plus cassants, comme si la plasticité des roches avait baissé au cours des phases successives.
- d) Simultanément les plans axiaux des plis basculent : horizontaux ou inclinés vers l'avant dans les premières phases, ils se redressent dans la phase 4 tout en gardant un pendage moyen ; puis, dans la phase 5, ils deviennent fortement pentés ; enfin, dans les stades suivants, seuls subsistent des mouvements de soulèvements verticaux.
- e) Contrairement à ce que prétendent certains théoriciens, les mouvements verticaux ne sont pas à Morcles l'apanage de la phase initiale, mais au contraire de la phase finale. La cause profonde de cette cinématique doit être cherchée dans un serrage tangentiel du socle comme l'a toujours soutenu pour les Alpes le génial tectonicien que fut Emile Argand.

## Abstract

This report is concerned with the alpine region of Western Switzerland bound by the Rhône river, the Avençon of Anzeindaz and the Lizerne. Two tectonic units occur in that area: a segment of the Morcles nappes huge and complexe recumbent fold and the Autochthonous on which the nappe has been thrust.

The report is divided in three parts:

The first is devoted to a short paleogeographic reconstruction. The Autochthonous shows a complex history before and after the Trias. Only its mesozoic history is briefly described. A certain shortening of the Autochthonous basement is shown by a phase folding at the end of the liasic period and various uplifts specially of the Mazembroz massif, that is the southern part of the Aiguilles Rouges, bordering to the NW the basin where the nappe sediments were deposited.

The paleohistory of the nappe shows no trace of embryonic tectonics. The front of the nappe possesses the thickest and most complete sequence. The facies are more detrital und neritic, specially during Barrémien and Priabonien times, in the overturned flank. On the other hand, the Priabonien formations of the normal flank in the roots region are transgressive down on to the Hauterivien.

The second and more important part of the report forms a structural description, mainly graphic of the Autochthonous and of the nappe. The thrust of the latter has deformed both, the autochthonous cover and its basement. The Mesozoic but the Triassic quartzites, and the Priabonien have been peeled off the massif, eliminated from the southern part and accumulated irregularly northwards. Slices, both intra-cutanous and parautochthonous, were formed. The microtectonics show a pattern similar to that of the nappe. At the same time, the basement was uplifted and deformed. The vertical movement outlasted the folding.

In the nappe several stages of deformation succeed one another:

- The first was the gliding by gravity on the Autochthonous of part of the Flysch of the nappe.
- In the second phase (ph. 3), Autochthonous and Flysch were overrun by the nappe. The rocks of its overturned limb suffered four kinds of modifications: 1. strong squeezing with reduction of thicknesses to less than a tenth of the original value; 2. slight metamorphism of the rocks (limestones turn to marbles, formation of chlorite); 3. tight folds of small dimensions directed N 300° with a strong lineation; 4. irregular stretching of the pebbles of the Nummulitic conglomerates in the same NW direction.
- The third phase (ph. 4) gave birth to a first set of NE similar folds. During that phase the overturned flank being more or less stopped, the remaining of the nappe continue its progression. The advance was then mainly that of the front. That movement gave rise in the overturned flank to conform anticlines (front directed towards the front of the nappe).
- The fourth phase (ph. 5) deformed both previous phases. The axial planes and the axial cleavage are steeper than in the former. In the overturned flank «contrary» anticlines appear (anticlines directed towards the root).

The third part is concerned with the mechanism of the nappe and is more conjectural than the second. But one conclusion seems well established. It is the following:

During the tectonic history of the nappe, the first folds had more or less horizontal axial planes, then, through the succeeding phases they become steeper and steeper. Finally only vertical movements remain: the uplift of the end doming of the basement and of the nappes above it (Morcles and Diablerets-Wildhorn). In the same time, the deformation, ductile at the beginning, becomes more and more brittle, as if the rocks were becoming harder (or the deformation faster). The study of the tectonics of the nappe and of the Autochthonous shows that the deformation results essentially from a tangential movement; the vertical movements are one of the results of the «serrage» and become important mainly at the end of the paroxysm.



## Bibliographie sommaire

Cette bibliographie ne cite que les ouvrages relatifs au secteur de la nappe de Morcles compris entre le Rhône et la Lizerne, et publiés depuis 1890, date de la parution de la Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises de RENEVIER. Cet ouvrage contient la liste des travaux antérieurs.

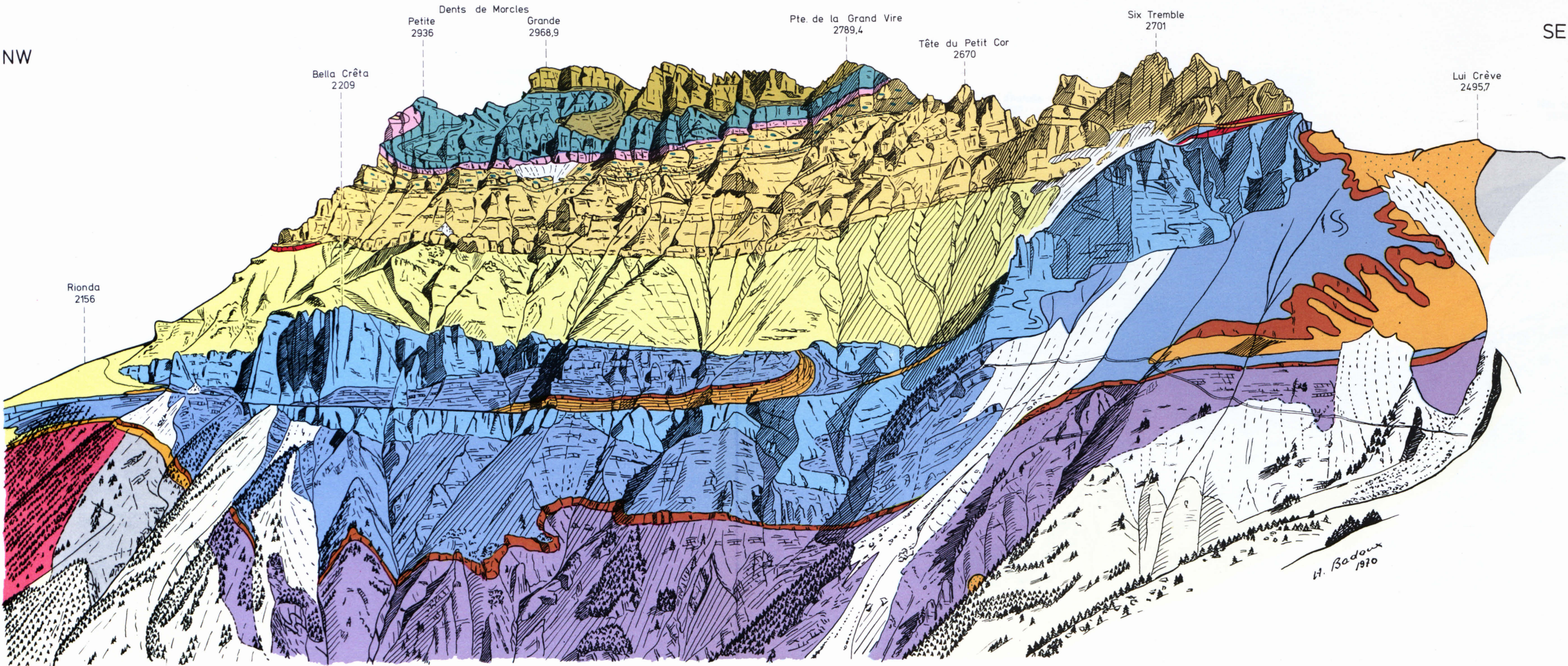
- ANTAL, J.-W. (1965): *Note préliminaire sur la géologie du cœur de la nappe de Morcles*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 160 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 69/3, p. 161–164.
- ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 31/I.
- AYRTON, S. & BADOUX, H. (1966): *Note préliminaire sur la déformation des roches aux environs de Martigny (Valais)*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 161 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 69/4, p. 205–213.
- BADOUX, H. (1954): *La géologie des environs de Plan Nèvé*. – Rev. alpin e int. 7.
- (1963): *Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais)*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 138 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68/6, p. 233–239.
- (1970): *Les oolites déformées du Vêlar (massif de Morcles)*. – Eclogae geol. Helv. 63/2, p. 539–548.
- BADOUX, H., BAER, A., BURRI, M. & VUAGNAT, M. (1967): *Martigny–Leytron–Riddes–Sion–Sierre–Brigue*. Guide géologique de la Suisse, fasc. 3, excursion 8, p. 127–138. – Wepf & Cie., Basel.
- BADOUX, H., BERSIER, A. & VUAGNAT, M. (1967): *Lausanne–Montreux–Aigle–Monthey–Martigny*. Guide géologique de la Suisse, fasc. 2, excursion 5, p. 86–94. – Wepf & Cie., Basel.
- BADOUX, H., BONNARD E.G., BURRI, M. & VISCHER, A. (1959): Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille *St-Léonard* (n° 35) et notice explicative. – Comm. géol. Suisse.
- BARON, P.-Y. (1969): *Spéléologie du Canton de Vaud*. – Attinger, Neuchâtel.
- BONARD, A. (1901): *Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Morcles – Dents du Midi*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 1.
- BONNARD, E.G. (1926): *Monographie géologique du massif du Haut de Cry*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 57/IV.
- (1945): *Sur l'extension de l'Ultra-helvétique dans la vallée de la Lizerne (Valais)*. – Eclogae geol. Helv. 38/2, p. 345–352.
- BOUSSAC, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin*. – Mém. serv. Expl. Carte géol. dét. France.
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. & VUAGNAT, M. (1962): *Âges «plomb total» déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes*. – Bull. suisse Mineral. Petrogr. 42/2, p. 295–305.
- BURRI, M. (1969): *Débris végétaux du Carbonifère dans la carrière de Dorénaz*. – Bull. Murithienne 86, p. 48–50.
- CAROZZI, A. (1953): *Données micrographiques sur le crétacé supérieur helvétique (Autochtone, Nappe de Morcles et du Wildhorn)*. – Bull. Inst. natn. genevois 56.
- CHRIST, P. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924*. – Beitr. Geol. Schweiz., geotechn. Ser. 11/II.
- COLLET, L.-W. & REINHARDT, M. (1920): *Relation entre le massif des Aiguilles Rouges et celui de l'Arpille (Valais)*. – Arch. Sci. phys. nat. Genève 37/2, suppl. p. 32.
- DELALOYE, M.F. (1966): *Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais)*. – Mat. Géol. Suisse, Sér. géotechn. 13/9.
- DÉVERIN, L. (1935): *Symptômes de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires: formation de silicates authigènes*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 59, p. 41–44.
- (1940): *Les minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses*. – Bull. suisse Mineral. Petrogr. 20, p. 101–116.
- (1945): *Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses*. – Mat. Géol. Suisse, Sér. géotechn. 13/2.
- DUPARC, L. & RITTER, E. (1894): *Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région N-W de la première zone alpine*. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 32.
- ESCHER, B.G. (1911): *Über die praetriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Toedi (Bifertengraetli)*. – Diss. Univ. Zürich.
- FALCONNIER, A. (1952): *Source thermale de Lavey-les-Bains. Considérations géologiques et hydrologiques*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 65/280, p. 245–252.
- FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): *Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/7.
- GABUS, J.H. (1958): *L'Ultraschelvétique entre Derborence et Bex (Alpes vaudoises)*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 106.
- GAGNEBIN, E. (1916): *Les sources du massif de Morcles*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 51/189, p. 81–110.
- GAGNEBIN, E., DE LOYS, F., REINHARD, M., LUGEON, M., OULIANOFF, N., HOTZ, W., POLDINI, E. & VON KAENEL, FR. (1934): Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille *St-Maurice* (n° 8) et notice explicative. – Comm. géol. Suisse.

- GAMS, H. (1916): *La Grande Gouille de la Sarvaz et les environs*. – Bull. Murithienne 39.
- (1927): *Von den Follatères zur Dent de Morcles*. – Beitr. geobot. Landesaufn. 15.
- GOLLIEZ, H. (1893): *Anciens plissements précambriens du soubassement de la Dent-de-Morcles*. – Eclogae geol. Helv. 4, p.106–108.; C.r.Soc. helv. Sci. nat. 76, p.85–87; Arch. Sci. phys. nat. Genève (3), 30, p.476–478.
- (1894): *Le soubassement cristallin de la Dent de Morcles*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 30, Proc. verb. V–VI; Arch. Sci. phys. nat. Genève (3), 31, p.301–303.
- (1901): *Remarque à la communication de Bonard sur le soubassement cristallin des Dents de Morcles*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 37, Proc. verb. XVII.
- GRASMÜCK, K. (1961): *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)*. – Eclogae geol. Helv. 54/2, p.351–450.
- GYSIN, M. (1956): *Les feldspaths potassiques du granite de Mazembro (Valais)*. – Arch. Sci. Genève 9/3, p.335–339.
- HARTMANN, P.P. (1915): *Zur Geologie des kristallinen Substrats der Dents de Morcles*. – Diss. Univ. Fribourg.
- HAUG, E. (1896): *Etudes sur la tectonique des Alpes suisses*. – Bull. Soc. géol. France (3), 24, p.535–594.
- HEIM, ARN. (1917): *Das Valangien von St. Maurice und Umgebungen verglichen mit demjenigen der Ostschweiz*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 62, p.680–689.
- HORWITZ, L. (1911): *Contribution à l'étude des Cônes de déjections dans la vallée du Rhône*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 16 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 47.
- HÜGI, T. & JEDWAB, J. (1966): *Distribution de la radioactivité et phénomènes optiques dans le charbon de Dorénaz (Canton du Valais, Suisse)*. – Bull. suisse Minéral. Petrogr. 46, p.377–387 et Mat. Géol. Suisse, Bull. 40.
- JONGMANS, W.J. (1960): *Die Karbonflora der Schweiz*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 108.
- KETTERER, E. (1912): *Das Massiv der Arpille und die Kohlenmulde von Salvan*. – Diss. Univ. Fribourg.
- KOOPMANS, R.G. (1937): *Untersuchungen und Beobachtungen an schweizerischen Kohlen*. – C.r. 2<sup>e</sup> Congr. int. strat. Carbonifère, Heerlen 1935, p.505–515.
- KRUMMENACHER, D. (1957): *Premières observations sur la géologie et la pétrographie du cristallin de la montagne de Fully*. – Arch. Sci. Genève 10/4, p.599–603.
- (1959): *Le Cristallin de la région de Fully (Valais)*. – Bull. suisse. Minéral. Pétrogr. 39, p.151–266.
- KRUMMENACHER, D., BORDET, P. & LE FORT, P. (1965): *Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 45/2, p.855–874.
- KRUMMENACHER, D. & EVERNDEN, J.F. (1960): *Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon*. – Bull. suisse Minéral. Petrogr. 40, p.267–277.
- LAURENT, R. & CHESSEX, R. (1968): *Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales*. – Eclogae geol. Helv. 61, p.1–18.
- LEITH, A. (1931): *The application of mechanical structural principles in the western Alps*. – J. Geol. 39, p.625–640.
- LIECHTI, P. (1931): *Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1930, p.77–206.
- LIBEREK, M. (1970): *Dans les profondeurs des sources de Pont de Nant*. – Les Alpes 46, p.114–116.
- LOMBARD, A. (1943): *Une notation graphique des charbons et ses applications*. – Eclogae geol. Helv. 36, p.197–201.
- (1949): *La formation et la mise en place des anthracites du Valais*. – Ann. Mines (Paris) 138/III, p.3–16.
- LOUP, G. (1961): *Etude du soubassement cristallophyllien des Dents de Morcles*. – Travail de diplôme de l'Université de Lausanne, inédit.
- LUGEON, M. (1901): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. – Bull. Soc. géol. France (4), 1, p.723–825.
- (1907): *Les Fenêtres d'Ardon*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 43, Proc. verb., p.LVIII.
- (1909): *Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes de Morcles et des Diablerets*. – C.r. Acad. Sci. Paris 149, p.321–323.
- (1910): *Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander 1:50000, carte spéciale n°60*. – Comm. géol. Suisse.
- (1912): *Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences*. – Eclogae geol. Helv. 12, p.180–182 et C.r. Acad. Sci. Paris 155, p.623–624.
- (1914): *L'origine des Alpes vaudoises*. – Echo des Alpes 50/2, p.45–81.
- (1914): *Sur l'ampleur de la nappe de Morcles*. – C.r. Acad. Sci. Paris 158, p.2029–2030 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 50, Proc. verb. p.52–54.
- (1914): *Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 50, Proc. verb. p.63–66 et C.r. Acad. Sci. Paris 159, p.192–194.
- (1914–1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn)*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 30/I–III.

- (1916): *Recherches dans le massif de la Dent de Morcles*. – Soc. helv. Sci. nat., 97<sup>e</sup> Sess. 2, p.170.; *Eclogae geol. Helv.* 14, p.14–15.
- (1916): *Sur la coloration en rose de certaines roches du Massif des Aiguilles-Rouges*. – C.r. Acad. Sci. Paris 162, p.426–428 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 51, Proc. verb. p.12–14.
- (1916): *Gisements calcaires du massif des Aiguilles-Rouges et coin de gneiss d'Alesses (Valais)*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 51, Proc. verb. p.30–33.
- (1917): *Sur le Sidérolithique des Hautes Alpes calcaires occidentales*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 51, Proc. verb. p.189–191.
- (1917): *Sur les inclusions du substratum cristallin du Trias des massifs hercyniens*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 51, Proc.verb. p.198–200.
- (1918): *Sur quelques charbons d'âge non carbonifère de la vallée du Rhône valaisan*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 52, Proc. verb. p.11.
- (1919): *Sur le Sidérolithique de la Cordaz*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 52, Proc. verb. p.109.
- (1928): *Présence probable de Crétacique d'eau douce dans la Dent de Morcles*. – *Eclogae geol. Helv.* 21, p.70.
- (1929): *Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse dans les Hautes Alpes Calcaires vaudoises*. – *Eclogae geol. Helv.* 22/1, p.63–74.
- (1929): *Géologie de Saillon (Valais)*. – *Eclogae geol. Helv.* 22/2, p.154–155.
- (1930): *Trois tempêtes orogéniques. La Dent de Morcles*. – *Livre jub. Centen. Soc. géol. France 1830–1930*, p.499–512.
- (1932): *Le glissement des hameaux de Montagnon et Produit, Commune de Leytron (Valais)*. – *Bull. Murithienne* 49, p.84–95.
- (1934): *Bex – Les Plans – Anzeinde – Gryon*. *Guide géologique de la Suisse*, fasc. VI, excursion 20, p.432–435. – Wepf & Cie., Basel.
- (1934): *Environs de Bex – Dent de Morcles*. *Guide géologique de la Suisse*, fasc. VI, excursion 21, p.436–443. – Wepf & Cie., Basel.
- (1940): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille Diablerets (n° 19) et notice explicative*. – *Comm. géol. Suisse*.
- (1946): *A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin*. – *Bull. Soc. géol. France* (5), 16, p.609–628.
- (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles*. – *Verh. natf. Ges. Basel* 58, p.108–131.
- (1950): *Cristaux de quartz hyalin de la Croix de Javerne (Hautes Alpes vaudoises)*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 64/276, p.446.
- Lugeon, M., Argand, E., Oulianoff, N., Reinhard, M., & POLDINI, E. (1937): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille Saxon–Morcles (n° 10) et notice explicative*. – *Comm. géol. Suisse*.
- LUGEON, M. & GANGEVIN, E. (1928): *L'origine des sources de la Chambrette aux Plans sur Bex (Alpes vaudoises)*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 42 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 56, p.639–643.
- (1937): *La géologie des collines de Chiètres*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 57 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 50, p.325–334.
- LUGEON, M. & JÉRÉMINE, E. (1911): *Les bassins fermés des Alpes suisses*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 17 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 47, p.461–650.
- (1913): *La Carte des bassins fermés des Alpes suisses*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 19.
- (1913): *Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles-Rouges*. – C.r. Acad. Sci. Paris 156, p.1473–1475.
- LUGEON, M. & VUAGNAT, M. (1948): *Quelques considérations sur le Flysch du soubassement de la Dent de Morcles*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 90 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 64/272, p.85–96.
- MARIÉTAN, I. (1932): *Le glissement de terrain de Leytron en 1931–1932*. – *Bull. Murthienne* 49, p.96–107.
- MERCANTON, C.H. (1963): *La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets*. – *Mat. Carte géol. Suisse*, n.s. 116.
- MONTANDON, F. (1940): *Le lèss d'Evionne (Valais)*. – *Rev. Géogr. Régionale (Etudes rhodaniennes)* 16/2, p.75–103.
- (1940): *La coulée d'éboulis de Saxé (Valais) du 18 novembre 1939*. – *Globe* 79, p.1–16.
- MORNOD, L. (1956): *Aperçu sur l'hydrologie souterraine du massif du Haut de Cry (Nappe de Morcles), de la région de Derborence et de la vallée de la Lizerne*. – *Actes Soc. helv. Sci. nat.* 136, p.112–113.
- MURAT, R. (1956): *Existence et signification de filons clastiques dans le Barrémien inférieur de l'Autochtone de Saint-Maurice (Valais)*. – *Arch. Sci. Genève* 9/4, p.478–487.
- OULIANOFF, N. (1965): *Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 152 et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 69, p.21–32.
- PITTARD, J.J. & PETIT-PIERRE, J.-L. (1940): *La source thermale de Saillon et les voûtes de la Salentze*. – *Bull. Soc. suisse Spéléologie*.
- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum – Helvetikum*. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Abt. IIa*, 7, p.153–188.
- POLDINI, E. (1943): *Sur l'existence de courants électriques naturels liés aux gîtes d'anthracite valaisans*. – C.r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 60, p.274–284.
- RAMEAU, B. (1894): *Saillon (Valais) et ses carrières de marbres cipolins antiques. Le Valais historique*. – Klausfelder, Vevey.
- RENEVIER, E. (1890): *Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais*. – *Mat. Carte géol. Suisse* 16.

- (1891): *Origine et âge du gypse et de la cornieule des Alpes vaudoises*. – *Eclogae geol. Helv.* 2/3, p. 229–247.
- RENEVIER, E. & GOLLIEZ, H. (1894): 8<sup>e</sup> jour: *Rochers-de-Naye, Territet, Vernayaz, Gorges-du-Trient, Vallée du Rhône, Brigue. Alpes centrales et occidentales*. Livret-Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. – Payot, Lausanne.
- RÖTHLISBERGER, P. (1923): *Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen*. – *Jb. phil. Fak. Univ. Bern* 3.
- RYKKEN, J.A. (1968): *The Nummulitic of the nappe de Morcles*. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 172 et *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 89/14.
- SANDBERG, C.G.S. (1907): *L'âge du granit alpin*. – *Archives Sci. phys. nat. Genève* (4), 23, p. 581–594.
- SCHARDT, H. (1891): *Formation éolienne entre Outre-Rhône et Morcles*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 26, Proc. verb. VII.
- (1907): *L'éboulement du Grugny, près Chamoson (Valais)*. – *Bull. Murithienne* 34, p. 205–223.
- (1909): *Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du Canton du Valais*. – *Bull. Murithienne* 35, 1908, p. 246–354.
- (1909): *Géologie et tectonique du groupe du Wildhorn (Hautes-Alpes calcaires des cantons de Vaud, Berne et Valais)*. *Dictionnaire Géographique de la Suisse*. – Attinger, Neuchâtel.
- SCHMIDT, C. (1910): *Bericht über die Eisenerzvorräte der Schweiz*. In: «*The Iron Ore Resources of the World*». – XI. Int. geol. Congr., Stockholm, I, p. 107–140.
- SUBLET, P. (1962): *Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais)*. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, p. 23–76.
- TOKAY, M. (1948): *Micrographie du Crétacé supérieur de la nappe de Morcles*. – Thèse n° 1083, Univ. Genève.
- TOLUN, N. (1948): *Etude stratigraphique du Cénomanién de la nappe de Morcles*. – Thèse n° 1073, Univ. Genève.
- TOLUN, N. et TOKAY, M. (1943): *Sur la présence du Sénonien dans la nappe de Morcles, au SE et SW d'Anzeindaz*. – *C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 60/3, p. 254–256.
- TOPKAYA, M. (1950–1952): *Etude de la mine de fer de Chamoson et de ses environs (Valais, Suisse)*. – *M.T.A. Ankara* 40, p. 71–80; 41, p. 160–168; 42–43, p. 142–146.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de la Dent de Morcles)*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2, p. 421–429.
- (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques*. – *Soc. géol. France, Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, II* (1960–63), p. 419–428.
- (1966): *Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes suisses*. – *Atti Symp. sul Verrucano 1965, Pisa*, p. 212–232.
- VUAGNAT, M. (1944): *Sur le Flysch helvétique de la Croix de Javerne et des collines de Chiètres (Vaud)*. – *C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 61/1 p. 72–74.
- WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis*. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 11/I.
- WINTERHALTER, R. (1928): *Die karbonischen Sedimente der Schweizeralpen*. – *C. r. Congr. int. strat. Carbonifère, Heerlen 1927*, p. 775–778.





Le versant SW des Dents de Morcles – vu du pt. 2200.8 de Bésery, arête NW du Diabley

Ultraschiste	
Numm.	Flysch à lentilles diverses (? Priabonien)
Mésozoïque	Crétacé supérieur
	Crétacé inférieur
	Malm
	Trias: Gypse et cornieule

Helvétique	
Nappes de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn	
Nummulitique	Flysch (Eocène sup. – Oligocène inf.)
	avec lentilles de cristallin
	Schistes à Globigérines
	Calcaires et schistes nummulitiques
	Calcaires et grès à petites Nummulites
	Couches à Cérithes
Crétacé	Couches du Roc Champion («Auversien»)
	Crétacé supérieur
	Aptien sup. – Sénonien
	Aptien sup. – Cénomanién
	«Urgonien» (avec Couches à Orbitolines)
	Barrémien inf.
Jurassique	Hauterivién
	Couche à Pygurus
	Valanginién calcaire
	Valanginién schisteux et Berriasien

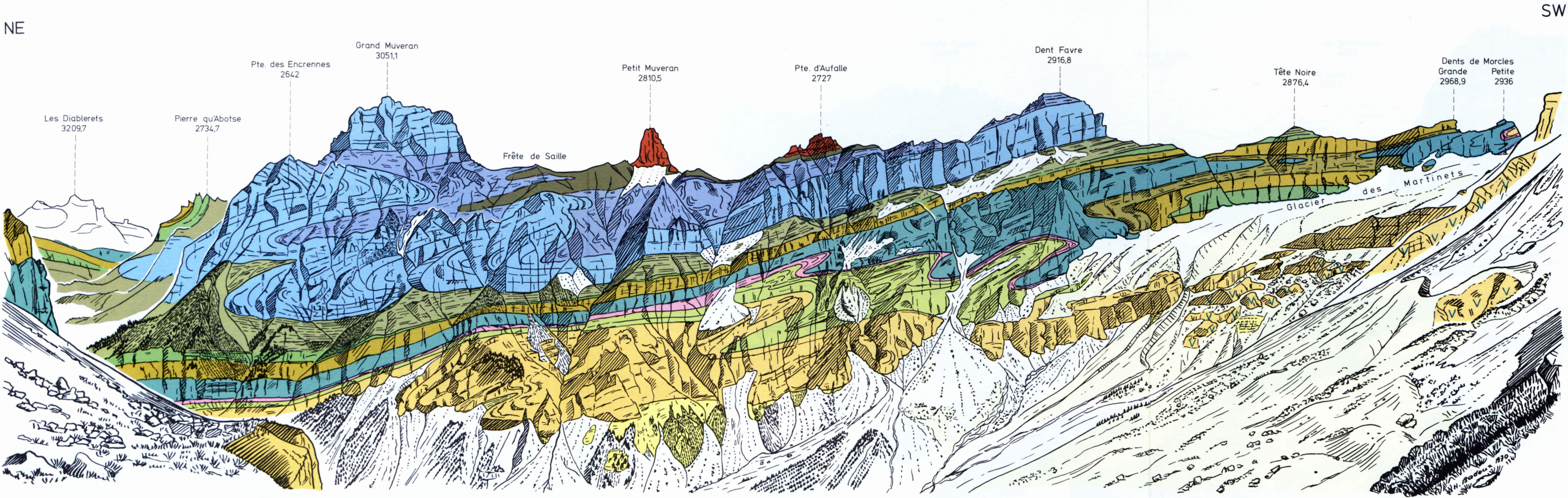
Jurassique	Malm sup.
	Argovien
	Callovo-Oxfordien
	Bajocien – Bathonien

Autochtone et Parautochtone	
Numm.	Flysch (Eocène sup. – Oligocène inf.)
Jurassique	Malm sup.
	Argovien
	Dogger
	Lias
Trias	Trias dolomitique
	Cornieule
Paléoz.	Carbonifère
	Cristallin

Quaternaire	
	Tassement
	Glaciaire

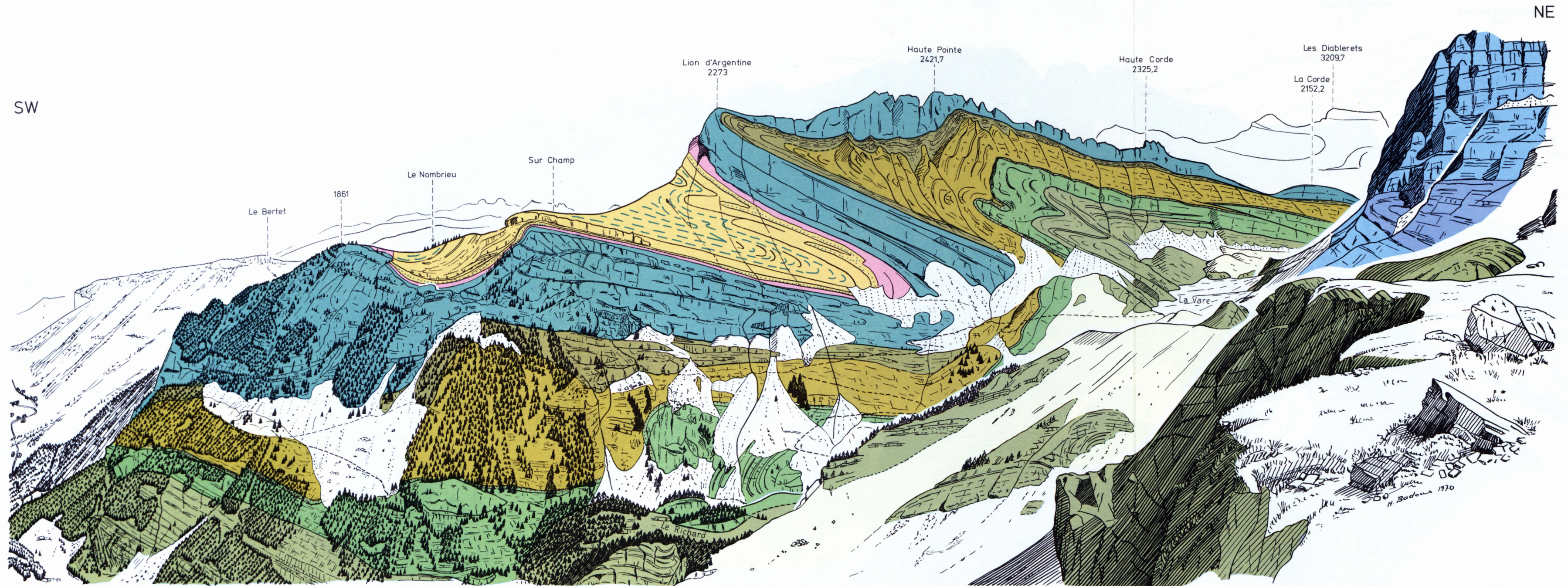
Légende  
pour les planches I–VI





L'arête Dents de Morcles – Grand Muveran – vue du Col des Pauvres  
(Légende voir pl. I)

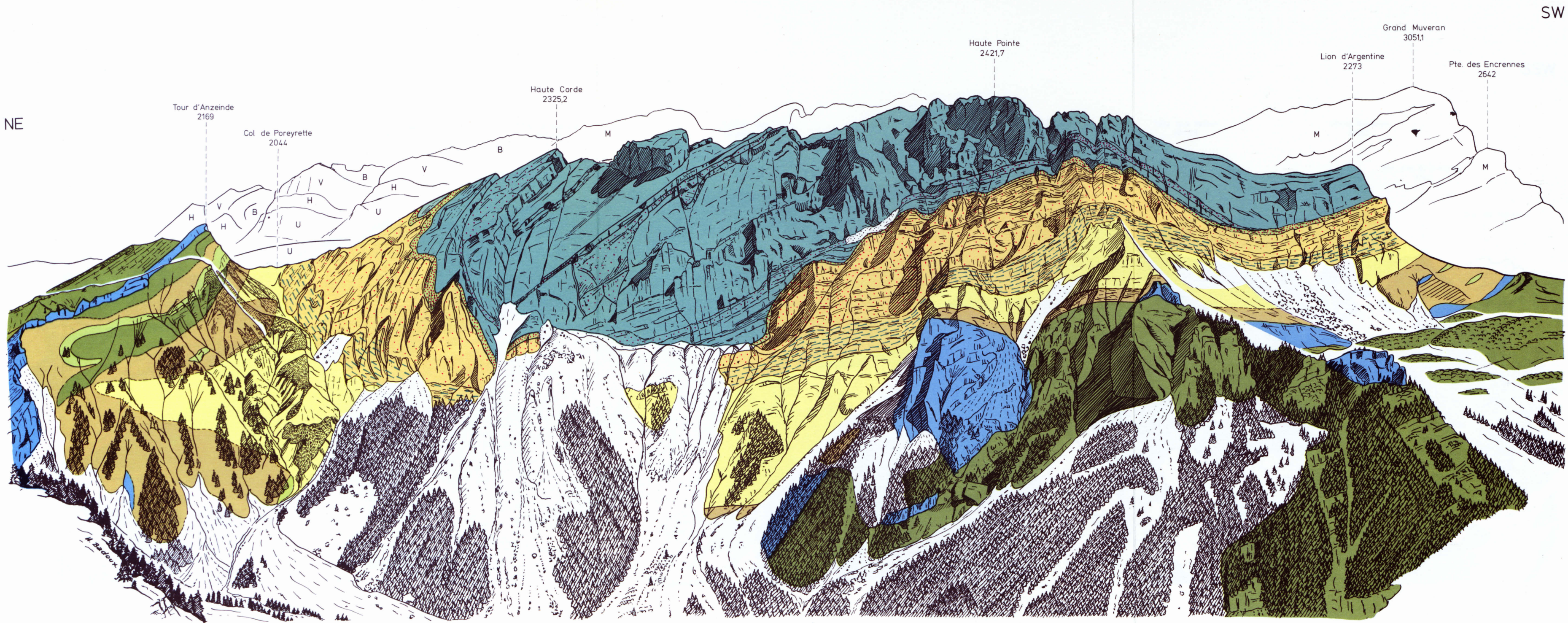




L'arête Le Bertet – L'Argentine – vue des Outans (pt. 1962)

(Légende voir pl. I)

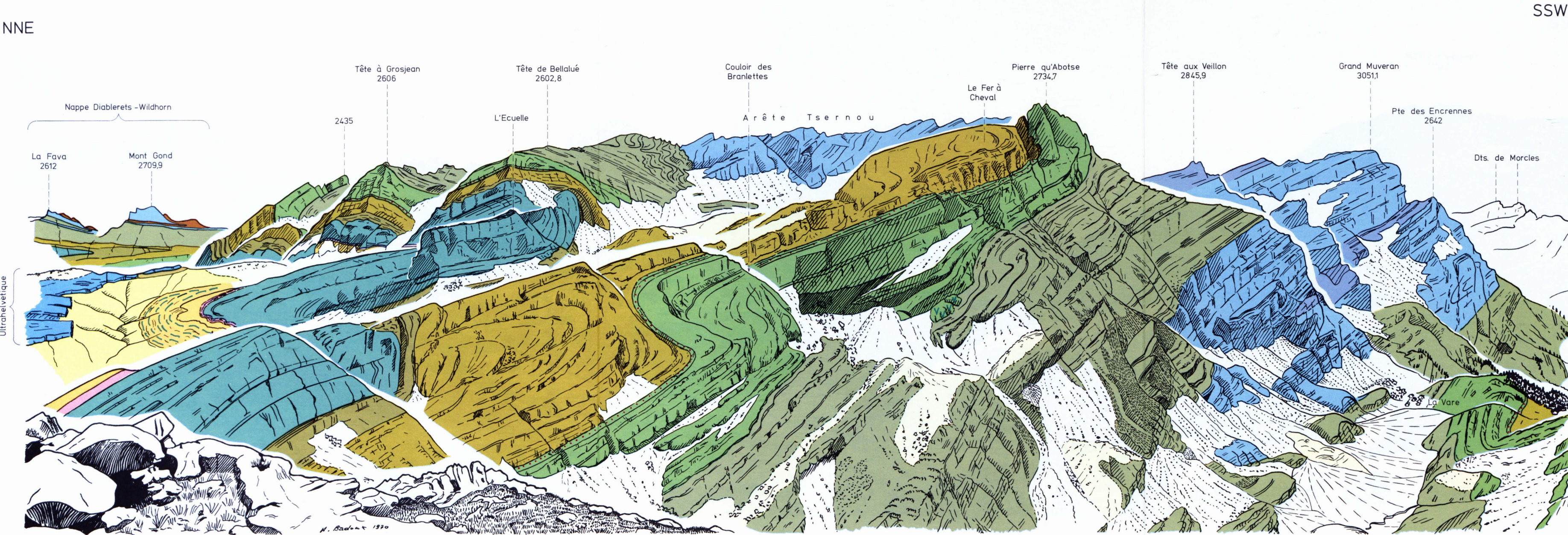




**L'Argentine – vue de Chaux Ronde (2013.5)**  
(Légende voir pl. I)

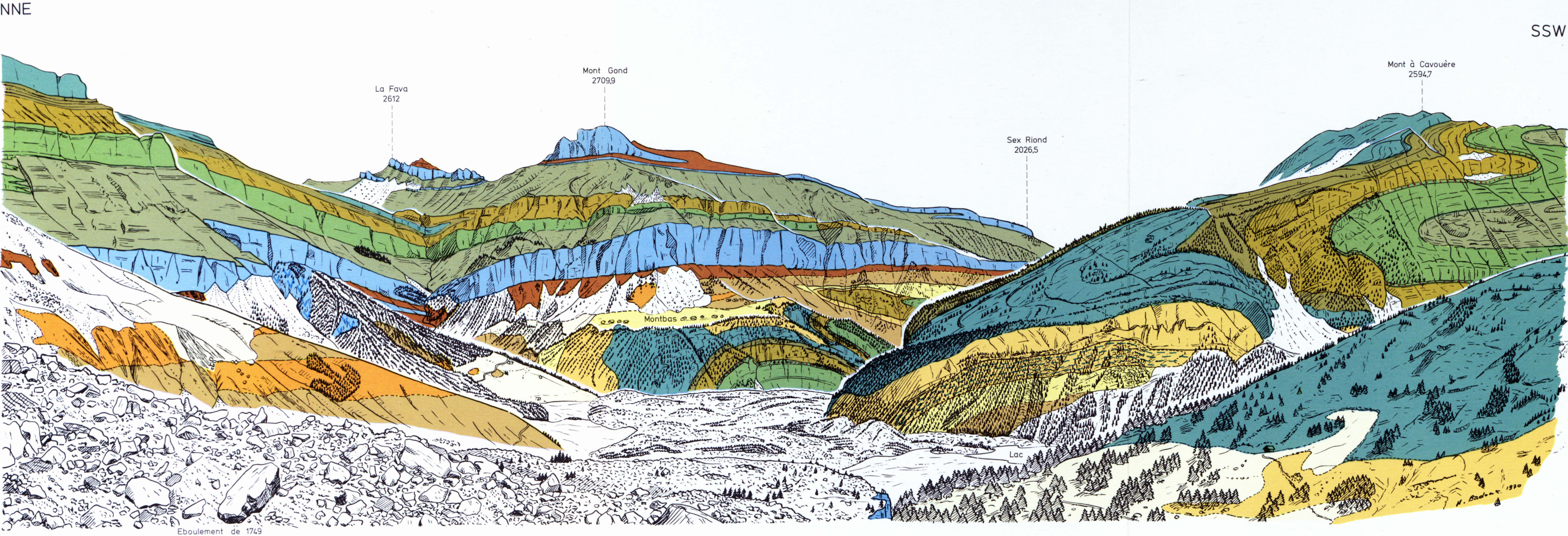
M = Malm  
B = Berriasien  
V = Valanginien  
H = Hauterivien  
U = «Urgonien»





**Le flanc normal de la nappe de Morcles – vu de la Haute Corde**  
(Légende voir pl. I)





**Le cirque de Derborence – vu du Pas de Cheville**  
(Légende voir pl. I)