

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)
sovvenzionati dalla Confederazione

Nouvelle série, 105^e livraison

135^e livraison de la collection entière

La zone de Sion – Courmayeur au Nord du Rhône

Avec 16 figures dans le texte
et 3 planches

Par

Marcel Burri

Lausanne

BERNE

En commission chez KÜMMERLY & FREY S. A., Editions géographiques, Berne

1958

Imprimé par Stämpfli & Cie

Préface de la Commission Géologique Suisse

Le 6 août 1955, M. MARCEL BURRI, D^r ès Sciences, fit parvenir à la Commission Géologique, le manuscrit de sa thèse intitulée: «La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône», en sollicitant la publication de ce travail dans les «Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse».

Ayant accepté d'inclure les levés de M. BURRI dans la feuille St-Léonard de l'«Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000», la Commission, dans sa séance du 9 décembre 1955, décida de publier également le texte dans la série des «Matériaux», à la condition cependant que l'ensemble de l'illustration soit redessiné. L'impression qui ne débuta qu'en juin 1957, fut retardée par l'absence de M. BURRI, et par le manque de dessinateur.

M. BURRI a pris à sa charge une partie des frais d'impression; la Commission Géologique lui en est reconnaissante.

La collection d'échantillons qui accompagne le présent travail est déposée au Musée géologique de l'Université de Lausanne, l'original de la carte à la Commission Géologique, où la feuille St-Léonard est en cours d'impression.

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

Bâle, novembre 1957.

Pour la Commission Géologique Suisse,

le Président:

L. VONDERSCHMITT

Avant-propos

C'est sur les conseils de MM. les professeurs H. BADOUX et R. TRÜMPY que nous avons entrepris l'étude géologique du Pennique au N du Rhône.

J'exprime ici mes remerciements et ma profonde reconnaissance à mon maître, M. le professeur H. BADOUX, qui, durant ces six dernières années, m'a appris le métier de géologue, et a développé chez moi le goût de la recherche géologique. Tant sur le terrain qu'au laboratoire, M. BADOUX n'a cessé de suivre de très près mes recherches. Il avait, durant la guerre, étudié l'Ultrahelvétique au N du Rhône, et acquis sur toute cette région de la rive droite une somme de connaissances dont j'ai largement bénéficié. C'est grâce à son aide, à ses conseils et à sa bienveillance que j'ai pu mener à bien mon travail.

M. le professeur TRÜMPY, lors de ses recherches dans le massif de la Pierre Avoi, débrouilla la stratigraphie des «Schistes lustrés». Il me prit souvent avec lui sur le terrain, il vint lui même plusieurs fois dans la région sédunoise, me familiarisant ainsi avec des faciès complexes et souvent décourageants. Et je tiens à lui exprimer ma reconnaissance pour son aide.

M. le professeur DÉVERIN, qui m'initia à la minéralogie, suivit également avec beaucoup de sollicitude mes recherches. Bien des choses auraient échappé à mon inexpérience sans ses conseils et ses analyses très poussées des plaques minces. Je garde envers lui une grosse dette de reconnaissance.

Je dois aussi à M. le professeur OULIANOFF une profonde gratitude pour ses conseils et ses critiques fondés sur la grande expérience qu'il a acquise de ces terrains lors de ses travaux dans le Bas Valais.

Je remercie aussi tous ceux qui m'ont appris mon métier: M. le professeur E. POLDINI, et MM. A. BERSIER, PA. MERCIER et M. LORÉTAN; de même que mes camarades de travail pour leurs conseils et leurs critiques, MM. GABUS, VERNET et CHESSEX.

Pour leur aide indispensable, je remercie MM. DUNAND, ROCHAT et MARGOT, préparateurs, et Mademoiselle PASCHE, secrétaire au laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne.

D'autres encore m'ont facilité le travail, que je ne peux tous nommer, mais je tiens à remercier la Direction de la Société Suisselectra et M. le professeur PARÉJAS, de l'Université de Genève, pour m'avoir laissé visiter leurs travaux au Châtelard de Lens et m'avoir communiqué leurs observations.

Table des matières

	Pages		Pages
Préface de la Commission Géologique Suisse	III	Chapitre III	
Avant-propos de l'auteur	IV	<i>Le Quaternaire</i>	31
Listes des figures dans le texte et des planches	VI	Le glaciaire	31
<i>Bibliographie</i>	VII	Les éboulements et les glissements de terrain	33
<i>Introduction</i>	1	Les cônes d'alluvions	34
Situation géographique	1	DEUXIÈME PARTIE	
Aperçu historique	1	Tectonique	
Aperçu tectonique	2	<i>Introduction</i>	35
PREMIÈRE PARTIE		<i>Traits généraux</i>	35
Stratigraphie		<i>La zone de Ferret</i>	36
Chapitre I		<i>La zone des écailles subbriançonnaises</i>	36
<i>La zone de Ferret</i>	3	La sous-zone externe	36
Introduction	3	La sous-zone interne	36
Le Trias de base	3	<i>Conclusions</i>	38
Conglomérat et Schistes de la base	7	TROISIÈME PARTIE	
Grès et Schistes inférieurs	9	Métamorphisme	
Série moyenne	12	<i>Introduction</i>	39
Série supérieure	14	<i>L'Ultrahelvétique</i>	39
Chapitre II		<i>La zone de Ferret</i>	39
<i>La zone des écailles subbriançonnaises</i>	16	<i>La zone des écailles subbriançonnaises</i>	40
Introduction	16	Les écailles externes	40
Les écailles subbriançonnaises externes	17	Les écailles internes	41
Les écailles subbriançonnaises internes	23	<i>Résumé</i>	41

Liste des figures dans le texte

	Pages
Fig. 1. Coupe du Trias au bisse inférieur entre Signèse et Argnou	6
Fig. 2. Coupe au sommet de la colline de Clavau (arête W)	13
Fig. 3. Montagne du Châtelard	15
Fig. 4. Ecailles subbriançonnaises externes (colline de Mont d'Orge).	18
Fig. 5. Conglomérat polygénique	18
Fig. 6. Ecailles subbriançonnaises externes (colline de la Plata).	19
Fig. 7. Ecailles subbriançonnaises externes (au N-W de Batassé)	20
Fig. 8. Ecailles subbriançonnaises externes (N-E de St-Léonard)	21
Fig. 9. Ecailles subbriançonnaises externes (Flanthey-St-Clément)	22
Fig.10. Sommet du Trias, écailles subbriançonnaises internes	26
Fig.11. Série schisto-quartzitique écrasée	28
Fig.12. Les parois de gypse de la niche d'arrachement du glissement	34
Fig.13. Esquisse tectonique des écailles subbriançonnaises	37
Fig.14. Coupes schématiques dans la série des Grès inférieurs.	43
Fig.15. Radiolaires de la série moyenne du Flysch de Ferret	44
Fig.16. Structure de la colline de Mont d'Orge	45

Liste des planches

Planche I: Carte tectonique au 1 : 50000.

Planche II: Coupes tectoniques au 1 : 25000.

Planche III: Coupes tectoniques des écailles subbriançonnaises au 1 : 12500.

Bibliographie

- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 31.
- (1911): Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, 11/6.
- (1934): La zone pennique. Guide géol. Suisse, Fasc. III. Excursion N° 26 Viège-Saxon, Guide géol. Suisse, Fasc. VII.
- BADOUX, H. (1946): L'Ultrasuisse au Nord du Rhône Valaisan. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 85.
- BARBIER, R. (1948): Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Carte géol. France*.
- (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 29.
- BONNARD, E. G. (1946): Cinq itinéraires destinés à faciliter l'étude géologique de la zone des schistes lustrés entre St-Léonard et la gare de Granges (Valais), *Eclogae geol. Helv.*, 39.
- BURRI, M. (1955): La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. *Bull. Soc. Vaud. sc. nat.*, 66.
- CAMPBELL, A., et CLARK, B. L. (1944): Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California. *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, 57.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. II. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917-1924. *Beitr. z. Geologie d. Schweiz, Geotechn. Serie*, XI. Liefg.
- CITA, M. B. (1953): Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta). *Boll. Serv. geol. Italia*, 75.
- ELTER, P. (1954): Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St-Bernard), Thèse, Genève.
- FREI, A. (1954): Die Mineralien der schweizerischen Gips- und Anhydritlagerstätten. *Schweiz. Min.-petr. Mitt.*, 34/2.
- GERLACH, H. (1883): Die pennischen Alpen, *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz*, 27. Liefg.
- HERMANN, F. (1938): Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nordoccidentali, Milano.
- HOLMES, W. M. (1900): On Radiolaria from the Upper Chalk at Couldson (Surrey), *Quart. J.*, 56.
- HORWITZ, L. (1911): Contribution à l'étude des cônes de déjection dans la Vallée du Rhône. *Bull. Soc. vaud. sc. nat., Lausanne*, XLVII.
- ISSEL, A. (1890): Il Calcifero fossilifero di Rovigno in Val di Trebbia. *Res. Lingusticae* XII.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). *Eclogae geol. Helv.*, 43.
- LUGEON, M. (1918): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 30. Avec Carte spéciale N° 60 au 1 : 50000.
- MOORE, R. C. (1954): *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part D. Protista* 3.
- NEVIANI, A. (1900): Supplemento alla Fauna a Radiolari delle Rocce mesozoiche del Bolognese. *Boll. Soc. Geol. Italia*, XIX/3.
- OULIANOFF, N. (1953): Feldspaths néogènes dans les «schistes lustrés» du Val Ferret. *Bull. Soc. vaud. sc. nat., Lausanne*, 65.
- PARKER, R. L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen, Basel.
- RÜST (1885): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Paleontographica* 31.
- (1888): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. *Paleontographica* 34.

- SCHELLER, H. (1927): La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. Bull. Soc. géol. France, 4^e Sér., T. 27.
- (1929): La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. Bull. Carte géol. France, 33.
- TOPKAYA, M. (1950): Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. Bull. Lab. Géol. Min. Géoph. Lausanne, 97.
- TRÜMPY, R. (1952): Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). Eclogae geol. Helv., 44/2.
- (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. Eclogae geol. Helv., 47/2.
- VINASSA DE REGNY, P.E. (1898): I Radiolari delle Fianiti titoniane di Carpena (Spezia). Paleontogr. italica Vol. IV.
- WEHRLI, L. (1925): Das produktive Karbon der Schweizer Alpen, I. Teil: Übersicht über die Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917, mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, XI. Liefg.

Introduction

Situation géographique

Le front de la zone pennique ne traverse la vallée du Rhône, pour passer sur la rive droite, que sur une superficie très limitée, entre Châteauneuf (4 km en aval de Sion) et Sierre.

Cette région se trouve, sur les feuilles de la Carte Nationale Suisse au 1:50000: Montana W (feuille normale n° 546) et Montana E (feuille normale n° 547).

Le terrain que nous avons étudié forme donc, sur la rive droite du Rhône, une bande longue de 20 km et large au maximum de 2,5 km. Il est limité au S par la vallée du Rhône et au N par une ligne passant à peu près par les lieux suivants: Pont de la Morge, La Mura, Ormona, Comèra, Les Combes, Sarmona, Lens, Chermignon d'en Haut, Montana Village, Sierre.

Dans cette partie de son cours le Rhône ne reçoit sur sa rive droite que deux rivières de moyenne importance: la Sionne et la Lienne. Les autres cours d'eau ne sont que des torrents à débit faible et intermittent, ne portant pas de nom sur la carte géographique.

Aperçu historique

Les premières descriptions précises du Pennique au N du Rhône ont été faites par GERLACH (1883, p. 74, 77, etc.). Cet auteur avait déjà reconnu qu'il s'agissait là d'une zone longue et étroite, se suivant de Courmayeur, par le Val Ferret, le Six Blanc, et la Pierre Avoi jusque dans la région de Sion. Ses coupes montrent, chevauchant sur le Lias par l'intermédiaire d'une lame triasique, une épaisse série de «Graue Schiefer, kalkhaltig, Glanzschiefer», surmontée elle-même, au niveau de la vallée, par une zone de carbonifère, de quartzite, de gypse et de calcaire dolomitique.

L'étude de détail la plus poussée fut faite par M. LUGEON (1918, p. 284 à 302). Il attribua au Lias toute la série des «Schistes lustrés» (Flysch de Ferret). Il reconnut plusieurs bancs conglomératiques qu'il cartographia avec beaucoup de précision, tout en les incluant dans les Schistes lustrés. Sa description de notre zone subbriançonnaise est très exacte, à l'exception du fait qu'il donna un trop grand développement au Carbonifère. D'autres études de détail furent publiées ensuite, en relation avec les gisements anthracifères de la région de Granges. La plus exacte est celle de L. WEHRLI (1925, p. 100) qui fut reprise plus tard par P. CHRIST (1925).

E. BONNARD (1946) publia une courte note d'observations de terrain très précises sur la région de St-Léonard à Granges. Mais ses interprétations tectoniques souffrent du fait que tout ce qui n'est pas Carbonifère ou Trias est placé en bloc dans les «Schistes lustrés».

Seule une étude s'étendant sur une plus vaste région devait permettre des coupures dans cette zone des «Schistes lustrés», et une plus juste compréhension de la tectonique.

Le premier auteur qui proposa de séparer la zone de Sion des Schistes lustrés est SCHELLER (1927, p. 77, et 1929, p. 382). Il rattacha la zone de Sion à la nappe de l'Embrunais et lui donna un âge nummulitique. Ses idées furent reprises par F. HERMANN (1938, p. 19) qui nota en Flysch la zone de Sion sur sa carte des Alpes occidentales. Dans sa notice explicative, il fit ressortir les différences qui existent entre les roches de la zone de Sion et celles qui appartiennent vraiment aux Schistes lustrés.

R. BARBIER, sur la base de ses études de la zone subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (1948), tenta une synthèse des mêmes terrains sur territoire suisse (1951).

C'est à ce moment que R. TRÜMPY publia une brève note (1952) sur le massif de la Pierre Avoi. Il y découvrit les subdivisions stratigraphiques et tectoniques que nous avons retrouvées dans la région de Sion. Peu de temps après paraissaient plusieurs études de détail de la même zone en Italie (M. B. CITA 1953 et P. ELTER 1954). En Suisse, R. TRÜMPY a poursuivi son étude par une description du haut Val Ferret.

Aperçu tectonique

Nous trouverons donc, dans la région sédunoise, les unités suivantes, en allant de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin:

1. L'Ultrahelvétique contre lequel nous nous sommes limités et qui a fait le sujet d'une étude détaillée de H. BADOUX (1946).

2. La zone de Ferret qui représente la partie inférieure, non bréchique des anciens «Schistes lustrés» de M. LUGEON. C'est une épaisse série de calcschistes à faciès flysch d'âge probablement crétacique.

3. La zone des écailles subbriançonnaises, comprenant du Carbonifère, du Trias, du Lias, la série conglomératique des Brèches de la Tarentaise et une série de schistes sombres.

4. Sur la rive gauche du Rhône et chevauchant le tout, la zone houillère axiale et la nappe du Grand St-Bernard, étudiées par J.-M. VALLET (1950), E. WEGMANN (1923), et R. JÄCKLI (1950).

P R E M I È R E P A R T I E

Stratigraphie

Chapitre I

La zone de Ferret

Introduction

Les Schistes de la zone de Ferret sont une série épaisse de plus de 1000 m, représentant la plus grande partie de ce que M. LUGEON appelait les «Schistes lustrés». Ce sont les roches de cette série que les vignerons de la région appellent les «brisés».

Pour la première fois des subdivisions furent introduites par R. TRÜMPY dans le massif de la Pierre Avoi. Il distingua les sous-zones suivantes:

- 1° Trias au contact avec l'Ultrahelvétique.
- 2° Grès et schistes inférieurs contenant, tout à la base, des niveaux conglomératiques.
- 3° Calcschistes moyens.
- 4° Couches de l'Arolay.
- 5° Schistes noirs et quartzites.
- 6° Couches de St-Christophe.

Dans la région sédunoise, d'importantes variations de faciès nous ont amené à la classification suivante, qui conserve les sous-zones de R. TRÜMPY, bien discernables sur le terrain.

- 1° Trias au contact avec l'Ultrahelvétique.
- 2° La série inférieure qui comprend:
 - a) le conglomérat de base et des schistes noirs;
 - b) les Grès et schistes inférieurs englobant les calcschistes moyens, envahis par le faciès gréseux.
- 3° La série moyenne qui comprend:
 - a) les couches de l'Arolay très réduites;
 - b) des schistes noirs également très minces.
- 4° La série supérieure: couches de St-Christophe.

Le Trias de base

Introduction

Une bande de Trias jalonne le front pennique, laminée entre les schistes aaléniens ultrahelvétiques et la masse du Flysch de Ferret. Ces terrains ne dépassent pas, à une ou deux exceptions près, quelques mètres d'épaisseur. Généralement, partout où le contact pennique ultrahelvétique est visible sous la moraine, le Trias est présent, et il est très rare d'observer les Schistes chevauchant directement sur l'Ultrahelvétique.

Des écailles «anticlinales» triasiques affleurent au milieu de l'Aalénien, se rapprochant parfois à moins de 30 m du Trias pennique. Celui-ci se reconnaît à son laminage intense et à l'absence de schistes bleus ou lie de vin.

Lithologie et pétrographie

L'écrasement de cette zone empêche complètement l'établissement d'une échelle stratigraphique. Aussi nous contenterons-nous de citer les roches que nous y avons rencontrées.

1. *Le gypse*. Il est toujours très impur. A la patine, il se présente couvert d'un enduit terreux de teinte jaune ou ocre. A la cassure, la roche montre de nombreuses inclusions de limonite, de magnétite, de pyrite, de schistes micacés verdâtres, de grains de quartz, de paillettes de muscovite. Notons que les gypses ultrahelvétiques sont beaucoup plus purs et plus blancs.

2. *Les argilites siliceuses* sont les roches les plus fréquentes du Trias, et les seules conservées en cas de laminage intense. Ce sont des roches schisteuses dures, de teinte jaune clair ou vert clair, généralement douces et savonneuses au toucher. En lame mince apparaît un feutrage de grains de quartz extrêmement petits et de paillettes de séricite; des résidus argileux très disséminés dans la pâte donnent la teinte jaune. Accessoirement se rencontrent de petits cristaux de pyrite, des grains de quartz recristallisant dans des vides, et quelques baguettes de tourmaline authigène.

3. *Les schistes jaunes* se distinguent des argilites à leur foliation plus facile et à leur teinte plus foncée. Habituellement légèrement carbonatés, ils sont exceptionnellement entrelardés de lits très fins de calcite jaune. A l'affleurement, ils sont le plus souvent terreux et leurs débris montrent des vides laissés par des grains de pyrite oxydée et dissoute.

4. *Les schistes bleus* sont rarement présents. Lustrés, soyeux, ils affleurent mal et sont généralement liés aux grès.

5. *Les grès* varient quant à la composition et la taille des grains suivant les variétés. C'est une roche très dure, en bancs de 5 mm à 2 cm d'épaisseur, massive, grise ou rousse à la patine, jaunâtre ou bleutée à la cassure, à grain très fin et à ciment calcaire. Lorsque le teneur en calcite tombe à moins de 10 %, la roche passe à un quartzite calcifère; si elle dépasse 80 %, c'est un calcaire gréseux. Les grains de quartz ont de 0,05 mm à 0,3 mm. En quantité variable, se trouvent toujours des cristaux d'ankérite, des restes opaques d'oxyde de fer et de l'albite de néoformation (0,3 mm).

6. *Les calcaires dolomitiques* forment quelques rares bancs de quelques décimètres d'épaisseur. Durs et massifs, marmorisés, de cassure et de patine jaune, ils se montrent toujours très écrasés et parcourus par d'abondantes veines de calcite blanche. Le plus souvent, ils sont liés aux argilites ou aux schistes jaunes.

Principaux affleurements

Nous décrirons les affleurements en remontant la vallée du Rhône, de Châteauneuf à Sierre.

Sur le premier kilomètre, partie W de la colline de Mont d'Orge, le contact Ultrahelvétique-Pennique est caché sous la moraine, les alluvions ou les éboulis. Les premières roches triasiques affleurent à 300 m à l'W du lac de Mont d'Orge. Là, le chemin parti du hameau de La Mura et descendant dans la plaine en direction de Châtro, quitte la moraine et entre dans des éboulis issus des Schistes affleurant 10 m plus haut (colline 684 m). La tranchée du chemin a décapé la roche en place sur 5 m, mettant à nu un mauvais affleurement de Trias. Deux bancs de calcaire dolomitique de 1 m, fortement calcitisé, encadrent 3 m de schistes jaunes et d'argilites siliceuses. Il est pratiquement impossible de mesurer une direction ou un pendage, tant la roche est délitée et terreuse. M. LUGEON avait déjà décrit cet affleurement, lié à des schistes aaléniens, ce que je n'ai pas pu constater. L'attribution de ce Trias à l'Ultrahelvétique est peu probable, puisque la base des Schistes émerge de ses éboulis 10 m plus haut, et que les schistes aaléniens affleurent en aval, le long du chemin et dans le lit du ruisseau, sur une trentaine de mètres.

La dépression occupée par le lac de Mont d'Orge est bordée vers le S par les Schistes, au N par une petite colline morainique et couverte de vigne. Si la roche n'affleure pas, les murs des vignes contiennent

beaucoup de blocs de calcaire dolomitique. Comme les matériaux des murs sont généralement pris sur place, il est fort probable que le Trias passe dans cette colline. Les schistes aaléniens affleurent sur son versant N, à la bifurcation des deux chemins cartographiés.

Du lac de Mont d'Orge jusqu'à la route de Savièse, tout disparaît sous la couverture morainique. Mais au-dessus de la route, la roche affleure à nouveau dans une petite colline allongée SW-NE, culminant à 720 m. Les schistes aaléniens forment la partie W de la crête, passent au sommet et se retrouvent dans le versant N. Sur l'Aalénien repose le Trias, représenté par 1 m de schistes jaunes, d'argilites, dans lesquels sont inclus quelques fragments de schistes gris bleu et de calcaire dolomitique. Sur le versant N de la colline, ce Trias disparaît et les Schistes chevauchent directement sur l'Aalénien. Ce contact se dirige vers une petite dépression morainique, large de 80 m, limitée au N par l'Ultrahelvétique, au S par les Schistes. A 200 m du sommet de la colline, une doline se dessine dans la moraine, précédée d'un bloc de calcaire dolomitique, jalonnant le Trias qui détermine sans doute le fond de la dépression.

Celle-ci passe sous le village d'Ormona et se suit encore sur 400 m dans des prés jusqu'aux vignes où réapparaît le Trias dolomitique, sous le sommet de Lentine, point 775 m, où s'élève la station émettrice de Savièse. D'autre part, un défonçage dans une vigne a ramené à la surface des fragments d'argilite. A 50 m au N du sommet, le long d'un petit bisse, au milieu de la moraine, affleurent 30 cm d'argilites jaunes, et 10 m plus au N, sur le chemin, les schistes aaléniens.

Dans cette zone, M. LUGEON a décrit plusieurs affleurements de Trias que des travaux dans des vignes avaient mis à jour en 1899, 1904 et 1908; schistes blancs, schistes gris, gypse, tout a maintenant complètement disparu.

Du sommet de Lentine à la vallée de la Sionne, le Trias ne réapparaît plus. Les Schistes disparaissent sous la moraine, la limite suivant à peu près le chemin qui descend dans la vallée de la Sionne. A l'altitude de 723 m, ce chemin est rejoint par celui qui descend de St-Germain; 20 m au-dessus de la bifurcation, les Schistes chevauchent sur l'Ultrahelvétique sans coussinet de Trias.

Dans la vallée de la Sionne, le front pennique passe au coude de la rivière, 60 m en amont du virage de la route de Champlan coté 602 m, et suit la direction NNE de la vallée sur plus de 250 m. Le Trias affleure dans la pente raide de la rive droite, réduit à 10 cm de grès schisteux roux, très quartzeux, à gros grains d'ankérite. Accompagné de délits sporadiques de schistes bleus, ce Trias, pris entre l'Aalénien et les Schistes, se distingue très difficilement sur le terrain.

En continuant vers le NE, on arrive dans une petite combe morainique qui cache la zone de contact. Elle ne réapparaît que dans la terminaison E de la colline de Comèra, à 840 m d'altitude. Une petite faille remonte l'Aalénien sur les Schistes, et le compartiment E, surélevé, montre 1 m de schistes jaunes sous les Schistes. Bordée au N par l'Aalénien, la dépression s'élargit et débouche sur le plateau de Grimisuat. Sur plus de 600 m, la zone de contact disparaît sous une épaisse couverture morainique.

Le Trias ne réapparaît, avant la terminaison E du plateau, qu'à la limite des communes de St-Léonard et de Grimisuat (altitude: 805 m). Il s'agit, au pied d'une cabane de vigne, d'un bloc de rocher presque entièrement en Aalénien avec 20 cm de schistes jaunes carbonatés, redressés à la verticale, dans sa partie S.

Le chemin qui va de Signèse à Argnou recoupe à 760 m d'altitude un affleurement de Trias émergeant de la moraine et montrant la coupe suivante du N au S:

- 1° Schistes aaléniens.
- 2° Gypse de teinte jaunâtre, associé à des grès peu calcaires, 1 m.
- 3° Schistes jaunes, carbonatés, à cristaux de pyrite, 0,30 m.
- 4° Argilites vert clair, très dures, fortement quartzitisées.

A quelque 40 m plus bas, la zone de chevauchement est à nouveau visible le long du bisse qui arrive au village de Signèse. Trois affleurements séparés les uns des autres par une dizaine de mètres de moraine montrent du N au S:

- 1° Schistes aaléniens.
- 2° Argilites schisteuses, vert clair, 2 m.

- 3° Grès calcaires mélangés aux argilites, 1 m.
- 4° Schistes verts, terreux, très plissotés, 3 m.
- 5° Schistes de la base des Schistes de Ferret.

Au-dessous du bisse, la moraine cache tout jusqu'au bisse inférieur, 60 m plus bas. Mais le long d'un chemin nouvellement établi, la terre devient jaune et contient des éléments de schistes sur une dizaine de mètres, marquant ainsi le passage du Trias. Le bisse inférieur donne la meilleure coupe de cette zone; du N au S :

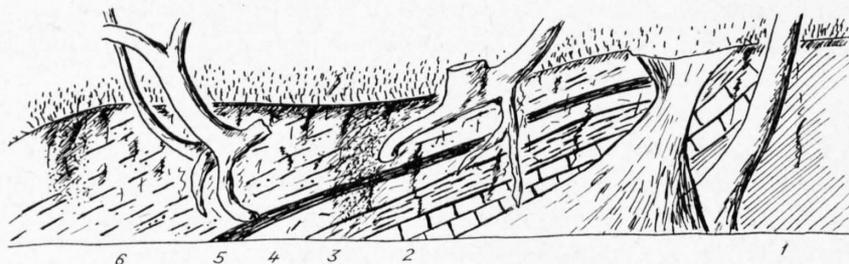


Fig. 1. Coupe du Trias au bisse inférieur entre Signèse et Argnou

- 1° Schistes aaléniens.
- 2° Calcaires dolomitiques calcitisés, 0,70 m.
- 3° Schistes terreux, gris foncés, calcitisés, 0,20 m.
- 4° Gypse grenu, limoniteux, 0,40 m.
- 5° Argilites schisteuses, jaunes, claires, 0,10 m.
- 6° Schistes de la base des Schistes de Ferret.

Un voile d'éboulis recouvre toute la partie de la rive droite de la Lienne au-dessous de ce bisse. Seule affleuré au milieu de ces éboulis une lentille de gypse d'une quinzaine de mètres d'épaisseur.

La vallée de la Lienne, du point 519 à l'Usine Electrique, point 548, a une direction NE, déterminée par le passage du Trias. La rive droite est taillée dans l'Aalénien, la gauche dans les Schistes. Sur 1200 m le Trias est masqué soit par les alluvions, soit par les éboulis. 50 m en amont de l'Usine Electrique, le gypse émerge des alluvions sur 15 m. De là, si l'on regarde en direction du point 795, on remarque dans la grande éraillure terreuse, grise, du fond de la vallée, une traînée jaune. Il s'agit d'un banc de 0,50 à 1 m d'argilites, schisteuses, très dures, avec quelques lits de grès fins.

En direction de Lens, le front pennique disparaît à nouveau sous les éboulis, pour réapparaître au NE du mont Sarmona où le coussinet de Trias manque. Le plateau herbeux qui borde la route de Lens à Icogne est morainique et se prolonge jusqu'au-delà du lac de Le Louché. 100 m au-dessus du lac, le long du chemin qui mène à Tsantové, les Schistes chevauchent l'Ultrahelvétique apparemment sans Trias. Mais dans les prés, à droite du chemin, un banc de grès roux très durs émerge de la moraine. A ces grès sont associées des argilites vertes. Une doline douteuse pourrait marquer la présence de gypse.

De Lens à Montana Village, presque toute la pente est recouverte de moraine, et la roche en place n'affleure que dans les lits des ruisseaux. Le premier torrent qui descend de l'étang de Lens a enlevé la moraine sur tout son parcours. A 1200 m d'altitude le Trias est représenté uniquement par 0,20 m d'argilites jaunes. Tel n'est pas le cas pour le deuxième torrent, issu des étangs de Crans: la zone de contact est masquée sur 20 m par de la moraine qui repose sur l'Aalénien en amont et sur les Schistes en aval.

A 1200 m, sous la Clinique Militaire, une doline profonde de 15 m met à jour une paroi de 10 m de gypse, sur son versant S. Dans le fond de la doline se perd un petit ruisseau d'eaux polluées, collectées dans la région de la Clinique. Le gypse affleure ensuite largement au dernier virage de la route avant Montana Village, et dans les prés aux alentours. Recouvert en partie par de la moraine, il réapparaît sous

le village et forme une doline dans les prairies voisines du Châtelard. Le sommet lui-même du Châtelard (1176 m), de même que tout le versant gauche de la combe profonde qu'il domine, montrent une couche de gypse qui doit atteindre plus de 50 m de puissance. Elle s'appuie dans le fond de la dépression sur des schistes aaléniens, redressés à la verticale.

Le versant E de cette combe est également taillé dans le gypse. Il s'agit d'un Trias que M. LUGEON déjà avait attribué à l'Ultrahelvétique. Sa série stratigraphique est en effet plus complète, avec un banc de gypse de 20 m à la base, surmonté de 10 m de schistes jaunes et bleus et de 10 m de calcaire dolomitique partiellement cornieulisé au sommet. Cette série se retrouve en toute ou en partie dans les tournants de la route au-dessus du village de Loc.

Le vignoble entre Loc et Sierre est entièrement planté sur la moraine. A la cote 700 m, dans le cours de la Bonne Eau, affleure un massif de gypse et de calcaire dolomitique dans les schistes aaléniens. Il s'agit encore de Trias ultrahelvétique, séparé du pennique par des schistes noirs visibles dans le lit de La Loquette un peu plus au S.

M. LUGEON cite encore du Trias pennique au-dessus du village de Villa, pennique parce que lié à de petits fragments de roches gréseuses. Nous n'avons pas retrouvé ces roches, alors exhumées lors du défonçage d'une vigne. Quant au massif gypseux de la colline de Pradec, il semble se rattacher à l'Ultrahelvétique: les couches sont peu plissées, le pendage constant, et il est accompagné d'un gros banc de calcaire dolomitique, ce qui est rare dans le Trias du front pennique.

Conglomérat et Schistes de la base

La série des Schistes du Val Ferret débute par une dizaine de mètres où les schistes sombres sont nettement plus abondants que dans le reste de la série. Dans les schistes s'intercalent de petits bancs gréseux, microconglomératiques ou grossièrement conglomératiques.

Disons tout de suite que cette définition souffre d'importantes exceptions, et il arrive que la série débute d'emblée par des formations plus récentes. Est-ce par laminage, ou est-ce une lacune stratigraphique? La chose est difficile à dire dans une zone aussi écrasée. Nous décrirons cette formation d'W en E.

Au N des collines des Maladaires et de Mont d'Orge, la base de la série des schistes n'est jamais visible, cachée par la moraine, les alluvions ou les éboulis. La première bonne coupe que l'on rencontre se trouve dans la tranchée d'une nouvelle route partant du hameau de La Mura et allant au petit plateau morainique de Dioly. Sur le Trias viennent 10 à 15 m de schistes où sont interstratifiés des bancs de grès. Les schistes sont gris noir, très argileux et contiennent beaucoup de séricite qui confère à la roche son aspect lustré. Sans la présence des bancs de grès, rien ne les distinguerait de l'Aalénien sous-jacent. Les grès se présentent en bancs de 0,10 à 0,20 m d'épaisseur, à patine rousse et à cassure jaune. La surface des strates montre la trace de nombreux cristaux de pyrite. En lame mince, les grains de quartz (1,5 mm de diamètre) montrent une extinction roulante s'ils ne sont pas complètement cataclasés. La pâte de la roche est faite de grands cristaux de calcite orientés parallèlement à la stratification. Notons de rares graviers de dolomie jaune et grossièrement cristallisée, ne dépassant pas 1 mm. La séricite, la chlorite et l'albite sont accessoires.

Jusque dans la région de Lentine, la base de la série n'apparaît pas, cachée par la moraine. Près des antennes émettrices, une tranchée montre, directement sur le Trias, des faciès gréseux, presque totalement dépourvus de schistes. Quoique de grain plus fin et moins écrasé, ce grès ressemble à celui que nous avons décrit le long de la route de Dioly. Notons une plus grande abondance de cristaux d'albite (0,5 mm). Si les galets de dolomie restent rares, le matériel détritique est abondamment représenté par de la muscovite et de la biotite. 6 m plus haut dans la série, l'albite augmente encore de taille (1 mm) et de quantité. Et dans les éléments détritiques, un galet de roche à chloritoïde et quartz accompagne le quartz et la biotite. Le fait que cette roche soit peu écrasée et que les schistes fassent défaut semble indiquer qu'ici le faciès gréseux ait envahi toute la base de la série. Une influence tectonique qui aurait fait disparaître les schistes aurait aussi écrasé les grains de quartz.

Puis la moraine cache à nouveau la base de la série jusqu'à la rupture de pente du plateau, au-dessus de la vallée de la Sionne. Les faciès argileux reprennent leur importance normale, et les conglomérats, en bancs de 0,20 m, sont bien visibles le long du chemin qui va vers St-Germain. Les éléments, tous de dolomie brune, ont entre 0,5 et 1 cm de diamètre. Certains montrent, en lame mince, des restes d'organisme qui sont probablement des diplopores. La pâte est gréseuse, contenant quelques gros grains de quartz, de la muscovite et de l'albite. Du quartz, de la calcite et de l'albite de néoformation se développent souvent à l'intérieur des galets dolomitiques. Dans les schistes s'intercalent également, 5 m plus haut, des bancs de 1 à 2 cm de quartzites beige clair. De gros grains de quartz (1 mm) nagent dans une pâte fine de quartz accompagnés d'un peu d'albite, de muscovite et de tourmaline.

Au niveau de la vallée de la Sionne, sur les deux rives le conglomérat a disparu, et dans les schistes seuls restent des grès grossiers. Les schistes sont ici très durs et compacts. La teneur en quartz très fin dépasse 50%, et dans la pâte recristallisent de petites lentilles de quartz de 0,6 mm de long et 0,2 mm de large. Les grès ne montrent plus que de rares graviers dolomitiques de même taille que les autres éléments détritiques (1 mm).

Cette série se poursuit dans la direction du NE, toujours sans conglomérat. La butte où est bâti le hameau de Comèra montre, dans les schistes durs, quartzeux et sériciteux, des intercalations de bancs de calcschistes très fissiles. Les grès sont microconglomératiques et contiennent des lits à gravillons de dolomie de 1 à 2 mm de diamètre, dont quelques-uns montrent des fragments de diplopores.

Sur tout le plateau morainique de Grimisuat, la base de la série n'affleure plus jusqu'aux tranchées ouvertes le long des deux bisses de Signèse, dans le versant droit de la Lienne. Là, les calcschistes sont épais, gris, très fissiles; la quantité de quartz inclus est minime. Les grès, à grain fin, contiennent quelques gros grains de quartz cataclasés et, plus rarement, de la dolomie et de l'ankérite. Le faciès conglomératique est donc extrêmement réduit.

Cette formation affleure au fond de la vallée de la Lienne, au bord de la route, 20 m avant le pont coté 519 m, mais avec un faciès très différent de celui que nous avons vu précédemment: c'est un conglomérat grossier et polygénique. La pâte de la roche est toujours un grès calcaire grossier où les grains de quartz sont très écrasés, l'albite, en grandes plages subquadrangulaires souvent entourés d'une couronne de petits cristaux de calcite. La muscovite, la séricite, la chlorite et la tourmaline abondent. Les galets sont pour la plupart des dolomies brunes de 1 à 5 cm de diamètre, mais les plus gros sont des roches cristallines de la famille des granites (20 à 30 cm de diamètre). Des lames minces ont montré le quartz en grandes plages à extinction franche, l'orthose et l'albite (10 à 20% d'an.) souvent en échiquier, fortement kaolinisées, et la chlorite abondante. Des granites de texture plus fine contiennent des plagioclases à 40% d'an., très altérés, des orthoses kaolinisées, des quartz à extinction roulante, de la biotite décomposée en clinocllore et quelques grains d'apatite.

Le Quaternaire entoure cet affleurement de part et d'autre et l'extension du conglomérat polygénique, qui semble fort limité, ne peut être définie avec certitude. En amont de l'Usine Electrique cette formation doit affleurer dans une paroi impraticable. Au haut de la paroi, avant de disparaître à nouveau sous les éboulis, la base des Schistes est affectuée de petites failles. Le Trias et le conglomérat ne se retrouvent pas à ce niveau. La série débute par des grès massifs qui ne montrent pas le moindre faciès conglomératique.

Au sortir du Quaternaire au NE du Mont Sarmona, le conglomérat chevauche directement sur l'Aalénien. Il est monogénique et les galets de dolomie ne dépassent pas un centimètre de diamètre. Toujours avec la même composition, il se retrouve sur le Trias du lac de Le Louché, dans des schistes noirs. Mais les grains de dolomie ne dépassent pas 2 à 3 mm. L'albite néoformée y est très abondante.

Les coupes faites par les ruisseaux qui descendent des étangs de Lens et de Crans ne laissent pas observer de conglomérats. Les affleurements sont fortement calcitisés et leur faible dimension (quelques décimètres carrés) rendent les observations peu certaines.

Posés sur le gypse du Châtelard, 10 m de schistes noirs, argileux, contiennent des bancs gréseux de 1 à 2 cm d'épaisseur, dont les plus inférieurs sont très finement conglomératiques à grains de 1 mm de dolomie. A partir de là, la base de la série disparaît définitivement sous la moraine.

Cette formation basale de schistes noirs à bancs de microconglomérats et de conglomérats a donc une grande constance. Elle se suit sur une distance de 20 km, mais ses affleurements ne sont pas assez continus pour que l'on puisse tirer des conclusions certaines de ses variations. Tout au plus semble-t-il que le conglomérat soit monogénique et les grains petits de Savièse à la Lienne, avec une exception au niveau de la vallée de la Sionne. De la Lienne à Montana Village la taille des éléments semble décroître régulièrement: très grossiers dans la Lienne, moyens à Sarmona, petits à Le Louché et microscopiques à Montana. Mais les affleurements sont très éloignés les uns des autres, et toute conclusion paléogéographique serait aléatoire.

Grès et Schistes inférieurs

Introduction

Cette série fut définie pour la première fois par R. TRÜMPY, dans la région de la Pierre Avoi (1952, p.342): «schistes cartonnés et grès à patine rousse ou ocre, tantôt en petits lits, tantôt en bancs jusqu'à 1 m. Les grès sont assez siliceux, passant même à des quartzites, micacés et parfois feldspathiques, plus ou moins ferrugineux, parfois microbréchiques avec des fragments ankéritiques».

Cette définition s'applique, en gros, très bien à notre région. Mais sur ses 20 km d'extension, cette unité subit passablement de variations de faciès. Notons aussi que la série des calcschistes moyens, qui, à la Pierre Avoi, surmontent les Grès inférieurs, ne se retrouvent pas au N du Rhône. Le faciès gréseux a envahi toute la partie inférieure des Schistes de Ferret.

Une série de coupes fera ressortir les variations de faciès de cette formation.

Colline des Maladaires

Toute la partie W de la colline des Maladaires est constituée par les Grès inférieurs, sur 1 km de long, ce qui représente, compte tenu de la direction et du pendage des couches, une épaisseur de 400 m. La base de la série est cachée sous les alluvions. De l'extrême pointe de la colline au sommet 569,1 les grès calcaires sont en bancs de 1 à 10 cm d'épaisseur, à patine grise ou rousse, à cassure bleue, moins souvent jaune, séparés par de rares lits schisteux bleus. Le quartz se présente sous forme soit de grains subarrondis (0,4 mm), à extinction franche, soit d'agrégats qui représentent d'anciens grains écrasés. Les cristaux d'albite, sans forme cristalline nette, ont la même taille que les grains de quartz.

Vers le haut de la série, les lits de schistes bleus augmentent jusqu'à devenir presque aussi abondants que les grès. Ces schistes sont, en fait, une roche contenant surtout du quartz complètement écrasé et disposé en bandes séparées par de la matière argileuse noire et de la séricite.

A l'échelle de la coupe mince apparaît souvent un microplissement très intense.

Les schistes tout au sommet de la série vont devenir toujours plus abondants et le passage à la série moyenne se fait progressivement.

Colline de Mont d'Orge

La colline de Mont d'Orge présente la même structure que celle des Maladaires: toute sa partie W est en Grès inférieurs. Leur épaisseur totale y atteint 450 m. Les faciès sont analogues à ceux que nous avons décrits plus haut. La partie inférieure affleure magnifiquement le long de la route qui, du Pont de la Morge, suit à peu près la crête W. Les schistes augmentent d'importance vers le haut de la série où les grès deviennent très clairs, à cassure presque blanche.

Tout au sommet de cette formation, dans les schistes affleurent quelques bancs conglomératiques, bien visibles le long du bisse inférieur. A l'exception de quelques galets qui atteignent 5 cm, la plupart ne dépassent pas 1 cm. Les dolomies ocre en constituent le 50%; les autres sont des calcaires bleu foncé, finement cristallisés, des schistes sombres très étirés, des calcaires fins oolithiques ou microconglomératiques et des quartzites sériciteux blancs.

Au-dessus de ces conglomérats, sans transition et sans limite précise, viennent les formations moyennes.

Pentes de Lentine

Les Grès inférieurs affleurent largement, dans le vignoble entre le plateau de Savièse et la route qui, de Sion, y conduit. Partout des grès plaquetés, à patine rousse et à cassure bleue ou jaune clair, servent de soubassement aux murs des vignes. Tout au sommet de la pente, des carrières de dalles furent autrefois exploitées. Notons que les schistes sombres ont ici une importance beaucoup plus réduite qu'aux Maladaires ou à Mont d'Orge: c'est que tout le sommet de la série manque. Réduits probablement par laminage, les Grès inférieurs ne dépassent certainement pas 200 m au niveau du point 658, s'épaississent vers l'E pour atteindre 300 m dans la coupe de la vallée de la Sionne, où la partie supérieure manque toujours de même que toutes les unités supérieures des Schistes.

De la Sionne à la Lienne

Entre la Sionne et la Lienne, la série des Grès inférieurs est à nouveau complète et va même en s'épaissant; de 300 m dans la Sionne, elle passe à 550 m au niveau du village Champlan et croît progressivement pour atteindre 600 m à la vallée de la Lienne.

La colline de Clavau a, en somme, la même structure que celles des Maladaires et de Mont d'Orge, avec toute sa partie W sculptée dans les Grès inférieurs. La route de Sion à Champlan ouvre une très bonne coupe dans la base de la série, sur la rive gauche de la rivière, entre le point 602 et la courbe suivante. Affleurent sur 20 m des grès à cassure bleue souvent assez sombre, alternant avec des bancs de schistes marneux très foncés. Les grès sont les mêmes que ceux décrits jusqu'ici. Le quartz s'y montre fortement cataclaté. Certains lits, à côté de la muscovite, de la biotite, des zircons, contiennent des grains de 1 mm de dolomie. Le passage du conglomérat basal aux Grès inférieurs est très progressif. Parmi les minéraux de néoformation, l'albite se distingue par sa grande abondance. Les schistes noirs contiennent peu de calcite, presque uniquement du quartz écrasé, de l'argile opaque et de la séricite.

Identique, cette partie inférieure se retrouve sous le village de Comèra, et dans la crête qui le domine, puis le long de la route de Grimisuat, au hameau de Les Combes. Plus à l'E on la suit, du point 791,1 à travers de petits affleurements dans les vignes, jusqu'au village de Signèse. Sur la rive droite de la Lienne, ces grès bleus à intercalations schisteuses se retrouvent, montrant cependant une moins grande quantité d'albite de néoformation.

La partie supérieure de cette série de grès, a dans cette région le faciès que nous avons rencontré jusqu'à maintenant. Les grès sont de teinte générale claire, jaunâtre ou presque blanche et le plaquetage régulier en bancs de 1 à 2 cm. Les schistes prennent plus d'importance vers le haut et passent à la formation moyenne après une assise grossièrement gréseuse de 20 à 30 m d'épaisseur, sans doute équivalent des conglomérats du bisse inférieur de Mont d'Orge.

Un large plateau glaciaire, entre Champlan et Signèse, ne laisse observer cette zone que dans des fouilles artificielles ou au pied des murs de vignes, sauf sous Les Combes, à Signèse sous le point 716, où elle forme de larges affleurements. Enfin dans la coupe de la vallée de la Lienne, les couches sont visibles sur leur tranche, et la limite supérieure est difficile à définir. Il est même possible que la partie sommitale de la série fasse défaut.

La Montagne du Châtelard de Lens

A nouveau nous nous trouvons devant la même structure: toute la partie W de la montagne est taillée dans les Grès inférieurs qui continuent à s'épaissir pour atteindre 600 à 700 m.

Sous le plateau des Planisses, rive gauche de la Lienne, la série est encore la même. Notons cependant que, dans la partie basale, les schistes quartzeux sombres sont remplacés par des schistes plus calcaires, plus grossiers et de teinte claire. Les grès sont très fins et les grains de quartz ne dépassent pas 0,02 mm, noyés dans une pâte calcaire abondante. L'albite néoformée a la même taille et la même fréquence que le quartz. Dans sa partie médiane, entre le village de St-Léonard et la Chapelle de St-Nicolas de Flue, la série des Grès inférieurs montre des bancs de l'ordre de 5 cm d'épaisseur et passablement d'intercalations schisteuses. Le sommet de la série, de même que sur la rive droite, semble faire défaut.

Dans le versant N du Châtelard les parois dominant la Lienne montrent la coupe suivante :

1. A la base 100 à 150 m de grès plaquetés à patine rousse et à cassure jaune clair, alternant avec des schistes calcaires et finement gréseux.

2. Dans la partie médiane, 400 m de calcaires gréseux fins, à cassure bleue, à patine claire, en bancs de 10 à 50 cm, alternant avec des schistes sombres, compacts, durs, à quartz en grains très petits, séricite et argile. Cette formation constitue les hautes parois qui dominent le bisse inférieur à l'altitude de 800 m.

3. Au sommet, 100 m de grès sans schistes noirs à grains de quartz grossiers, à cassure presque blanche et patine grise. Ils affleurent particulièrement bien dans les pentes au-dessus des Planisses.

Donc, si la partie inférieure ne s'est que peu modifiée, la partie médiane est considérablement épaissie, sans pour autant beaucoup changer de lithologie, si ce n'est que les bancs gréseux sont plus massifs. De plus, la série s'est complétée vers le haut par des grès grossiers, sans doute équivalents de ceux de Clavau, mais plus épais.

De Lens à Sierre

Le versant de la vallée du Rhône entre Lens et Sierre est entièrement taillé dans les Grès inférieurs qui affleurent dans les coupes naturelles des ruisseaux ou artificielles des routes. Les pendages dans toute cette région sont très variables, et il est difficile d'estimer l'épaisseur de la série, qui doit atteindre 800 à 900 m. Sous la moraine les affleurements sont très discontinus et la roche, le plus souvent, profondément calcitisée par la circulation des eaux. Plutôt qu'une description systématique de chaque affleurement, nous donnons la coupe synthétique suivante (de bas en haut, soit du N au S) :

1. Les grès plaquetés et les schistes calcaires et marneux. Ils correspondent à la base de la coupe précédente. Epais de 100 à 150 m, assez tendres, ils déterminent des pentes douces prolongeant celles dues à l'Aalénien plus au N.

2. Une alternance de gros bancs de calcaires gréseux : 150 m. L'affleurement le plus typique se trouve le long de la route entre Chermignon d'en Bas et Chermignon d'en Haut, un peu après le point 966. Les grès ont une patine grise et une cassure bleue. Les grains de quartz sont toujours cataclasés (0,01 à 0,04 mm). De même grandeur, l'albite néoformée est rare. La calcite représente plus du 90 % de la roche. Assez résistantes à l'érosion, ces couches déterminent dans la topographie une pente un peu plus raide au-dessous du village de Chermignon d'en Haut (entre 1000 et 1120 m).

3. Sur le replat de Chermignon d'en Bas, des grès clairs plaquetés plus finement : 100 m. Les bancs sont de l'ordre du centimètre, séparés par de nombreuses intercalations de schistes noirs très fins.

4. Un complexe de bancs calcaires purs, de calcaires gréseux, de quartzites calcifères et de schistes rares : 200 m. C'est la dernière pente qui domine la vallée du Rhône, en-dessous de la cote 800, dans les vignobles de Champsabé et de Corin. Dans un calcaire très écrasé et contenant peu de quartz, nous avons trouvé quelques restes organiques limonitisés, tous indéterminables spécifiquement. Il s'agit probablement de fragments d'oursins : surfaces opaques percées de pores minuscules. Un radiolaire non limonitisé, mais fragmentaire, se rapproche par sa taille et celle de ses pores de la sous-famille des *sphaeropylinae* DREYER. Ce qui ne nous apprend rien de l'âge de la formation, puisque leur répartition est très longue (Cambrien-Récent). Quelques bancs de quartzite contiennent des galets microscopiques de dolomie jaune.

5. Calcaires bleus et grès : environ 20 m. Il s'agit d'une lentille de calcaire très fin qui affleure, au milieu des grès, 500 m en aval du village de Noès.

Conclusions

Cette partie inférieure des Schistes de Ferret a donc une grande continuité : elle est même la seule unité de ces Schistes à être constante au N du Rhône.

Dans un essai de synthèse, nous avons tenté de paralléliser six coupes stratigraphiques. Remarquons que les limites entre les différentes zones sont sujettes à discussion : le passage de l'une à l'autre est toujours très continu et les différences sont, en somme, assez minimes. A l'échelle de l'échantillon, par exemple, aucune distinction ne pourrait être faite, des grès plaquetés minces se trouvant fréquemment au milieu

d'une série de bancs massifs, ou inversément. A la manière d'affleurer de la roche, les différences ressortent, et l'on peut tracer des limites.

Quoi qu'il en soit, deux faits frappent à première vue: l'épaississement de la série d'W en E, et l'individualisation des zones croissant suivant la même direction.

L'épaississement de la série semble paradoxal. Nous savons en effet que plus à l'W, dans le massif de la Pierre Avoi, cette série atteint plus de 1000 m. Dans le haut Val Ferret elle arrive à 1200 m. Dans la direction de l'E, par contre, le Flysch disparaît et ne se retrouve plus en amont de Sierre. Si cette disparition est due à une absence de dépôt, on s'attendrait à voir la série s'amincir dans cette direction.

L'individualité des zones croissant avec l'épaisseur est un fait tout aussi paradoxal. C'est en effet en direction de l'W que cette série va se subdiviser en deux complexes bien caractérisés (les Grès inférieurs et Calcschistes moyens de la Pierre Avoi).

Ces deux faits s'expliquent par un laminage plus intense à l'W qu'à l'E. La série serait ainsi réduite, les bancs massifs, cassés, perdent leur individualité, les faciès schisteux dus à l'écrasement se développent.

Série moyenne

Introduction

Définie par R. TRÜMPY dans la région de la Pierre Avoi, cette série essentiellement calcaire et schisteuse y atteint environ 400 m. Très réduite au N du Rhône, elle ne dépasse pas une vingtaine de mètres. Constituée d'un banc lenticulaire de calcaire et de schistes sombres, difficilement discernables des Grès inférieurs et des couches de St-Christophe sus-jacentes, elle n'est définie qu'en de rares points, situés le plus souvent sur des arêtes où l'érosion l'a mise en relief. Ailleurs, elle est inobservable ou absente.

Colline des Maladaires

La limite avec des Grès inférieurs n'est pas tranchée. Dans la série moyenne, les schistes sont plus abondants, non carbonatés, et ils contiennent des radiolaires en grande abondance. Puis, au milieu des schistes, une lentille de 10 m de calcaire forme une petite paroi dans le versant S de la colline. Il s'agit d'un calcaire pur, gris bleu à la patine et bleu à la cassure, finement cristallisé. Par place, de rares et petits grains de quartz, noyés dans la calcite, ne se reconnaissent qu'en lame mince. Ils sont accompagnés de grands cristaux d'albite néoformée. Ces calcaires représentent, sans doute, un dernier reste des calcaires de l'Arolay bien développés à la Pierre Avoi. Au-dessus du calcaire, les schistes argilo-quartzueux reprennent sur une dizaine de mètres, puis passent aux formations supérieures.

Ces schistes contiennent plusieurs espèces de radiolaires que nous avons pu étudier soit en lame mince, soit dans le résidu de la roche désagrégée à l'acide chlorhydrique.

Cenosphaera? abondantes mais spécifiquement indéterminables.

Theocapsa? correspond à la description de *T. obesa* RÜST (1885, p. 310, pl. XII), bien que cet auteur n'indique pas la taille des pores.

Dictyomitra aperta RÜST (1888, p. 210, pl. XXVII).

Dictyomitra voisine de *D. multicosata* du Crétacé de Californie (Dev.-Réc.).

Stylatractus Rothii RÜST (1888, p. 195, pl. XII). Décrite par cet auteur dans le Gault (Crét.-Réc.).

Trigonactura HKL (1887) Trias-Récent.

Lithocampe cretacea RÜST (1885, p. 313, pl. XIV).

Flustrellinae, *Cariospherinae* et fragments de *Dictyomitra* abondants.

Colline de Mont d'Orge

La série moyenne n'affleure sur la colline de Mont d'Orge que sous forme de schistes à radiolaires. Les calcaires massifs n'existent déjà plus. Les schistes dont l'épaisseur est difficile à déterminer (2 à 3 m) constituent des affleurements mal définis dans le versant S de la colline et atteignent l'arête W sous le ressaut sommital.

Lithologiquement semblables à ceux que nous avons décrits aux Maladaires, ils ne se différencient pas à priori des schistes inclus dans les séries limitrophes. Ce n'est que sous le microscope que la présence des radiolaires permet de les reconnaître.

Les familles les plus abondamment représentées sont, comme précédemment, les *Liosphaeridae* (*Cenosphaera*, *Cariosphaera*), les *Stichocorythidae* (*Dictyomitra*) et les *Astrophaeridae* (*Sphaeropyla*). Citons en plus :

Adelocyrtis Pantanelli (*Sethocapsa* Hkl) (Camb.-Réc.)

Theocapsa obesa Rüst (1885) (Camb.-Réc.).

Stichoformis radiata GÜMBEL (décrite dans Rüst 1885, p.317, pl. X, dans le Crétacé) Jurass.-Réc.

Colline de Clavau

Sous le sommet 760 m, le long de l'arête W la coupe est la suivante :

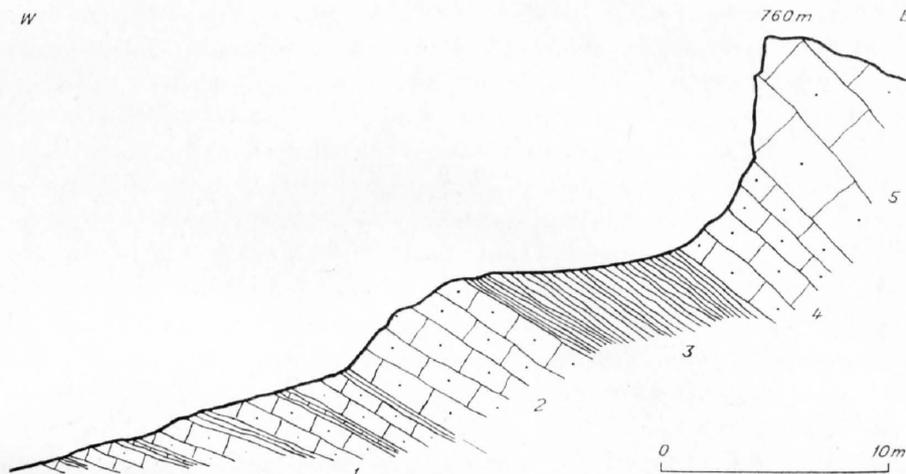


Fig. 2. Coupe au sommet de la colline de Clavau (arête W)

- 1° Grès inférieurs.
- 2° Calcaires bleus, gréseux, massifs.
- 3° Schistes bleus.
- 4° Grès clairs à patine bleue.
- 5° Grès de St-Christophe du sommet de la colline.

Le banc 2 de calcaires bleus contient des grains de quartz et quelques petits grains de dolomie accompagnés de grosses albites néoformées. A l'affleurement cette roche rappelle les calcaires bleus de la colline des Maladaires, que nous rattachions aux couches de l'Arolay. Cependant, par sa lithologie, elle semble appartenir au sommet des Grès inférieurs.

Les schistes sombres renferment par place de la pyrite, qui, par oxydation, leur donne une patine jaune. Lithologiquement en tout point identiques à ceux que nous avons décrits, ils contiennent des radiolaires. Ceux-ci sont rares, généralement brisées et pyritisées. Nous n'avons pas pu en dégager.

Le passage aux formations de St-Christophe est rapide, mais rien n'indique le chevauchement que M. LUGEON supposa dans cette région.

Montagne du Châtelard

Une coupe nouvellement ouverte par la nouvelle route des Planisses ne montre pas trace de ces schistes à radiolaires, sur l'arête W, à l'altitude de 710 m. Il est vrai que le chevauchement de la zone subbriançonnaise passe à quelque 50 m plus au S, écrasant fortement la zone qui nous intéresse.

A 1020 m, le bisse supérieur recoupe, toujours sur l'arête W, une zone calcaire qui est la base de la série supérieure. Là encore les schistes sont invisibles: la base de la paroi est cachée par ses éboulis.

Nous n'avons retrouvé les schistes à radiolaires que 30 m sous le sommet du Châtelard, dans les éboulis d'un châtelet du versant N. La roche affleure en paroi, les couches y sont coupées par la tranche, et il ne nous a pas été possible de situer exactement la provenance de nos échantillons. Les radiolaires que nous y avons trouvés sont les mêmes que précédemment: *Cenosphaera* et *Sphaeropyla* abondantes, dont une *Cenosphaera pachyderma* Rüst, *Adelocyrtilis Pantanelli*, *Theocampe regularis* Hkl, *Porodiscus*, etc.

Conclusions

Si réduite soit-elle, cette série moyenne est fort importante à cause de la faune qu'elle contient et qui détermine un âge crétacique (*Lithocampe cretacea*). Notons que presque toutes nos formes sont décrites par Rüst dans le Crétacé supérieur du Jura. Par ailleurs, elles se retrouvent dans le travail de CAMPBELL et CLARK sur les radiolaires du Crétacé supérieur de Californie.

Dans le massif de la Pierre Avoi les couches de l'Arolay sont datées de l'Urgonien par des Orbitolines. R. TRÜMPY attribue au Gault les couches schisteuses qui surmontent les calcaires de l'Arolay, par comparaison avec d'autres régions des Alpes. Il est probable que nos couches à radiolaires représentent le même étage.

Série supérieure

Introduction

Pour la série supérieure encore nous pouvons reprendre la définition donnée par R. TRÜMPY dans la région de la Pierre Avoi (couches de St-Christophe): «calcaires plaquetés, gréseux, passant à des quartzites calcifères, très micacés, en dalles irrégulières. Peu d'intercalations de schistes argileux. Patine brune ou jaunâtre.»

Le sommet, coupé en biseau par le chevauchement du Subbriançonnais, manque fréquemment, et l'épaisseur ne peut être évaluée. Il arrive même que le Subbriançonnais soit directement en contact avec les Grès inférieurs, et les couches de St-Christophe manquent complètement. Alors qu'à leur maximum de puissance elles atteignent 500 m.

Colline des Maladaires

Très monotone dans la colline des Maladaires, la série des grès de St-Christophe en forme les $\frac{2}{3}$ E. Il ne peut être fait aucune coupure dans ces 500 m de grès et de schistes. Notons seulement que les schistes ont à la base de la série une importance qu'ils perdent vers le haut. Ce fait montre une sédimentation continue avec les schistes à radiolaires. Sur plus de 400 m alternent des grès grossiers, des grès plaquetés, des calcaires gréseux et des schistes.

Les grès, faciès dominant de cette série, affleurent en bancs massifs de 10 à 20 cm d'épaisseur, à patine brune ou légèrement jaunâtre où les zones quartzieuses restent en relief rugueux sur les zones calcaires, plus facilement dissoutes.

Environ 50 m avant le sommet de la série, sur le faite de la colline, affleure un banc de quelques décimètres de conglomérat à galets de 5 mm. La pâte est un grès très calcaire, avec, accessoirement, des feldspaths roulés, décomposés, de la muscovite, de la biotite plus ou moins chloritisée. Les galets sont de nature très diverse, calcaire fin, calcaire marneux, dolomie rousse, quartzite, schiste à quartz et muscovite.

Au sommet les schistes ont complètement disparu.

Colline de Mont d'Orge

Les grès de St-Christophe forment presque toute la partie E de la colline de Mont d'Orge. La base de la série, faite de calcaires gréseux massifs, en constitue le sommet et l'arête E jusqu'à sa disparition

sous la moraine. Dans tout le versant S ils affleurent largement, et deux bisces y tracent de bonnes coupes. Epais de 400 à 500 m au-dessus de Corbassière, ils se réduisent à une centaine de mètres à l'E du lac de Mont d'Orge par disparition du sommet de la série.

Les caractéristiques lithologiques sont les mêmes qu'aux Maladaires: les schistes bleus, abondants à la base, marquent un passage progressif avec la série moyenne, et disparaissent rapidement. Les bancs de calcaires gréseux sont massifs (0,30 à 0,40 m), à patine brune et rugueuse. Les grains de quartz, généralement petits (0,2 mm), sont accompagnés d'albite néoformée assez abondante.

Plus à l'E, dans les pentes de Lentine, la série subbriançonnaise chevauche directement sur les Grès inférieurs: les couches de St-Christophe n'existent pas.

Colline de Clavau à St-Léonard

Comme à Mont d'Orge, les grès de St-Christophe constituent le sommet de la colline, l'arête E et le versant S. Ils sont épais de 400 m.

Leur limite inférieure est très tranchée: sur les schistes à radiolaires, un banc très massif de calcaires gréseux s'élève brusquement et forme le sommet 760 m. De patine grise, de cassure bleue foncée, parfois presque pur, ce calcaire contient généralement des grains de quartz bien roulés et de la muscovite détritique, de l'albite, de la séricite et un grand nombre d'aiguilles de tourmaline. Ce banc calcaire, épais de 15 à 20 m, est lenticulaire et disparaît dans le versant N de la colline, de même que dans son versant S. Le passage rapide des schistes à radiolaires au calcaire massif avait fait penser à M. LUGEON à un chevauchement de l'une des formations sur l'autre. Rien ne justifie cette hypothèse.

Au-dessus de ces calcaires, la série est très monotone: calcaires gréseux et schistes alternent sur plus de 300 m. Un seul niveau peut servir de repère, au tiers inférieur. Il s'agit de bancs contenant quelques galets (1 à 5 cm) d'un calcaire bleu, presque pur.

Les grès de St-Christophe forment toute la pente au-dessus de la plaine du Rhône, jusqu'à St-Léonard et une partie du plateau de Molignon. Toute la partie inférieure est cachée sous la moraine et ne pointent que quelques affleurements à la base des murs de vignes. Sous Molignon, la roche occupe d'assez grandes surfaces où se retrouvent les niveaux à galets qui atteignent 20 cm de diamètre. C'est donc le tiers inférieur de la série qui constitue ces pentes. Au niveau du village de St-Léonard les grès de St-Christophe ne réapparaissent pas, et toute la gorge de la Lienne est taillée dans les Grès inférieurs.

Montagne du Châtelard (fig. 3)

Sur les arêtes SW et E, dans le flanc S du Châtelard et dans les pentes qui dominent Flanthey, affleurent pour la dernière fois les grès de St-Christophe. D'épaisseur réduite, 300 m au maximum, la série présente la coupe suivante:

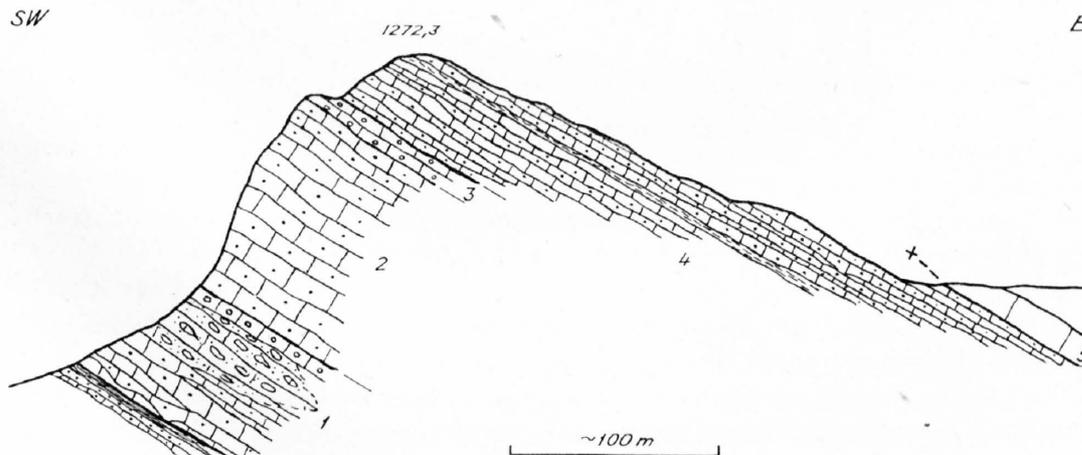


Fig. 3. Montagne du Châtelard

1. A la base 50 à 70 m de roches calcaires et conglomératiques. Cette partie affleure sur tout le long de la route des Planisses, à la cote 800 m, très écrasée, sans doute, à cause de la proximité du chevauchement subbriançonnais. Aussi la limite avec les Grès inférieurs est-elle indéfinissable. Des calcaires à cassure bleue, légèrement gréseux, dominant d'abord. Les bancs sont le plus souvent étirés et lenticulaires, associés à des grès calcaires. Ils constituent l'arête SW entre 1000 et 1150 m d'altitude. Au-dessus viennent des bancs massifs, gréseux, contenant de gros blocs de calcaire saccharoïde de 10 à 20 cm de diamètre, généralement étirés.

Il semble que ces conglomérats soient lenticulaires, car ils affleurent bien en dessous de la route des Planisses. Ils ne se retrouvent ni sur l'arête, ni dans le versant N du Châtelard. Les derniers mètres, où le conglomérat est plus fin, paraissent plus constants. Ces niveaux de galets dolomitiques roux (1 cm de diamètre) se suivent des Planisses sur toute l'arête malgré leur faible épaisseur.

2. 100 m de calcaires gréseux en bancs massifs. Très durs, ils constituent toutes les dalles du versant S, l'arête entre 1150 et 1250 m et les parois sommitales de la face N. De patine brune et rugueuse, de cassure bleu clair à gris clair, leur teneur en quartz est toujours assez forte. Les grains (0,5 mm) sont complètement cataclasés. Parmi les minéraux néoformés, citons l'albite (jusqu'à 0,6 mm), la muscovite, la chlorite et la tourmaline. Plus grossiers vers le haut, ces calcaires gréseux passent sans transition à :

3. 5 à 10 m de grès calcaires à cassure blanche, contenant de petits bancs microconglomératiques à galets de dolomie rousse. Ils affleurent dans les dalles du sommet secondaire du Châtelard, sur l'arête SW.

4. Le sommet principal du Châtelard est taillé dans une série à stratification assez fine où alternent des grès fins, des calcaires bleus, gréseux et quelques bancs de schistes bleus. Cette série se prolonge vers le SE et va former les pentes qui dominent le replat de Flanthey.

5. Lias subbriançonnais.

Conclusions

Les couches de St-Christophe sont donc très monotones, et les zones que nous avons reconnues n'ont qu'une valeur très locale. Il serait impossible de paralléliser les différentes coupes faute d'un niveau repère assez constant.

La limite inférieure est généralement assez précise sur les schistes à radiolaires, et ne montre nulle part trace d'un contact tectonique. Aussi pouvons-nous, à défaut de mieux, admettre pour cette série un âge supracrétacique.

Le métamorphisme y est plus intense que dans la série des Grès inférieurs, sensible surtout à une plus grande abondance de l'albite et de la muscovite.

Chapitre II

La zone des écailles subbriançonnaises

Introduction

Le domaine subbriançonnais se présente fort différemment de la zone de Ferret étudiée jusqu'à présent : les variations verticales de faciès y sont rapides, les types lithologiques nombreux, les faciès bréchiques très développés. Tectoniquement, cette zone est constituée par un grand nombre d'écailles souvent très minces et lenticulaires. Le métamorphisme y est un peu plus intense que dans les roches de la zone Ferret.

Décrits par R. TRÜMPY à la Pierre Avoi et dans le haut Val Ferret, les terrains de cette zone y furent en partie datés par des découvertes de fossiles. Dans la région sédunoise, à l'exception du Trias toujours bien reconnaissable, nous n'avons pu dater aucun étage. Cependant nous retrouvons les mêmes types litho-

logiques que plus à l'W, et dans la même succession. Nous basant donc sur les analogies de faciès, nous arrivons à la coupe suivante :

- 1° Carbonifère: schistes et grès sombres.
- 2° Trias inférieur: quartzites blancs.
- 3° Trias moyen: calcaire et dolomie.
- 4° Trias supérieur: anhydrite et gypse, brèche dolomitique, cornieule et dolomie blonde.
- 5° Calcaire marmoréen clair, grossier. Lias inférieur ?
- 6° Calcaire cristallin bleu à bancs gréseux. Lias moyen. Ce sont les couches à bélemnites et ammonites de la Pierre Avoi.
- 7° Série conglomératique. Le conglomérat à blocs géants (couches de l'Aiguille du Grand Fond de SCHELLER) manque dans la région sédunoise. Seule existe une série conglomératique réduite à une trentaine de mètres au maximum de sa puissance.
- 8° Série schisto-quartzitique. Egalement réduite par rapport aux régions W: maximum 70 m.

Nous avons divisé le Subbriançonnais en deux sous-zones :

- 1° La sous-zone externe comprenant deux-écailles. Le Trias y est mince; le Lias, la série conglomératique et la série schisto-quartzitique sont bien développées.
- 2° La sous-zone interne, comprenant jusqu'à 5 écailles, souvent extrêmement minces et d'extension latérale faible. Le Trias de cette sous-zone montre une série généralement complète, le Lias est peu fréquent, la série conglomératique douteuse et la série schisto-quartzitique s'enrichit de roches calcaires.

Les écailles subbriançonnaises externes

Introduction

Seuls les faciès du Trias se reconnaissent facilement. Les schistes noirs du Carbonifère sont même quelquefois difficiles à distinguer des schistes de la série schisto-quartzitique.

Aussi, plutôt que de suivre les unes après les autres des formations d'attribution incertaine, avons-nous préféré décrire les terrains le long de 5 coupes à travers les meilleurs affleurements de cette sous-zone.

Coupe schématique du SE de la colline de Mont d'Orge (fig. 4)

Cette coupe passe par l'arête E de Mont d'Orge, au niveau du bisse inférieur, par le terminus de la route de Gravelona, et descend jusqu'à la plaine aux environs du point 490. Nous rencontrons :

1. Sommet des grès de St-Christophe.
2. Trias: schistes jaunes et calcaire dolomitique. Dans la petite selle entre la colline des Maladères et celle de Châteauneuf, le Trias est constitué de schistes jaunes, de quartzites blancs, écrasés, et de calcaires dolomitiques massifs. Dans le versant S de la colline de Mont d'Orge, les schistes jaunes jalonnent le plan de chevauchement. Ils se traduisent au milieu des vignes par de petits fragments épars dans la terre. Au niveau du bisse inférieur, le Trias atteint 1 m d'épaisseur: ce sont des grès jaunes à grains de quartz écrasés et des quartzites blanc-jaunâtre, à gros cristaux de quartz (jusqu'à 0,8 mm) dans une pâte de quartz écrasé et de séricite.
3. Brèche de la Pierre Avoi. C'est une roche très massive à ciment calcaire et dolomitique, contenant des éléments anguleux de calcaire dolomitique fin, dont la taille varie de 1 mm à plusieurs décimètres. Cette formation est concordante avec le calcaire dolomitique sous-jacent, et lui est liée. Sa base, en effet, ne contient presque que des éléments avec un ciment peu abondant: il est impossible de tracer une limite franche entre le calcaire dolomitique et la brèche. Cette formation que R. TRÜMPY décrit comme toujours liée au Trias, n'apparaît au N du Rhône qu'à la colline de Châteauneuf, avec une puissance de 30 m.

4. Schistes noirs à lits gréseux. Epais d'une quinzaine de mètres, ils affleurent dans le ruisseau qui sort du lac de Mont d'Orge, à 640 m. Ce sont des schistes brillants, souvent froissés, durs, à petits bancs de grès. Il s'agit sans doute d'un faciès dû au laminage. Dans les grès, les grains de quartz sont fortement cataclasés, et les plans de schistosité sont soulignés par de la séricite. Nous n'avons retrouvé cette formation nulle part ailleurs. Vers l'E, elle est remplacée par des calcaires gréseux bleus, à grains de quartz petits et à albite.

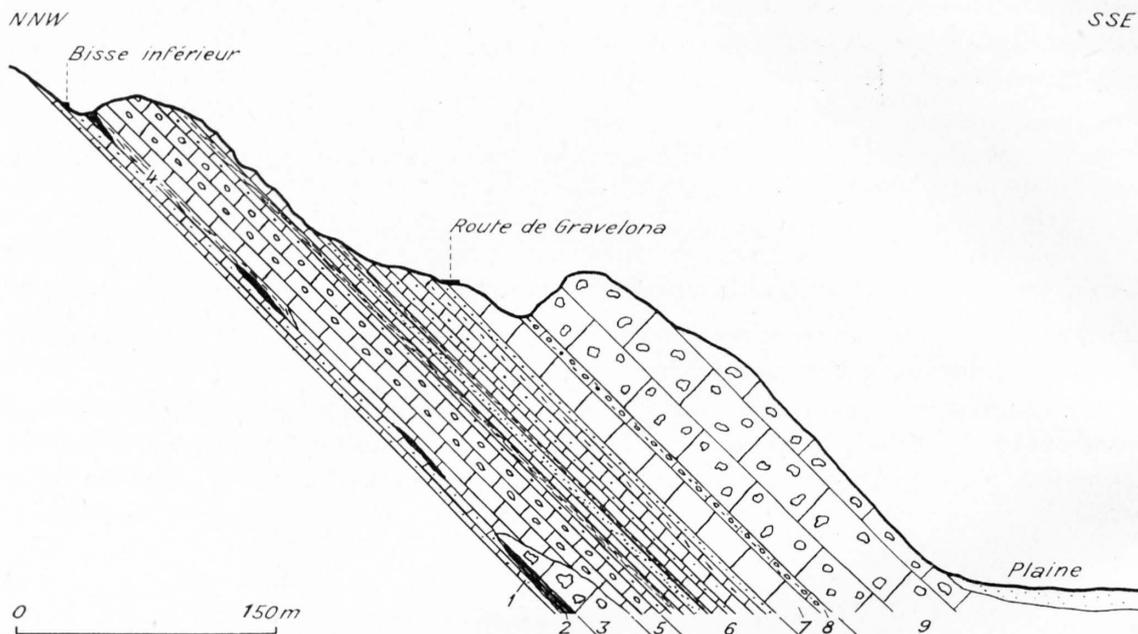


Fig. 4. Ecailles subbriançonnaises externes. Coupe schématique du Sud-Est de la colline de Mont d'Orge

5. Conglomérat polygénique: 30 à 15 m. Diminuant d'épaisseur d'W en E, ce conglomérat affleure à la petite colline entre Châteauneuf et la Potence. Il constitue dans le versant S de Mont d'Orge la dalle cartographiée au N du point 482. Il se suit, fortement réduit, dans la dépression au SE du lac de Mont d'Orge (fig. 5) et dans les pentes dominant Sion.

La pâte est calcaire, gréseuse; les éléments sont de la taille du poing, généralement bien arrondis et étirés. La dolomie à patine rousse y est dominante, accompagnée de quartzite blanc à grain fin, dans



Fig. 5. Conglomérat polygénique. Dépression au SE du Lac de Mont d'Orge

lequel se sont formés de grands cristaux de calcite qui donne une patine vacuolaire. De nombreux morceaux de calcaire cristallin bleu ne nous ont rien livré sur leur origine, mais un calcaire oolithique peu métamorphique contient de nombreuses milioles spécifiquement indéterminables, mais de structure primitive. Il montre une certaine analogie, avec des calcaires oolithiques du Rhétien des Médiannes (coupes minces de la collection PETERHANS).

6. Série schisto-quartzitique : complexe de schistes sombres, de grès, de quartzites micacés et de petits bancs calcaires : 20 à 15 m. Plus friable que les roches qui la limitent, cette zone n'affleure pas dans la plaine et dans les vignes de Mont d'Orge. Elle ne se trouve guère que dans le ruisseau issu du lac, au-dessus du terminus de la route de Gravelona et plus à l'E, recoupée par cette route, un peu avant l'hôpital. Les quartzites sont gris ou verdâtres, schisteux, les grains de quartz en partie écrasés, la muscovite détritique très abondante, de même que l'albite néoformée. Les bancs calcaires interstratifiés sont généralement gréseux. Quelques bancs spathiques font exception. De rares bancs gréseux contiennent quelques galets de dolomie rousse.

7. Calcaires grossièrement saccharoïdes, à patine gris bleu et à cassure bleu foncé : 10 à 15 m. Ils affleurent juste sous le terminus de la route de Gravelona. En lame mince, ils montrent de grands cristaux de calcite (plus de 1 mm), complètement recristallisés et sans quartz. Plus fins et plus gris, ces mêmes calcaires se retrouvent dans le vignoble de Mont d'Orge et dans la carrière W de la colline de la Potence. Lias inférieur ?

8. Microbrèche : 5 m. Le ciment est calcaire marneux, les galets (de 1 à 5 mm) de dolomies triasiques contiennent souvent des restes organiques mal conservés (diplopores?).

9. Brèches massives : 30 m à l'W, 10 m à l'E. Elles affleurent à la colline de la Potence, dans les premières parois rocheuses de la base de Mont d'Orge en venant de Sion, et à la petite crête au S de l'hôpital. Les galets sont presque uniquement dolomitiques, les calcaires bleus très rares.

10. Série schisto-quartzitique : 15 m. C'est une alternance de brèches grossières à ciment gréseux, de schistes sombres et de quartzites. Elles constituent les vignes entre la route de Gravelona et la plaine du Rhône.

Coupe schématique des collines de la Plata

Les collines de la Plata sont situées entre celle de Tourbillon et le vignoble de Clavau, sur le versant droit de la vallée du Rhône. Plusieurs croupes se relaient, séparées par des dépressions remplies de glaciaire. Les affleurements y sont très morcelés. Schématiquement, la coupe est la suivante :

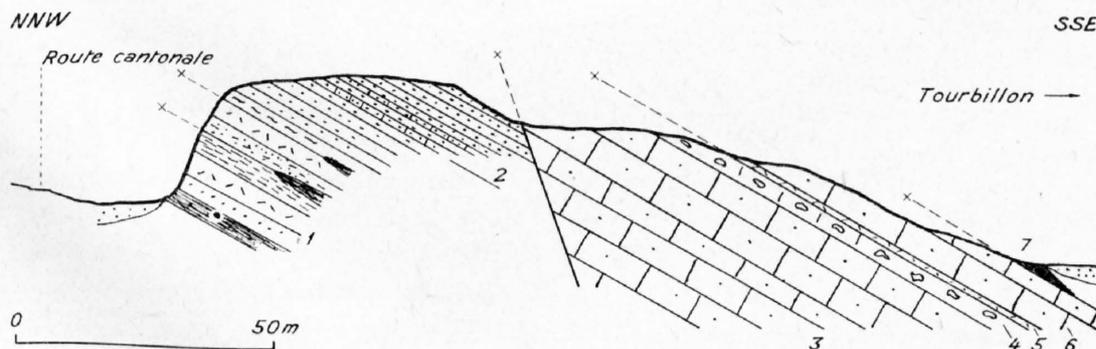


Fig. 6. Ecailles subbriançonnaises externes. Coupe schématique des collines de la Plata

1. Une série d'écailles comprenant du Carbonifère et du Trias. Pour donner une idée de la complexité de cette zone, nous donnons une coupe ouverte dans une ancienne carrière du versant N de la colline la plus à l'E (anciennement colline de la Poudrière). De bas en haut :

- 1° Quartzite gris clair, feuilleté, sériciteux: 20 m.
- 2° Quartzite et schistes verts: 15 m.
- 3° Gypse blanc jaunâtre à la cassure et jaune à la patine: 0,20 à 1 m.
- 4° Schistes verts, très durs, sériciteux, à nombreux petits cristaux de pyrite: 8 m.
- 5° Grès verts, à ciment calcaire peu abondant, quartz cataclasés, ankérite et pyrite: 1 m.
- 6° Anhydrite blanc, massif: 5 m.
- 7° Schistes jaunes et verts associés à du gypse: 20 m. Les schistes passent à des quartzites sériciteux jaunes, très écrasés, à grands cristaux d'albite.
- 8° Grès calcaires. Lias?

Sur le versant S de la colline, les schistes noirs carbonifères se répètent quatre fois, séparés par des schistes jaunes du Trias.

2. Calcaires gréseux alternant avec des calcaires presque purs et des schistes sombres: environ 15 m.

3. Calcaires gréseux massifs: 20 à 30 m. Ils affleurent largement dans la colline W où est ouverte une grande carrière. De patine rugueuse, brunâtre, et de cassure bleu foncé, à allure spathique, ces calcaires se montrent, en lames minces, toujours un peu gréseux: les grains de quartz, petits, très disséminés dans la calcite recristallisée, représentent de 1 à 10% de la roche. Lias moyen.

4. Brèche massive: 15 à 20 m. Elle affleure très mal dans le versant S de la Poudrière, sous un mur de vigne, près de la station de pompage. Il s'agit de la série bréchique, fortement laminée, à galets dolomitiques étirés.

5. Trias. Dans le versant S de la colline de la carrière, il est représenté par 0,5 m de schistes jaunes et de quartzite calcifère à ankérite; et par 20 m de gypse et de schistes blancs à l'extrémité E de la Poudrière.

6. Calcaires gréseux massifs: 10 m. A patine gris clair et à cassure bleue, ce sont les mêmes calcaires que ceux du banc 3, répétés tectoniquement. Lias moyen.

7. Carbonifère: schistes noirs affleurant sur 1 m² dans la dépression qui sépare la Poudrière de Tourbillon. Ces schistes, tout comme le Carbonifère des écailles les plus externes sont composés essentiellement de quartz très écrasé et de séricite.

Coupe schématique de la colline de Batassé

La colline de Batassé domine la plaine d'une quarantaine de mètres, un peu en amont du point 493, sur la route cantonale.

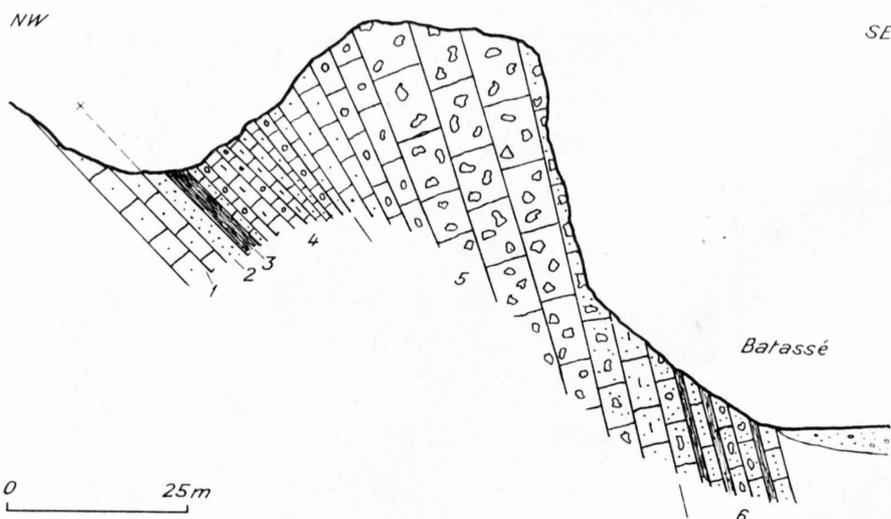


Fig. 7. Ecailles subbriançonnaises externes. Coupe schématique de la colline au N-W de Batassé

1. Les grès de St-Christophe.
2. Quartzites sombres, micacés: 4 m. De gros cristaux de quartz (0,5 à 0,8 mm), de muscovite et d'albite nagent dans une pâte très fine de quartz, de séricite et de chlorite. Carbonifère.
3. Schistes noirs: 2 m. Très durs, peu fissiles, ils sont composés uniquement de quartz écrasé, de séricite, de chlorite et d'albite. Ce sont donc des quartzites écrasés.
4. Grès calcaires schisteux: 30 m. A la base, les grès sont très écrasés et schisteux. Tous les grains de quartz y sont cataclasés, et de rares galets dolomitiques, fortement étirés. Vers le haut, cette formation devient plus massive et plus calcaire.
5. Brèche massive: 20 m. Les galets sont uniquement de la dolomie rousse et le ciment, un calcaire gréseux bleu foncé à allure spathique. Cette roche massive forme le sommet de la colline et la paroi qui domine la route. Le toit de la série, massif et peu bréchique, est exploité en carrière, au niveau de la plaine.
6. Série schisto-quartzitique (épaisseur inconnue). Cette formation est composée d'une alternance de brèche à pâte gréseuse, de schistes sombres et de quartzites calcifères. Les affleurements sont mauvais, dans les vignes, à la base de la paroi.

Coupe schématique au NE de St-Léonard

De la colline de Batassé à St-Léonard, le Subbriançonnais est caché sous l'alluvion rhodanienne. Mais entre St-Léonard et Granges, le versant droit de la vallée est taillé dans cette formation jusqu'à l'altitude de 750 m.

Une bonne coupe des écaïlles externes se trouve au-dessus de la route qui, de St-Léonard, monte vers le NE, dans la direction des carrières de quartzites. A 520 m d'altitude, la route passe sous une haute paroi dominant une petite combe morainique où des vignes s'étagent jusqu'à 640 m. Le versant E de cette combe est une croupe rocailleuse et sèche où affleurent les écaïlles externes.

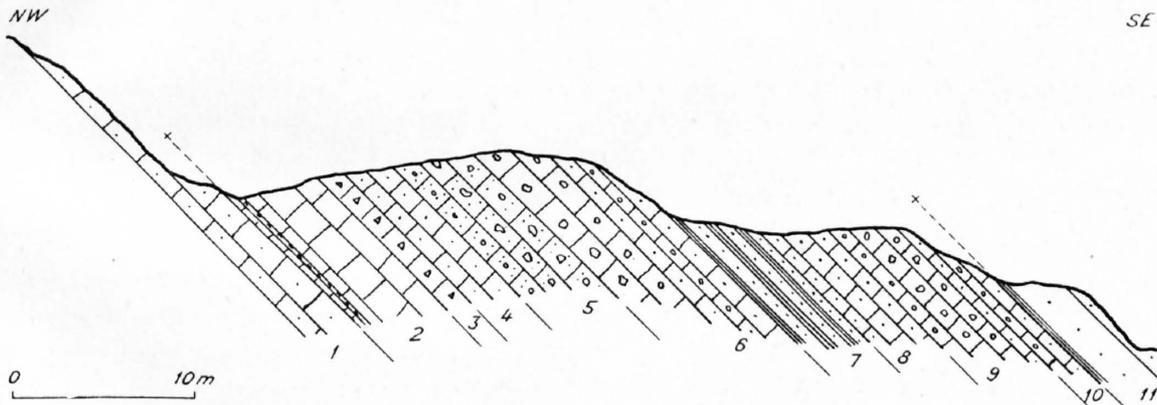


Fig. 8. Ecaïlles subbriançonnaises externes. Coupe schématique au Nord-Est de St-Léonard

1. Grès de St-Christophe. Versant W de la combe.
2. Trias, 10 m. Il occupe le fond de la combe et affleure au sommet, à 650 m, sous forme de marbre blanc, massif avec, à la base, de fines intercalations de schistes sériciteux blancs.
3. Cornieule, 2 à 3 m. Sommet de la série triasique.
4. Calcaires gréseux massifs, à patine gris bleu, à cassure bleu foncé. En lame mince, les grains de quartz se montrent petits (0,2 à 0,4 mm) et généralement cataclasés. L'albite y est fréquente en cristaux bien formés. Il s'agit du même faciès que dans les carrières de la Plata: Lias mais d'épaisseur réduite à 10 m. Vers le haut de la crête, il disparaît même totalement.
5. Brèche massive (réduite à 15 m). Le ciment est un calcaire grossièrement gréseux et les galets de la dolomie bleue à patine rousse. Certains galets montrent, en lames minces, des restes mal conservés d'organismes tubulaires, sans doute des diploporos.

6. Grès calcaires microconglomératiques (5 à 10 m). Ils forment le sommet de la série bréchique et seule la taille et la fréquence des éléments les différencient.

7. Série schisto-quartzitique: 0,5 à 2 m. Les quartzites sont blancs, grossiers et peu micacés, ou gris, lités et très micacés. De gros grains de quartz (0,8 mm) plus ou moins cataclasés, de la muscovite sont pris dans une pâte fine de quartz écrasé, de séricite et de chlorite. L'albite est rare, mais de gros cristaux de calcite sont en formation. Les schistes sombres contiennent surtout du quartz écrasé et de la matière argileuse opaque.

8. Calcaires gréseux à cassure bleue. De 1 à 20 m. Ce sont ces terrains du Lias, répétés tectoniquement, et qui affleurent particulièrement bien dans une petite carrière où les vignerons exploitent des «brisés».

9. Brèche massive à galets dolomitiques et ciment gréseux, 7 m.

10. Grès calcaires, microconglomératiques, 5 m. Ces deux derniers bancs n'affleurent que vers le haut de la crête.

11. Carbonifère et quartzites: écailles internes.

Coupe schématique Flanthey—St-Clément

Les pentes herbeuses où sont construits les villages de Flanthey, de Vas et de St-Clément montrent les derniers affleurements des écailles subbriançonnaises externes en remontant la vallée du Rhône. Cette région semble avoir été soumise à des pressions moins intenses que celles décrites précédemment: une seule écaille demeure et sa série est plus complète.

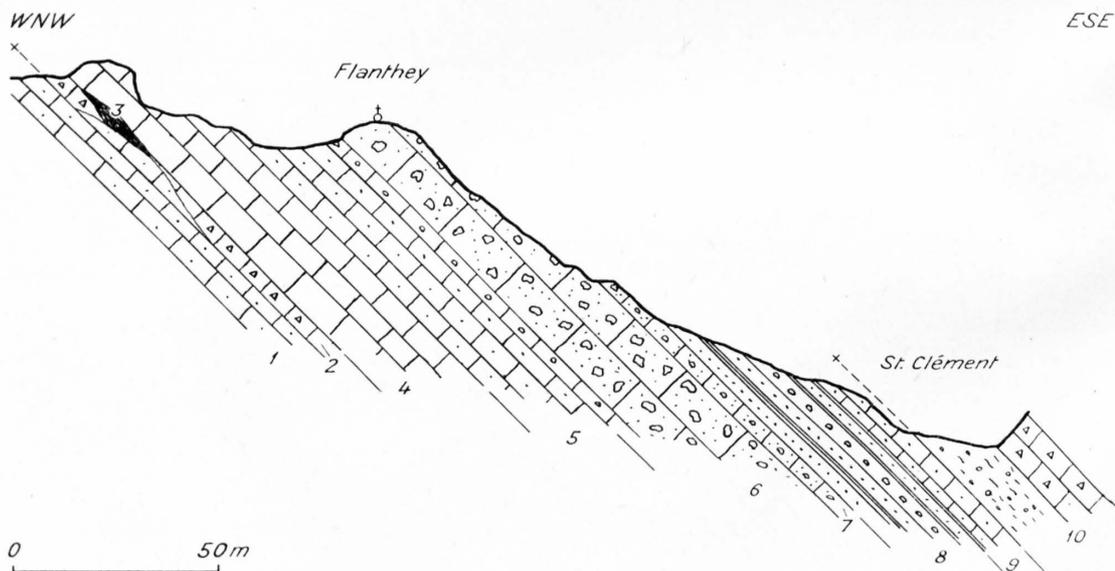


Fig. 9. Ecailles subbriançonnaises externes. Coupe schématique Flanthey—St-Clément

1. Grès de St-Christophe.

2. Calcaire dolomitique et cornieule, 5 m. A la base de l'écaille, ils forment quelques moutonnements dans un pré à l'W de Vas, et affleurent au N de St-Clément, dans la coupe ouverte par un petit ruisseau.

3. Schistes noirs 2 à 3 m (Carbonifère). Ils se trouvent directement sous les formations calcaires du Lias. Ce sont des schistes sombres, froissés, durs, très fissiles, composés de quartz, d'argile, de séricite et de chlorite. Un chemin au N de Flanthey les met à jour.

4. Calcaires marmoréens massifs, 20 m. De patine gris bleu, de cassure bleu clair, grossièrement cristallisés, ce sont les faciès que R. TRÜMPY rattache au Lias inférieur.

5. Calcaires gréseux à patine brunâtre et à cassure gris bleu, 15 m. Ce calcaire qui affleure de part et d'autre de la route de Lens dans le village de Flanthey présente le même aspect et les mêmes caractéristiques que les calcaires de la Plata. Comme à Sion il fut exploité pour des pierres de construction. Nous n'y avons pas trouvé de fossile, cependant, vu l'analogie de faciès avec les couches à bélemnites de la Pierre Avoi, il semble bien appartenir au Lias moyen.

6. Série conglomératique, 20 à 25 m. Elle débute par des bancs à très petits galets de dolomie. Très vite les éléments augmentent de taille et d'importance, constituant une roche massive qui forme l'escarpement rocheux que domine l'église de Flanthey. Parmi les éléments, la dolomie, en galets de env. 1 dm de diamètre, occupe la première place, accompagnée de quartzites, de schistes sériciteux jaunes et de calcaires saccharoïdes bleus.

7. Brèche fine à ciment gréseux, 7 m. Elle constitue le sommet de la série conglomératique typique et affleure en dessous de la nouvelle route dans le village de Vas.

8. Série schisto-quartzitique, env. 20 m. Les meilleurs affleurements se trouvent le long du chemin qui mène de Vas à Condémines, dans de petites carrières à «brisés». Au milieu des quartzites et des schistes bleus se trouvent quelques bancs conglomératiques à éléments de dolomie.

9. Calcaires finement gréseux, à patine brunâtre, à cassure bleu foncé. Affleurant au bord NE de la petite combe morainique qui prolonge vers l'W le plateau de St-Clément, ils représentent la partie supérieure de cette série schisto-quartzitique.

10. Ecailles internes.

Les écailles subbriançonnaises internes

Introduction

Cette zone est, au N du Rhône, le plus souvent cachée sous l'alluvion. En deux points seulement, elle émerge de la plaine et détermine des régions accidentées : la colline de Valère et les barres rocheuses parallèles à la route du Simplon entre St-Léonard et Granges.

Du Carbonifère au Trias supérieur, les terrains se reconnaissent assez facilement et répondent bien aux définitions que les auteurs donnent de ces étages plus à l'W. Les argilolites du Trias supérieur des Alpes françaises font ici défaut (BARBIER 1948, p. 29).

Le Carbonifère

Le Carbonifère est généralement très mince, 10 m au maximum, et ne peut être daté que par sa position sous les quartzites ou anticlinale dans le gypse. Ses affleurements sont trop peu importants et trop écrasés pour que nous ayons pu y reconnaître une stratigraphie quelconque.

En remontant la vallée du Rhône, le premier affleurement se trouve entre les collines de Valère et de Tourbillon. Il s'agit de 2 à 3 m de schistes gréseux, gris sombre à noir, à grain fin et contenant de très petites paillettes de muscovite. Laminé entre la série de Tourbillon et les quartzites de Valère, il affleure au SE des collines, formant une zone tendre où l'érosion a taillé un couloir large d'une dizaine de mètres, rempli de moraine.

Plus en amont, la zone interne ne réapparaît qu'au-delà de St-Léonard et jusqu'à Granges. 100 m au NE du point 598,1, juste avant l'entrée du chemin dans les carrières de quartzites, un rocher sombre émerge de la moraine. Il s'agit de 5 m de schistes noirs, finement micacés, de quartzites gris à grandes paillettes de mica et à séricite et de quartzites grossiers à cassure blanche tachée de jaune, à patine brunâtre, mordorée sur la surface des bancs. Le passage de cette formation aux quartzites du Trias n'est pas visible. En lame mince, ces roches montrent de gros grains de quartz à extinction roulante et de grandes plages de muscovite dans une pâte très fine de quartz écrasé et de séricite. De petits cubes de pyrite y sont abondants de même que de grandes aiguilles de tourmaline authigène, mais l'albite semble en être absente. Partout ailleurs le Carbonifère ne se trouve que sous forme d'anticlinaux dans le gypse. Citons entre autres de nombreux petits anticlinaux, à rayon de courbure faible, dans le gypse, au SW de Chelin. La tranchée

d'un nouveau chemin en a mis plusieurs à jour dans cette région. Les faciès y sont les mêmes que sous les quartzites de St-Léonard; mais la roche y est encore plus broyée et montre, en lame mince, un peu de calcite recristallisant dans la pâte.

Dans la même position anticlinale, d'assez importants gisements de Carbonifère ont été exploités dans le gypse de Granges. S'ils affleurent mal, ils ont été souvent recoupés par des galeries. L. WEHRLI (1925, p.100), profitant de ces travaux, en a donné une description meilleure que les affleurements actuels ne permettraient de le faire.

Le Trias

I. Trias inférieur: les quartzites

Les quartzites constituent partout la partie inférieure des écailles et représentent le Trias inférieur, comme dans tout le domaine subbriançonnais.

Roches massives, dures, sans stratification apparente, mais souvent fortement diaclasées, les quartzites se marquent dans la topographie par des sommets, des crêtes, des parois.

A leur base, les quartzites sont souvent écrasés, ce qui se traduit par un feuilletage intense bien visible aux affleurements. La limite avec le Carbonifère n'est jamais visible. A Valère elle est tectonique; ailleurs elle est cachée sous la moraine. Nous n'avons pas trouvé, à la base du Trias, des quartzites lie de vin pouvant correspondre au Permien tel que P. ELTER le décrit, dans la même zone, au col de Chécrouy (1954, p.15).

La plus grande partie des quartzites est une roche de teinte blanche à verdâtre, à cassure grenue, dont les affleurements sont recouverts par un lichen silicicole foncé. En lame mince, ces roches montrent de gros grains de quartz dans une pâte de quartz recristallisé et de séricite. Partout nous avons trouvé de gros cristaux d'orthose, à clivages souvent bien visibles et toujours passablement kaolinisée.

Ces quartzites massifs passent localement à des schistes verts, durs, qui sont le résultat de l'écrasement du quartzite. Il existe plusieurs termes de passage entre la roche massive telle que nous l'avons décrite et les schistes si finement cristallisés que les grains ne dépassent pas quelques centièmes de millimètres de diamètre.

Les quartzites blancs forment toute la colline de Valère où ils atteignent leur plus grand développement: env. 100 m. Plus en amont, entre Granges et St-Léonard, réduits à une trentaine de mètres, ils constituent la base des deux écailles principales, en deux parois parallèles à l'axe de la vallée, dominant la plaine, l'une entre 600 et 700 m, l'autre entre 560 et 580 m. Non loin de St-Léonard, deux carrières y sont ouvertes, dont la plus élevée montre un beau développement des schistes verts.

Vers le toit de la série, les quartzites deviennent calcifères, tendent même à passer à un grès grossier. La structure et la composition restent identiques, mais de grands cristaux de calcite et d'albite se développent. Dans le versant S de la colline de Valère, ces quartzites calcifères contiennent, en plus, de grandes paillettes de biotite détritique. Plus en amont, nous ne les avons retrouvées que sur 5 m d'épaisseur, 2 km avant la gare de Granges, à l'W du point 564,8.

II. Trias moyen et supérieur

Il ne nous a pas été possible d'établir la stratigraphie exacte du Trias au-dessus des quartzites: en effet le gypse abondant ne se trouve généralement pas dans sa position normale, mais injecté un peu n'importe où et accompagné de roches triasiques que nous nous contenterons de décrire.

a) Les calcaires grenus et la dolomie bréchoïde

Nous attribuons cette formation au Trias moyen par comparaison avec une formation identique, dans les écailles les plus internes de la Pierre Avoi, que R. TRÜMPY attribue à cet étage. Roche massive, le Trias moyen affleure aussi ici tout particulièrement bien dans l'écaille la plus interne. Il constitue cette longue paroi qui, entre Granges et St-Léonard (du point 598,1 au point 564,8), domine la plaine d'une quarantaine de mètres et où sont ouvertes de nombreuses carrières. Il s'agit d'une alternance de dalles de l'ordre du décimètre de calcaire saccharoïde bleu, blanc ou légèrement jaunâtre, sériciteux à la surface des bancs, et de dolomie très fine, bleue ou blonde, le plus souvent bréchoïde.

La base de cette série disparaît sous la moraine. En un seul endroit, le contact est visible sur les quartzites, 150 m à l'E du point 598,1, et il est tectonique. Vers le haut, la dolomie disparaît presque totalement, cédant la place aux calcaires grenus. Ce sont les couches exploitées au niveau de la plaine, avant leur disparition sous l'alluvion.

b) Le gypse et l'anhydrite

Le gypse se présente soit sous forme d'un banc de 20 à 30 m d'épaisseur entre les quartzites et le calcaire dolomitique, soit sous forme de grandes masses très plissotées. Au NE de St-Léonard, un lac souterrain s'ouvre dans le gypse. On y accède grâce à une doline aboutissant dans un couloir, formé par dissolution, long de 400 m, large de 30 m. Il est bordé d'un côté par les quartzites, de l'autre par des calcaires dolomitiques saccharoïdes où l'on a tenté d'exploiter du «marbre». Cette bande gypseuse se suit vers le NE, près de la cote 600, puis près du point 694 où des travaux dans les vignes ont ramené en surface des blocs de gypse.

Plus à l'E, 3 grosses masses de gypse se relayent, l'une au SW de Chelin, une autre au-dessus de Vas, et la dernière, la plus importante, au-dessus de la station de Granges-Lens. Là, de grandes carrières ont été ouvertes, dans les remblais desquelles se trouvent beaucoup de blocs d'anhydrite très pur. M. ТОРКАЯ a, le premier, étudié les minéraux authigènes des gypses de Granges et en a discuté l'origine avec beaucoup de perspicacité (1950, p.72). Puis A. FREI a donné de ce gypse, de ses minéraux et de leur paragenèse une description très détaillée (R.L. PARKER, 1954, p.233, et A. FREI, 1955, p.280).

Mais en général, ce gypse est assez impur et d'autres roches triasiques lui sont liées dont nous n'avons pas pu déterminer la position stratigraphique.

c) Les grès roux

Ils ne se trouvent que dans le gypse. C'est une roche dont la composition varie d'un quartzite fin presque pur à un grès à ciment calcaire, à pyrite et à limonite. Les affleurements sont d'étendue très réduite, ne dépassant guère un à deux mètres de puissance.

d) Les schistes

Ils accompagnent souvent les grès roux. Ce sont des roches blanches, jaunes ou bleues, tendres, fissiles et savonneuses. Toujours à grain très fin, ces schistes sont constitués surtout de quartz, de séricite et d'argile.

e) La partie sommitale du Trias

Le sommet du Trias est constitué uniquement de cornieule bréchique, de calcaire dolomitique ou de dolomie. Ces roches résistantes déterminent souvent des parois. Au pied S de la colline de Valère, quelques pointements de dolomie bleue à patine jaune représentent les affleurements les plus en aval de cet étage. Entre Granges et St-Léonard la dolomie affleure souvent en petites parois parallèles aux quartzites.

Au NE de la station CFF de Granges, une crête rocheuse s'élève au milieu des vignes. Nous avons dans cette paroi, et dans le petit ruisseau qui la limite à l'W, une très bonne coupe du sommet du Trias:

1. A la base une brèche à ciment dolomitique cornieulisé: 30 m. De teinte générale jaune, vacuolaire en surface, elle forme une petite paroi de 5 à 6 m de haut sur la rive droite du ruisseau, en amont de la cascade. Les galets, dont certains très roulés, d'autres pas du tout, sont mal triés et mesurent de 1 mm à plus de 10 cm. Nous y avons noté: du granite, des gneiss, des micaschistes, du quartz filonien, des schistes noirs, des quartzites, des schistes jaunes, des schistes blancs talqueux, des calcaires bleutés saccharoïdes et des calcaires dolomitiques.

2. Cornieule non bréchique, 10 m.

3. Calcaire dolomitique massif, 20 m. Il forme le sommet moutonné de la colline. A cassure gris bleu à blonde, à patine bleue, c'est une roche très massive fortement diaclasée qui montre, en lame mince, de grosses albites néogènes dans la pâte microcristallisée de dolomie.

4. Calcaires finement cristallisés, 10 m. Bleus, massifs, ils contiennent par place des fragments étirés de calcaire dolomitique. Des grains de quartz très rares ne dépassent pas la taille de 0,05 mm de diamètre.

5. Calcaire microconglomératique, 8 m. La pâte est de calcite pure, identique au calcaire du banc précédent. Les graviers, petits (0,5 cm), uniquement de dolomie jaune clair, sont tous écrasés et allongés.

6. Calcaire schisteux, 4 m. Finement lité, de cassure bleu sombre et de patine bleu clair, ce calcaire montre, en lame mince, de rares grains de quartz dans de la calcite microcristalline, riche en restes argileux opaques. Il s'agit sans doute d'un calcaire marneux écrasé.

7. Brèche grossière, 10 à 15 m. Le ciment est encore un calcaire bleu, saccharoïde; les éléments dont les plus volumineux ont un centimètre de diamètre sont de la dolomie du Trias supérieur. Ils contiennent un grand nombre d'organismes tubulaires assez bien conservés, des diplopores ou des giroporelles identiques à celles du Trias de la Nappe des Préalpes Médiannes.

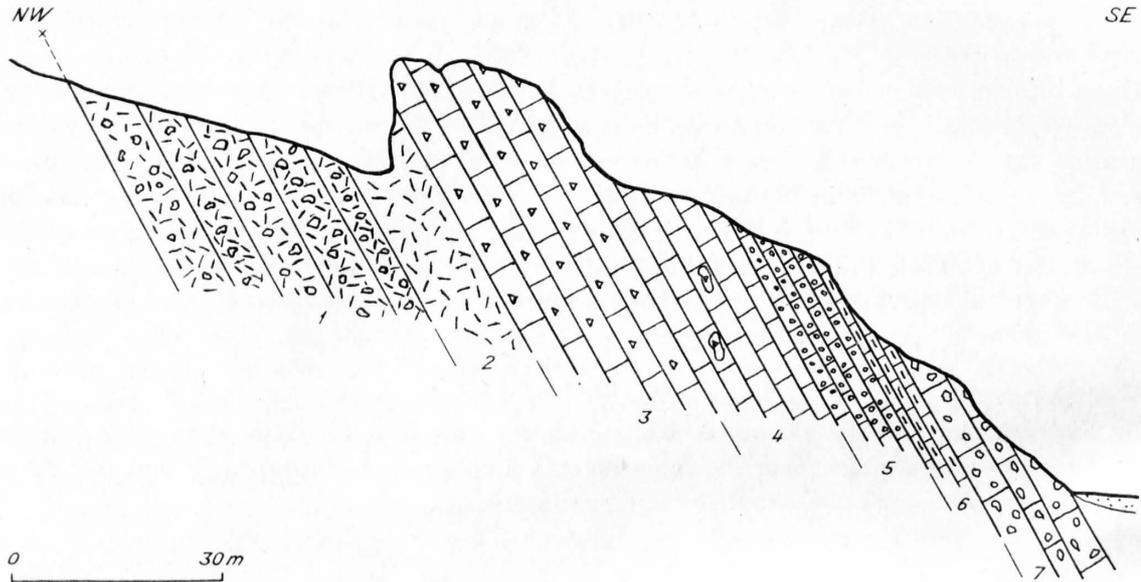


Fig. 10. Sommet du Trias, écaïlles subbriançonnaises internes. NE de la station CFF de Granges (Valais)

Le dernier niveau est donc post-triasique, et il semble qu'il en soit de même pour tous les étages au-dessus du calcaire dolomitique. Ces niveaux sont vraisemblablement du Lias inférieur, puisqu'ils font suite au Trias sans lacune stratigraphique.

La série d'affinité liasique

Au-dessus du Trias nous n'avons pu dater aucun terrain. Les faciès sont généralement un peu différents de ceux des écaïlles externes et n'autorisent que des parallélisations incertaines. La série que nous avons appelée «d'affinité liasique» comprend des roches massives, calcaires ou légèrement gréseuses, et souvent des brèches.

Nous avons déjà décrit une telle série faisant suite au calcaire dolomitique du Trias supérieur au NE de la station de Granges.

Il s'en trouve une à peu près identique, dans le gypse, à 300 m en aval de cette station, 50 m au-dessus de la route cantonale. Un bloc de roche massive émerge du gypse, épais de 20 m. Sa base, de calcaire siliceux, est fortement laminée, mettant en évidence un contact anormal avec le gypse. Après quelques décimètres, le calcaire devient massif, presque pur, à cassure bleu foncé, à patine grise. Les premiers galets de dolomie blonde apparaissent 8 m plus haut. D'abord très disséminés dans la pâte calcaire, ils deviennent rapidement plus abondants et constituent le 50% de la roche. Comme à l'E de Granges, le ciment est un calcaire bleu, saccharoïde, et les éléments contiennent des restes de diplopores, mais très altérés. Les galets ne dépassent pas 1 cm de diamètre.

Les derniers affleurements de calcaires massifs bordent la route de Granges à Ollon, dans le grand tournant 563 m. Le ruisseau fait un coude brusque 40 m en amont de ce point coté, coude déterminé

par une barre rocheuse de calcaire dolomitique du Trias supérieur, chevauchant sur les quartzites et les schistes de l'écaille externe. Ce Trias est surmonté par une dizaine de mètres d'un calcaire grossièrement saccharoïde, de cassure gris bleu et de patine gris jaune: Lias inférieur? La plus grande partie de la série (env. 35 m) est constituée de calcaires gréseux massifs, en bancs de quelques décimètres d'épaisseur à cassure bleue ou jaune et à patine brunâtre. Vers le sommet ces calcaires contiennent quelques bancs à galets de dolomie jaune. Ils affleurent dans la grande paroi dominant le point 563. A première vue cette formation pourrait être prise pour du Trias calcaire. Mais ces calcaires ne contiennent jamais de lits de dolomie; ils surmontent de la dolomie qui représente le Trias supérieur; ils contiennent des grains de quartz et des galets de dolomie. Enfin la séquence calcaire grossier et calcaire gréseux rappelle les faciès du Lias dans les écailles externes.

Cette formation se retrouve encore, un peu plus à l'E, formant une paroi, dans les vignes, en-dessous de la route.

La série à faciès flysch

La série à faciès flysch couvre en superficie une grande partie de cette région. Le plus souvent elle est fortement écaillée et ne montre pas de relations nettes avec les terrains sous-jacents. Elle semble être l'homologue de la série schisto-gréseuse des écailles externes: les roches sont en grande partie les mêmes, mais nous y trouvons, en plus, des bancs calcaires, gréseux.

Région de St-Léonard

Un gros massif rocheux émerge des vignes occupant la dépression morainique située à l'E du point 598,1. Sur les quelques mètres carrés de ce massif affleurent plusieurs écailles extrêmement minces dont nous décrirons uniquement la plus interne. Sur les quartzites blanches, massifs, du Trias inférieur, chevauche un banc conglomératique à ciment calcaire, probablement liasique (2 m).

Ce banc est lui-même chevauché par une série calcaréo-gréseuse, épaisse d'une vingtaine de mètres. La roche la plus fréquente est un grès plaqueté en bancs de 1 à 2 cm d'épaisseur. Quelquefois très pauvre en carbonate, il passe à un quartzite calcifère, mais le plus souvent, le ciment calcaire est abondant. Ces grès contiennent de rares galets, arrondis et étirés, de la taille d'un œuf, tous dolomitiques. Des coupes minces dans ces éléments nous ont montré de la dolomie bleue, grossièrement cristallisée, ou de la dolomie jaune contenant de l'oxyde de fer sur les bords des cristaux. Mais aucun ne contenait de restes organiques.

Pente entre Chelin et la plaine du Rhône

La série schisto-quartzitique affleure dans les vignes du plateau morainique situé entre le Trias du point 564,8 et le gypse à l'E d'Ormy et forme toute la pente au-dessus des fermes de Mangol jusqu'à 60 m sous le plateau morainique de Chelin. C'est dans cette zone qu'elle atteint sa plus grande épaisseur: environ 100 m.

La base de la série apparaît dans plusieurs petits affleurements contre le gypse d'Ormy. Elle est tout particulièrement bien visible juste sous le point où le chemin St-Léonard-Chelin se sépare de celui qui se dirige sur Vas. Une petite paroi grise affleure au haut d'une vigne. Ce sont des roches schisteuses, en bancs de 1 cm d'épaisseur, de cassure et de patine gris clair, contenant, à la surface des bancs, une grande quantité de paillettes de muscovite. En tout point identique aux roches de la série schisto-quartzitique des écailles externes, ces échantillons montrent, en lame mince, de gros grains de quartz à extinction roulante, dans une pâte fine de quartz et de muscovite. Accessoirement, la biotite, le zircon, la tourmaline et l'albite accompagnent de rares amas de calcite qui recristallise. Quelques galets de dolomie rousse dans lesquels recristallise de la calcite secondaire, permettent de différencier cette série des schistes carbonifères, auxquels elle ressemble beaucoup.

Cette formation se poursuit au S du gypse d'Ormy, jusqu'à sa disparition sous la moraine, et se retrouve, écrasée entre les deux bancs de gypse qui affleurent à la hauteur du village de Vas. Un chemin vicinal longe la base de l'affleurement de gypse le plus élevé, mettant à nu, redressées à la verticale, des couches sombres qui rappellent le Carbonifère. Mais ces schistes noirs et ces quartzites contiennent quel-

ques bancs de 1 à 3 cm d'épaisseur, de calcaire bleu finement cristallisé et absolument pur. Une petite doline, 200 m plus à l'E, met à jour quelques mètres de schistes noirs, terme ultime du laminage des quartzites. Ils contiennent en plus de gros cristaux d'ankérite.

La partie supérieure montre une sédimentation plus carbonatée: dans les quartzites vont apparaître des bancs calcifères, des grès à ciment calcaire, et même de petits bancs de calcaires gréseux. Des galets de dolomie rousse et de calcaire cristallin bleu se rencontrent un peu partout, sans montrer nulle part une concentration qui permette de définir un banc conglomératique.

Cette partie supérieure affleure le long du chemin qui, de Vas, se dirige vers le SW, au-dessus de la cote 600 m. Elle détermine de grandes pentes rocailleuses au-dessus du chemin et se retrouve un peu partout dans les vignes bordant le ruisseau qui descend de Chelin.

Voici une coupe des terrains rencontrés le long de ce ruisseau; en descendant:

1. de 660 à 620 m une alternance de quartzites, de quartzites-calcifères et de calcschistes à petits grains de quartz. Les quartzites sont toujours très écrasés, et la pâte fine montre beaucoup de quartz secondaire, souvent en cristaux allongés et minces, accompagnés d'une grande quantité de séricite. Ils contiennent localement de grosses tourmalines placées souvent en travers de la foliation. Des alignements de paillettes de muscovite indiquent peut-être la stratification originelle. Dans les calcaires gréseux, le quartz est en grains de 0,05 mm dans de grands cristaux de calcite secondaire (0,5 mm). L'albite s'y montre souvent bien maclée.

2. de 620 à 560 m la sédimentation est beaucoup plus calcaire. Les bancs de quartzites sériciteux deviennent très rares et cèdent la place à des grès à ciment calcaire, ou à des calcschistes siliceux ou encore à des calcaires à petits grains de quartz. A 600 m d'altitude et à l'E du ruisseau, cette formation passe latéralement à un calcaire massif gréseux qui détermine une haute paroi dominant une combe plantée de vigne. Cette barre rocheuse se dirige vers le NE, devenant de plus en plus massive. Une carrière y est ouverte le long du chemin, un peu à l'W de Vas. Les bancs ont plusieurs décimètres d'épaisseur, la séricite reste abondante à leur surface.

3. de 560 m au niveau de la plaine, la teneur en carbonate diminue à nouveau. Les quartzites sont fréquents, à grandes albites néoformées, bien maclées et nombreux cristaux d'ankérite. Des galets de calcaire dolomitique bleu, de dolomie rousse et de calcaire finement saccharoïde se rencontrent fréquemment dans les couches de grès à ciment calcaire. Les schistes sombres, argileux et quartzeux, contiennent, en très grandes quantités, une chlorite de biréfringence très basse.

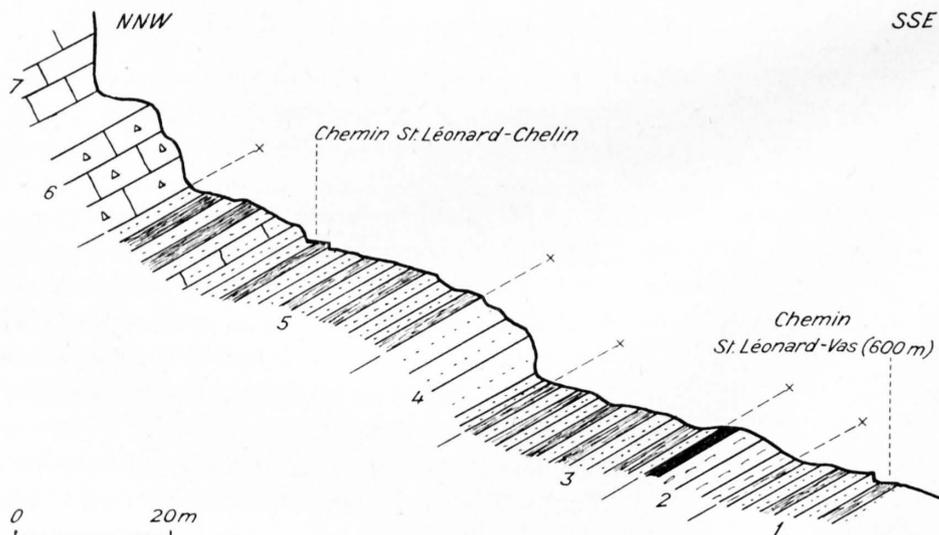


Fig. 11. Série schisto-quartzitique écrasée. Pente entre Chelin et St-Léonard et la plaine du Rhône

Cette formation n'affleure guère que dans le ruisseau: plus à l'E, à la base de la paroi calcaire, elle est cachée sous la moraine.

Cette épaisse série schisto-quartzitique s'écrase en direction de l'W entre deux écailles rigides, dont la septentrionale est constituée par des calcaires dolomitiques, des quartzites et du gypse. Au N de la coupe précédente par contre, les terrains rigides de l'écaille ont disparu et les niveaux plastiques, série schisto-quartzitique et gypse augmentent fortement d'épaisseur.

La série schisto-quartzitique écrasée montre, vers l'W, la coupe suivante:

1. Base de la série schisto-quartzitique déjà décrite.
2. Quartzites sériciteux blancs très écrasés et schistes argileux noirs: Trias et Carbonifère, 5 m.
3. Quartzites gris à muscovite: série schisto-quartzitique 10 m.
4. Quartzites roses ou jaunâtres: Trias 2 m.

5. Complexe de quartzites, de schistes, de grès calcaires: série schisto-quartzitique, 20 m. Dans une petite carrière, le long du chemin, dans la série sont interstratifiés des bancs de 1 à 2 cm d'une roche noire, très légère, vacuolaire. Il s'agit probablement d'une ancienne marne pyriteuse dans laquelle la pyrite s'est dissoute, attaquant des restes organiques actuellement silicifiés et indéterminables.

6. Dolomie blonde: Trias supérieur.
7. Calcaire bleu saccharoïde: Trias moyen.

Les affleurements dans le gypse de Granges

Le premier affleurement que nous décrirons émerge de la moraine posée sur le gypse, et déterminant un petit plateau cultivé au NE du point 575 m. Il se prolonge à l'E par quelques mètres carrés de flysch complètement enrobé dans le gypse. Or, une galerie ouverte 10 m plus bas n'a pas recoupé cette roche: le flysch est donc en position synclinale dans le gypse.

Sur le plateau morainique, la roche affleure au pied des murs de vigne, ce qui est souvent le cas dans ce pays. En synthétisant les observations faites sur de nombreux affleurements qui se relaient, nous arrivons à la coupe suivante, d'W en E:

1. Trias 20 m. Quartzites fins jaunâtres, lentilles de quartzites blancs très grossiers, schistes jaunes talqueux, calcaires saccharoïdes bleus à patine jaune.
2. Flysch 10 m. Calcaires bleu foncé, finement cristallisés, mais contenant quelques grands cristaux de calcite, qui leur donnent une cassure spathique; schistes gréseux et micacés sombres et quartzites gris à muscovite.
3. Trias 4 m. Gypse et schistes blancs sériciteux.
4. Brèche à éléments dolomitiques, env. 5 m. La pâte est un calcaire gréseux à gros grains de quartz (0,5 mm); certains galets contiennent en abondance des restes organiques mal conservés (*diplopores*).
5. Alternance de schistes foncés, de quartzites micacés et de petits bancs de calcaires gréseux, 20 m. Nous y avons trouvé le seul reste organique macroscopique de cette formation, mais absolument indéterminable. Notons que dans ces niveaux se retrouvent les couches noires, terreuses, légères, vacuolaires que nous avons décrites dans la région de St-Léonard comme d'anciennes marnes pyriteuses, silicifiées.
6. Schistes jaunes du Trias, 0,5 m.
7. Calcaire grossier, gris, finement gréseux, 0,20 m. Lias?
8. Trias: gypse.

Une autre coupe, similaire à celle que nous venons de décrire, et qui affleure tout aussi mal, s'observe dans les vignes situées derrière l'hôtel de la gare de Granges. L'hôtel lui-même est adossé à un gros bloc de calcaire dolomitique jaune surmonté d'une dizaine de mètres de schistes sombres à bancs charbonneux, probablement d'âge carbonifère et en position anticlinale. Quelques mètres plus haut viennent des quartzites gris, micacés, des grès calcaires à gravier dolomitique et des schistes sombres, surmontés de 5 à 6 m de brèche à ciment calcaire, légèrement gréseux et à galets de 1 à 2 cm de dolomie. Au sommet la série disparaît sous la moraine.

Cette formation affleure encore dans les premiers tournants de la route de Lens. Descendant du point 575, la route quitte le gypse, recoupe un banc de calcaire dolomitique jaunâtre, associé à des

quartzites triasiques et à des schistes noirs probablement carbonifères. Puis vient une série où alternent des grès, des quartzites gris, des schistes micacés et de petits bancs de calcaire finement cristallin. Dans les grès se trouvent des lits à gravier de dolomie rousse. Les brèches grossières sont largement entaillées au tournant en dessous du point 575 m. Ici encore, tous les galets sont dolomitiques. Le faciès bréchiq ue réapparaît, toujours le long de la route, juste au N de la station de Granges, mais les galets, qui ne dépassent guère 1 cm, sont plus rares dans une pâte de calcaire peu gréseux. La série se termine au niveau du petit pont sur lequel la route franchit le ruisseau qui descend de St-Clément, par quelques mètres de grès jaunâtres, sériciteux, à gros grains de quartz, gravier dolomitique et ankérite. Puis le Trias reprend, par des schistes jaunes et des calcaires dolomitiques.

Région en amont de Granges

A 200 m en amont de Granges, la route cantonale, au niveau de la plaine, et la route de Crans, 20 m plus haut, recoupent une paroi de grès plaquetés jaunâtres. La coupe, le long de la route de Crans, débute par une dizaine de mètres de roche schisteuse affleurant mal. Ce sont des schistes quartzeux et des grès gris, sombres ou noirs. Nous les retrouvons, 250 m plus loin, à l'endroit où la route sort de la paroi. Ils sont alors liés à un banc de 0,20 m de grès roux triasiques, à cristaux d'ankérite. Ces schistes probablement carbonifères, associés à quelques lentilles de Trias, constituent donc la base de cette écaille de Flysch. Dans la paroi elle-même affleurent uniquement des grès calcaires, sériciteux, à cassure gris bleu, à patine rousse, accompagnés de lits de schistes bleus. Dans cette série le microplissement est par place très intense. Par son faciès, cette formation rappelle la partie calcaire de la série schisto-quartzitique affleurant en paroi au-dessus de Mangol.

Puis la route de Crans traverse une région morainique sur 100 m, fait un brusque coude et pénètre dans une petite vallée. Avant d'atteindre le fond de la vallée, p. 563, elle coupe une zone de flysch très délitée. Ce sont des schistes quartzeux, gris, des quartzites calcifères à pyrite et ankérite, des bancs de 0,20 m de calcaire gréseux, très dur, contenant de grandes albites authigènes, et quelques bancs de calcaire fin. Cette série semble donc, par sa lithologie, se rattacher aussi à la partie calcaire de la série schisto-quartzitique.

Sur la rive gauche de cette petite vallée, 2 m de roche conglomératique représentent cette écaille, au niveau de la plaine du Rhône. Le ciment est un calcaire gréseux saccharoïde et les éléments, tous dolomitiques, ne dépassent guère 1 cm de diamètre. Cette brèche est dans une position tectonique analogue aux schistes et grès de la rive droite et leur est donc liée.

Ces formations bréchiq ues affleurent une dernière fois, le long de la route du Simplon, à 800 m en amont de la station de Granges. La série débute par 5 m de calcaire fin à cassure bleue et à patine ocre. Puis sur 2 m le calcaire devient grossièrement cristallisé et des bancs gréseux s'interstratifient dans le calcaire massif. Ces faciès rappellent ceux du Lias inférieur et du Lias moyen des écailles externes. Après 5 à 6 m, commencent les brèches à ciment grossièrement gréseux et sériciteux et à galets dolomitiques. Épaisses de 4 à 5 m, elles sont surmontées de 7 m de schistes gris, siliceux, sériciteux, sur lesquels reviennent les brèches sans doute par répétition tectonique. Au-dessus commence une alternance de grès gris, de quartzites clairs et de calcaires gréseux à rares intercalations bréchiq ues. L'épaisseur n'est pas connue, la série disparaît vers le haut sous les alluvions du Rhône.

Conclusions

Il ressort de cette description que cette série est extrêmement complexe. De plus, ses relations avec les autres terrains sont indéfinissables, puisque la série forme toujours une écaille indépendante.

Il semble que l'on puisse rattacher au Lias les faciès calcaires de la base; à la série conglomératique, les faciès bréchiq ues. Quant au faciès flysch du toit de la série, son attribution est plus douteuse. Les quartzites et les schistes gris permettent sans aucun doute une parallélisation avec la série schisto-quartzitique des écailles externes. Mais la présence des faciès calcaires constitue une différence importante et difficilement explicable. Ces formations ont souvent été prises pour du Carbonifère, surtout dans les affleurements du gypse de Granges. La présence de galets de dolomie triasique permet d'éviter cette confusion.

La série de Tourbillon

La colline de Tourbillon constitue une longue arête rocheuse parallèle à l'axe de la vallée du Rhône. Au pied N de la colline, un voile d'éboulis et de la moraine séparent la série de Tourbillon du Lias de la Plata. En un seul endroit affleurent quelques mètres carrés de schistes noirs carbonifères. Il est probable que la dépression est due à des roches tendres, Carbonifère et Trias, jalonnant un contact anormal.

Au S, le sommet de la série est également caché par des formations quaternaires: alluvions du Rhône au niveau de la plaine, et moraine dans la petite selle de Valère. Sous la moraine, vers l'E, le long d'un contact nettement tectonique, apparaissent des schistes noirs carbonifères: ce sont les écailles internes, dont les quartzites triasiques forment toute la colline de Valère.

Entre ces deux limites tectoniques affleure une série extrêmement monotone, épaisse d'une centaine de mètres. Ce sont des calcaires gréseux à patine brunâtre et à cassure grise. La seule variation que présente cette série est dans l'épaisseur des bancs. Assez minces à la base, ils atteignent au sommet de la colline 20 à 30 cm. Ces bancs massifs forment de grandes dalles dans le versant S de la colline. Au toit de la série, ils sont à nouveau plus minces (1 à 5 cm).

En coupe mince, ces roches sont les mêmes de bas en haut: calcaires recristallisés contenant de petits grains de quartz (0,1 à 0,3 mm) et très grande quantité de petits cristaux d'albite authigène.

Nous n'avons pas retrouvé, ailleurs, dans la même position tectonique, une série rappelant celle de Tourbillon. Les deux écailles externes que nous avons suivies de Châteauneuf à St-Léonard affleurent dans les collines de la Plata; le régime interne, avec son Trias bien développé, commence avec les quartzites de Valère. Les roches qui se rapprochent le plus des calcaires gréseux de Tourbillon sont celles du Lias. Tourbillon représente peut-être une troisième écaille externe comprenant un Lias très épaissi par rapport aux deux premières. La chose paraît assez peu probable, car, plus les écailles sont internes, plus le Lias est réduit. Nous laissons la question ouverte.

Chapitre III

Le Quaternaire

Le glaciaire

Introduction

Le glaciaire occupe, en superficie, la première place dans la région étudiée. La description détaillée de ces formations nous entraînerait trop loin, aussi nous bornerons nous à quelques remarques sur les phénomènes les plus importants.

Dans une note préliminaire, nous avons donné une description du Quaternaire dans la région de Sierre, sur laquelle nous ne reviendrons pas. Les restes du grand éboulement de Sierre, interstratifiés entre deux formations morainiques, permettent de reconnaître deux phases de glaciation, dont la dernière, de faible amplitude, est post-würmienne. Sur le versant droit de la vallée, entre Sierre et Châteauneuf, cette distinction ne peut se faire que sur la base de critères morphologiques assez douteux, et uniquement pour des glaciers latéraux.

Le matériel morainique

Le matériel morainique est de composition extrêmement monotone. A l'affleurement, il s'agit, en général, d'une terre blanchâtre à jaunâtre, contenant une grande quantité de petits fragments de roches calcaires, originaires des Hautes Alpes calcaires au N de Montana, et de roches cristallines ou métamorphiques, originaires du Haut Valais.

Que les moraines montrent des directions parallèles à la vallée ou non, le matériel est le même. La plus grande partie du matériel des moraines post-würmiennes provient, en effet, du remaniement de moraines plus anciennes. Même dans les vallées qui, lors de la dernière phase glaciaire, devaient être hors d'atteinte du glacier rhodanien, les moraines contiennent des roches cristallines et métamorphiques. Le cas se présente, par exemple, sur le versant N du Châtelard.

Mode de gisement

La moraine affleure très mal: elle est le plus souvent plantée de vignes ou de prairies. Cependant quelques bonnes coupes peuvent s'observer grâce aux vallées, aux tranchées des routes et aux carrières. Ces coupes sont, hélas, trop rares, mais permettent déjà certaines distinctions:

1. *Les moraines stratifiées.* Posées sur les versants de la vallée du Rhône, elles sont généralement peu épaisses (de 0,50 à 10 m). Les plans de stratification sont inclinés en sens inverse de la surface topographique. Les meilleurs gisements de ce type se trouvent dans de petites carrières d'où l'on extrait du gravier: à la bifurcation des routes Granges-Chermignon et Granges-Corin, et surtout le long de la route Granges-Lens, à 840 m d'altitude.

Dans certains cas, le matériel est tellement bien classé que l'on ne peut plus parler de moraine. La route de Mollignon à Signèse est bordée, à 640 m, de petites falaises de formations fluvio-glaciaires. La taille des éléments va de 0,40 m à un sable grossier. Le granite y est rare et toujours très décomposé, les roches métamorphiques plus fréquentes, mais les calcaires bleus représentent plus du 90 % du matériel. Cette formation à stratification horizontale se retrouve en d'autres endroits dans les vignes, à la même altitude. Il a dû exister, en bordure du glacier, une dépression longue et étroite, où se seraient déposées ces formations.

2. *Les moraines non stratifiées.* Plus épaisses, 30 m au minimum, elles dessinent des vallums dont les directions ne sont pas parallèles à l'axe de la vallée. Nous n'avons jamais observé de stratification dans ces moraines, mais il faut remarquer que de bonnes coupes y sont très rares. Les meilleurs se trouvent dans les vallées des rivières descendant, en amont de Granges, entre Condémines et Valençon. Ce sont probablement des moraines frontales de petits glaciers latéraux, dont l'avancée fut brusque et de courte durée.

Morphologie glaciaire

L'analyse de la morphologie glaciaire permet des conclusions un peu moins aléatoires. Trois stades différents de l'évolution des glaciers se marquent assez nettement dans la topographie de cette partie de la vallée du Rhône. Le premier stade correspond au maximum de la glaciation würmienne, le deuxième, à la fin de cette glaciation, et le troisième, à une récurrence des glaciers locaux, la «*Schlussvereisung*» de STAUB.

1. Phase du grand glacier würmien

Le grand «inlandsis» de l'époque würmienne a laissé sa trace dans des plateaux aux pentes très douces qui formaient l'ancienne vallée glaciaire très ouverte. Les plateaux supérieurs se trouvent à l'altitude de 1500 m (Montana, Mayens de la Tsour sur Savièse). Ils sont relayés par des paliers plus inférieurs (Crans, Chermignon d'en Haut, Lens, Grimisuat, Savièse) qui conduisent au dernier plateau encore existant.

Ce niveau se suit très bien dans la morphologie où il se marque par une série de petits plateaux plus ou moins attaqués par les glaciers, lors de phases tardives, ou par les rivières actuelles. Ces plateaux sont des régions fertiles, cultivées et de nombreux villages y sont construits. En remontant la vallée, se relaient les plateaux de La Mura-Ormona, Champlan-Mollignon-Signèse, Les Planisses, Chelin, Condémines, Chermignon d'en Bas et Corin. En amont de Corin, toute morphologie glaciaire disparaît sous de grandes masses glissées.

2. Phase de retrait du glacier würmien

Dans les derniers temps de la glaciation würmienne, de grands glaciers de vallée, à écoulement rapide, ont dû exister. Le glacier rhodanien attaqua l'ancien plateau et donna à la vallée son profil actuel, en auge plus étroite. La glace arrivait à la rupture de pente des plateaux würmiens les plus inférieurs, soit

200 m au-dessus du niveau de la plaine alluviale actuelle, ce qui représente une épaisseur de glace de 500 m environ.

Sur les flancs de la vallée, de nombreux glaciers latéraux, plus ou moins importants, entamèrent faiblement les plateaux würmiens. Les traces de ces glaciers sont bien reconnaissables dans la région de Champlan: dépressions en auge et moraines allongées NE-SW.

A la confluence des glaciers, se créaient des zones où l'érosion était moins intense. Ainsi furent respectés certains massifs rocheux dont l'existence s'expliquerait mal sans ces phénomènes. Les plus beaux témoins de ces confluences sont les collines de Valère et Tourbillon, et celles de Mont d'Orge et des Maladaires.

La résistance de ces roches, sauf les quartzites de Valère, est relativement faible. L'éperon de Tourbillon qui s'avance vers l'amont, donc contre le courant de la glace, est fait de grès plus ou moins schisteux assez friables. Il existe même un éperon secondaire en gypse! Du plateau de Savièse, on voit clairement plusieurs auges glaciaires: une sur le plateau de Champlan, une autre entre les collines de Clavau et de Tourbillon et peut-être une troisième entre Tourbillon et Valère.

Le cas est identique aux Maladaires, où la série relativement tendre des Schistes de Ferret forme une longue crête parallèle à l'axe de la vallée, crête séparée de la colline de Mont d'Orge par une dépression taillée dans les mêmes roches et tapissée de moraine.

3. Phase de récurrence des glaciers locaux

Cette phase, que nous avons pu facilement définir dans la région de Sierre grâce à des moraines posées sur l'éboulement post-würmien, n'est pas reconnaissable pour le glacier du fond de la vallée et très peu certaine pour les glaciers latéraux. Nous avons attribué à cette récurrence quelques amas morainiques orientés obliquement sur les directions antérieures. Moraines frontales de petits glaciers restés suspendus à mi-côte, ces arcs pourraient aussi représenter des phases de retrait des glaciers latéraux. Aucun critère ne permet de trancher la question.

Ces crêtes se trouvent souvent sous un petit col par où débouchait le glacier. Ainsi se présente une colline de forme très régulière, à l'E de Champlan, devant une dépression entre la colline de Clavau et le versant de la vallée. Ainsi se présentent également plusieurs crêtes à l'E de Lens, centrées sous la dépression où est construit le village.

Les éboulements et les glissements de terrain

Les pentes de la vallée du Rhône montrent peu d'éboulements dans cette région: les roches sont assez solides et la disposition en dip-slope leur donne une grande stabilité.

Un seul éboulement s'est produit, et il est de dimensions restreintes. Tout le versant S du Châtelard est recouvert de gros blocs de grès des couches de St-Christophe. La masse est plus tassée sur place que réellement éboulée. Le dos de l'éboulement a déterminé un petit replat où est construit le chalet coté 1103, et son front s'est arrêté sur le plateau de Chelin. Le déplacement est donc, au maximum, de 100 m.

Le Châtelard de Montana Village (p.1176,9) domine une combe profonde limitée par de hautes parois de gypse. Cette combe est la niche d'arrachement d'un glissement important descendu jusqu'à la plaine du Rhône. Le matériel de glissement comprend surtout du gypse et des schistes aaléniens. Si le bas de la masse paraît stabilisé, il n'en est pas de même de la partie médiane qui continue à s'écouler lentement vers la plaine. La route, en amont de Loc, au virage 775, passe dans le glissement sur une dizaine de mètres. Or, chaque année, la route doit être refaite, car elle se déchire suivant une ligne bien déterminée, au contact entre le glissement et la moraine.

Dans la niche d'arrachement elle-même, les falaises de gypse tendent à prendre une pente plus douce et de nombreux éboulements se produisent encore à l'heure actuelle. Ils sont généralement consécutifs à des périodes de grande pluie ou à des secousses séismiques. Entre 1946 et 1948, le sommet de la falaise a reculé de 20 m, et de nouvelles fentes se sont ouvertes au bord du plateau. Mais depuis 1948 aucun éboulement important ne s'est produit en cet endroit.

Les cônes d'alluvions

Les nombreuses petites rivières descendant des plateaux supérieurs ont toutes des cônes d'alluvions au niveau de la vallée du Rhône. Mais ils sont tous de dimensions réduites, et sans importance morphologique. Ces rivières ont taillé des vallées de faible profondeur, se contentant d'enlever la mince couche morainique.



Fig. 12. Les parois de gypse de la niche d'arrachement du glissement de terrain au SE de Montana Village

La Lienne et la Sionne, deux rivières importantes, ont profondément entaillé la roche en place, et leurs gorges profondes coupent les pentes douces dues à l'érosion glaciaire. Leurs cônes d'alluvions sont importants et ont eu pour conséquence de repousser le Rhône vers la rive gauche de la vallée. Entre ces deux cônes le Rhône est ramené vers la droite par le cône, plus important encore, de la Borgne.

Une très bonne description de ces cônes a été faite par L. HORWITZ (1911, p. 258 à 268), et nous renvoyons, pour plus de détails, au travail de cet auteur.

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique

Introduction

Les coupes et les esquisses tectoniques qui accompagnent ce texte (voir planches I-III) donnent à elles seules une meilleure idée de la structure de cette région que ne le ferait une longue description. Dans la partie stratigraphique, de plus, nous nous sommes servis de subdivisions par unités tectoniques. Aussi, pour éviter de nous répéter, nous n'insisterons ici que sur les traits tectoniques les plus marquants.

Le Pennique ne passe sur la rive droite du Rhône qu'entre Châteauneuf et Sierre. En aval et en amont de cette région, les racines helvétiques et ultrahelvétiques bordent la vallée. Les axes des plis, en aval, plongent en direction du NE. Ils suivent ainsi l'inflexion du Cristallin: le massif du Mont Blanc s'envoie au niveau du village de Riddes. En amont de Sion, les axes des plis remontent, et le Cristallin ressort un peu après Louèche: c'est le massif de l'Aar. Ainsi se trouve définie une zone déprimée dont notre région occupe la partie la plus basse.

E. ARGAND (1911) rattachait la zone de Sion-Val Ferret à celle des Aiguilles d'Arves et la prolongeait par le synclinal de schistes lustrés Tourtman-Selarioli. Interprétant la rive gauche de la vallée du Rhône comme le flanc renversé de la nappe du Grand St-Bernard, il y vit plusieurs digitations frontales, comprenant de faux anticlinaux et de faux synclinaux. Il interpréta de la même manière la zone des écailles subbriançonnaises.

Les travaux de R. JÄCKLI (1950) permirent une nouvelle interprétation de la rive gauche du Rhône. A la place du flanc renversé d'ARGAND, il dessina, au front de la nappe, plusieurs écailles en position normale. Faux synclinaux et faux anticlinaux firent place à des structures «vraies», ce qui correspond avec nos observations sur la rive droite.

Traits généraux

La tectonique générale de cette région est assez simple, à l'exception de la zone des écailles subbriançonnaises. Toutes les séries sont isoclinales, inclinées vers le SE en moyenne de 50°.

Ces épaisses séries isoclinales sont fortement affectées par de grandes cassures dont l'orientation varie de NW-SE à W-E. Un coup d'œil sur la carte tectonique générale montre les caractéristiques de ces accidents: les failles, d'ailleurs jamais visibles sur le terrain, ont un pendage très fort vers le SW et le compartiment NE est surélevé et ramené vers l'intérieur de l'arc alpin. Ces failles affectent aussi bien la série des Schistes de Ferret que la zone des écailles subbriançonnaises. La plus importante, qui a déterminé la dépression de Lens, limite vers l'amont les couches de St-Christophe et la zone subbriançonnaise. Elle a un rejet de plus de 300 m. Les autres que nous avons pu observer, entre Sion et St-Léonard, par exemple, ont une moins grande importance, et leur rejet ne dépasse pas une cinquantaine de mètres. C'est grâce au jeu de ces failles que, malgré une direction générale SW-NE des couches, le Pennique ne dépasse pas à l'affleurement 2000 m de largeur au N du Rhône.

La zone de Ferret

La zone de Ferret, avec ses 1200 m de puissance, constitue une série isoclinale très monotone. Les pendages peuvent varier assez rapidement d'un endroit à l'autre, mais ne s'écartent pas beaucoup de 40 à 50° vers le SE. Aucune variation de quelque importance ne permet de définir un plissement et rien ne laisse supposer un écaillage.

Le chevauchement sur l'Ultrahelvétique se fait par un plan généralement régulier, comme le montrent les coupes. Au N du Châtelard de Lens, cependant, un gros accident, invisible en surface, affecte ce plan de chevauchement. En effet, le Trias basal a été recoupé par la galerie d'amenée d'eau de l'Usine Electrique de Mangol, à 1000 m de la porte S, soit près de 200 m plus au N qu'une coupe locale aurait permis de prévoir son passage. Le plan de chevauchement s'est donc fortement redressé, ce qui est attesté par le pendage raide du Trias dans la galerie (80°), et par la présence du Trias de l'Usine Electrique de la Lienne, qui, bien qu'à basse altitude, se trouve très au N.

Dans la région du Châtelard de Montana Village, c'est-à-dire en direction de la terminaison E de la zone, les pendages tournent: de SE ils deviennent S, puis franchement SW. Le plan de chevauchement et le gypse subissent la même variation. Au niveau de la plaine, les derniers pendages visibles vers l'amont sont très forts, même verticaux.

Nous n'avons pas observé de schistosité discordante avec les plans de stratification dans toute la série des Schistes de Ferret. Les microplissements sont également rares; les plus beaux se trouvent dans le versant S de la colline des Maladères, avec des axes inclinés d'une vingtaine de degrés vers l'E.

La zone a subi, comme nous l'avons déjà dit, une forte réduction de sa puissance d'amont vers l'aval, réduction probablement due à un étirement et à un laminage des couches.

La zone des écailles subbriançonnaises

La zone des écailles subbriançonnaises chevauche la zone de Ferret suivant un plan discordant sur cette dernière: il est en général plus incliné. Cet angle est bien visible sur les coupes du Châtelard: les couches de St-Christophe, épaisses d'une centaine de mètres à l'altitude de 1000 m se réduisent progressivement, et, au niveau de la plaine, le subbriançonnais chevauche directement sur les Grès inférieurs.

Dans la description stratigraphique, nous avons divisé le domaine subbriançonnais en deux sous-zones, une externe à Trias réduit, une interne à Trias très développé. Ces deux sous-zones présentent, tectoniquement, d'assez grandes différences dues, précisément, à la présence ou à l'absence du Trias gypseux plastique.

1. La sous-zone externe

Le Trias est réduit et le gypse en est généralement absent. La tectonique est, par conséquent, relativement simple. En effet, la sous-zone comprend uniquement deux écailles anticlinales à grande extension, puisqu'elles se suivent de Châteauneuf jusqu'en amont de St-Léonard.

Les deux séries stratigraphiques sont à peu près identiques: Trias mince, Lias calcaire bien développé, série conglomératique et série schistoquartzitique. Ces écailles sont donc rigides, isoclinales, et leur pendage de 50 à 60° vers le SE ne subit que peu de variations.

Entre St-Léonard et Granges, la deuxième écaille s'amincit et n'est plus représentée que par le Lias et quelques mètres de conglomérat à l'W d'Ormy. Dans la région de Flanthey, elle a complètement disparu. La première écaille est alors bien développée et affectée par deux failles ESE-WNW qui la coupent en oblique.

Nous avons déjà dit l'impossibilité devant laquelle nous sommes de définir les relations de la série de Tourbillon et des écailles isoclinales, sises au N, et nous ne reviendrons pas sur ce sujet.

2. La sous-zone interne

La sous-zone interne a une tectonique très différente. L'écaillage y est plus intense, les unités y ont une extension relativement faible et la présence de niveaux gypseux complique encore le plissement.

Vu l'extension latérale faible des écailles, il est le plus souvent impossible de savoir lesquelles sont internes par rapport aux autres. La sous-zone affleure surtout entre St-Léonard et Granges, et nous donnons une esquisse tectonique de cette région:

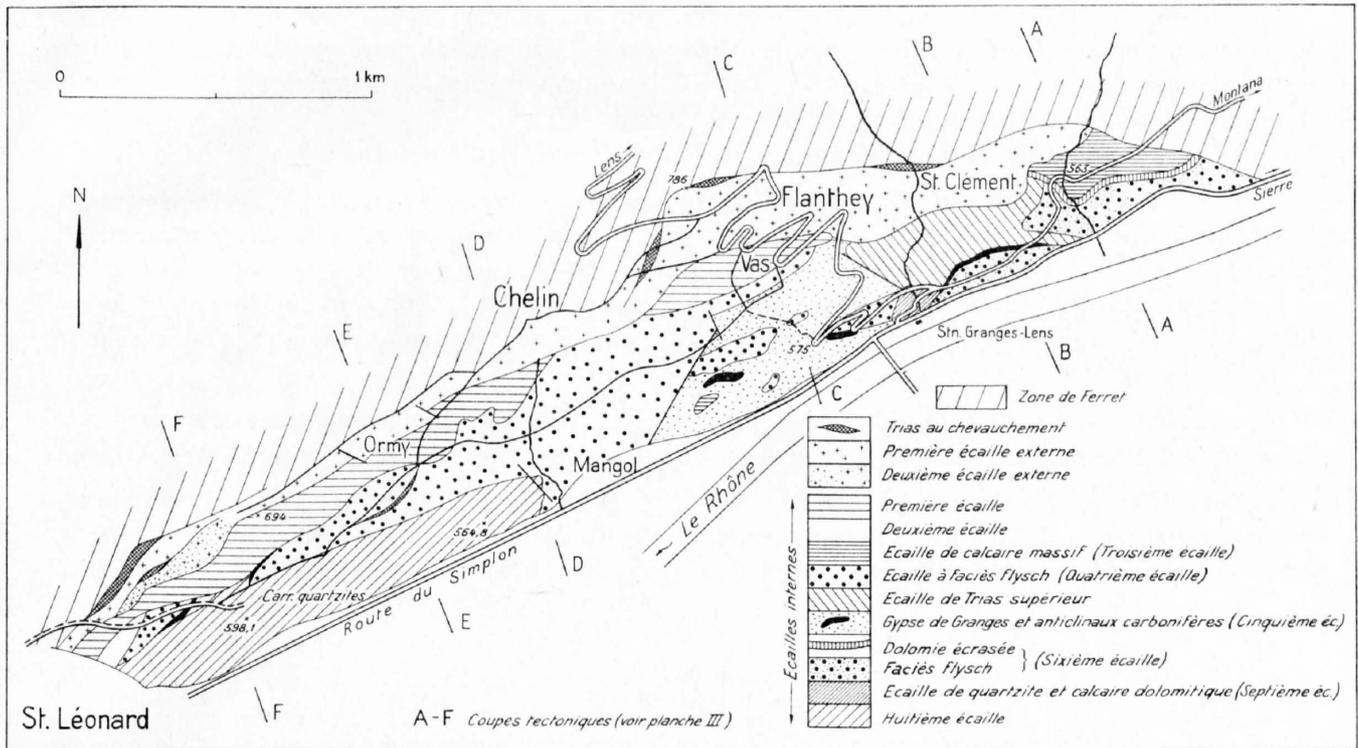


Fig. 13. Esquisse tectonique des écailles subbriançonnaises entre St-Léonard et Granges au 1:25000^e

Première écaille (en hachures larges horizontales). La plus externe, elle a aussi la plus grande extension.

Sa série stratigraphique comprend des quartzites, du gypse, des calcaires dolomitiques et des dolomies. Le gypse, entre St-Léonard et Ormy, est très mince, et, par conséquent, l'écaille rigide. Entre Ormy et Chelin, le gypse prend la place principale: quartzite, calcaire et dolomie n'apparaissent plus que sous forme de blocs isolés dans la masse du gypse. Puis l'écaille se pince au SE de Chelin et ne réapparaît que dans la région de Vas, comprenant des quartzites et du gypse.

Cette écaille est peut-être relayée, en direction de l'E, par une écaille à série triasique supérieure (hachures larges, obliques NW-SE). Comme la première, elle chevauche directement les externes. Sa série où manquent les quartzites comprend du gypse, des dolomies et des calcaires liasiques (voir fig.10).

Deuxième écaille (en blanc). Interne par rapport à la précédente, elle a une extension de quelque 100 m. Elle est composée uniquement de quartzites, de calcaires dolomitiques et d'un banc de conglomérat. Elle détermine un massif rocheux dans les vignes, à l'E du lac souterrain de St-Léonard, entre la route du Simplon et la route qui mène aux carrières de quartzites.

Troisième écaille (en hachures horizontales fines). Sa position par rapport aux autres est indéfinissable: elle chevauche directement l'écaille externe et est interrompue vers l'E par la grande faille de Lens. Sa série stratigraphique comporte uniquement des roches liasiques massives. Il se pourrait qu'elle représente une dernière réapparition de la deuxième écaille externe.

Quatrième écaille (en gros pointillé). Composée uniquement de roches à faciès flysch, elle a une assez grande extension. Au NE de St-Léonard, elle est très mince, laminée entre la première et la dernière écaille. Le laminage a eu pour autre conséquence de produire un écaillage interne et l'on compte trois écailles

de quelques mètres d'épaisseur seulement (voir fig. 11). Puis sa puissance augmente, et, entre Chelin et Mangol, elle forme tout le versant de la vallée. Vers l'E, elle est limitée en partie par une cassure, contre le gypse de Granges, en partie laminée entre ce gypse et celui de Vas. Réduite à une dizaine de mètres, elle se prolonge jusque dans les virages de la route, sous Vas, où elle disparaît.

Cinquième écaïlle (en pointillé fin). Cette écaïlle comprend uniquement le gypse de Granges. Sa position tectonique est difficile à définir. Interne par rapport à l'écaïlle précédente, elle est en partie limitée contre elle par une cassure orientée SW-NE. Vers l'E, une autre cassure, de direction SE-NW, forme la limite avec l'écaïlle de Trias supérieur du S de St-Clément.

Ce gypse contient de nombreux lambeaux de Carbonifère en position anticlinale.

Sixième écaïlle (en gros pointillé). La série stratigraphique est la même que dans la quatrième écaïlle. Ces roches à faciès flysch sont en position synclinale dans le gypse de Granges ou isoclinale, plus en amont. Elles chevauchent alors l'écaïlle de Trias supérieur du S de St-Clément avec un coussinet de Carbonifère et de Trias le long du plan de chevauchement. Plus en amont encore, la série s'est complétée vers le bas par des brèches massives et des calcaires liasiques. Elle chevauche la troisième écaïlle par l'intermédiaire d'un banc constant de dolomie jaune très écrasée.

Septième écaïlle (hachures fines NE-SW). Également de position tectonique douteuse, elle forme, à la bifurcation des routes de Lens et de Montana, un petit massif de quartzites et de calcaires dolomitiques.

Huitième écaïlle (hachures larges obliques NE-SW). Elle est la plus interne de toutes. Sa série comprend des quartzites, des calcaires et des dolomies. Sa rigidité lui a donné une structure isoclinale simple, observable entre St-Léonard et Mangol, le long de la route du Simplon (entre les points 598,1 et 564,8).

Conclusions

La discordance tectonique nette qui existe entre la zone des écaïlles subbriançonnaises et la zone de Ferret est en accord avec l'hypothèse d'une mise en place du subbriançonnais sur un substratum érodé. Les grandes cassures NW-SE sont postérieures à cette mise en place, puisqu'elles recoupent les deux séries.

Les pressions, dans cette région, semblent avoir été plus intenses à l'W qu'à l'E. En effet, le Trias du front pennique est plus laminé à l'W, et son gypse, niveau plastique, semble avoir reflué vers l'E, dans la région de Montana Village. La série des Grès inférieurs de la zone de Ferret a subi une forte réduction de puissance, vers l'W, et ceci par laminage. Dans la zone des écaïlles subbriançonnaises, cette différence de compression est également marquée. Les deux écaïlles externes se ramènent à une seule écaïlle dans la région de Granges. Le gypse des écaïlles internes semble avoir quitté la région de St-Léonard où il est toujours très mince, pour aller s'accumuler plus à l'E où il forme de grosses masses très plissées.

Il nous reste quelques mots à dire des relations de cette tectonique avec la morphologie de la région. La disposition des couches en dip-slope, et le jeu des grandes cassures ont déterminé, en bordure de la vallée, une série de grandes collines de structure identique. Le versant N est raide, taillé dans les Grès inférieurs, de même que l'arête W et la partie W du versant S. L'arête SE, le sommet et tout l'E du versant S sont formés par les couches de St-Christophe en grandes dalles plongeant vers la plaine. Cent à deux cents mètres avant leur base, ces collines présentent une zone de crêtes, de vallons et de parois: ce sont les écaïlles subbriançonnaises. Vers l'amont, une grande cassure met fin à ce régime.

Cette structure se retrouve, en tout ou en partie, dans les collines des Maladaires, de Mont d'Orge, de Clavau et dans la montagne du Châtelard. Nous donnons, à titre d'exemple, un dessin de la colline de Mont d'Orge.

TROISIÈME PARTIE

Métamorphisme

Introduction

Toute la zone pennique au N du Rhône est affectée d'un léger métamorphisme alpin épizonal. Le développement abondant de la séricite donne à ces roches l'aspect brillant qui les a longtemps fait prendre pour des schistes lustrés.

Nous allons voir que le degré de métamorphisme est légèrement mais nettement croissant de l'extérieur (NW) vers l'intérieur (SE) de l'arc alpin. De plus, l'analyse de quelques lames minces pratiquée dans l'Ultrahelvétique sous-jacent nous a montré qu'il n'existait pas de saut marqué du métamorphisme entre les deux zones.

Les minéraux engendrés par ce métamorphisme sont: la calcite, l'ankérite, le quartz, la séricite, la muscovite, la chlorite, l'albite et la tourmaline.

L'Ultrahelvétique

Comme le fait remarquer R. TRÜMPY, pour pouvoir tirer des conclusions certaines de nos comparaisons, il faudrait une étude portant sur des terrains de composition lithologique initiale analogue. Or, dans le Pennique, les schistes ne sont jamais aussi argileux que ceux de l'Aalénien ultrahelvétique.

Nous avons cependant trouvé, dans ces schistes, en assez grande quantité, de petits cristaux de quartz, de la séricite et de grandes aiguilles de tourmaline.

Les grès des lames triasiques ultrahelvétiques sont totalement recristallisés. Le quartz y est en très petits cristaux attaquant de rares fragments de calcite résiduelle. Normalement, la calcite est en rhomboèdres idiomorphes secondaires. La séricite, abondante, est logée entre les grains de quartz. Nous n'avons pas pu nous assurer de la présence de l'albite, à cause de la finesse du grain.

La zone de Ferret

Le Trias

Les grès du Trias du front pennique montrent un métamorphisme analogue à celui des mêmes roches dans l'Ultrahelvétique. Des quartzites calcifères sont d'anciens grès à ciment calcaire où la calcite est remplacée par du quartz très finement recristallisé. Des cassures calcitisées de la roche montrent un stade moins avancé de la quartzitisation. Le CaCO_3 est recristallisé, soit sous forme de calcite en rhomboèdres idiomorphes, soit sous forme de cristaux d'ankérite, le fer provenant de résidus argileux qui donnèrent aussi naissance à des paillettes de séricite. L'albite est en gros cristaux (0,8 mm) souvent bien maclés et quelquefois brisés.

Les Grès inférieurs

Dans les faciès gréseux, la calcite est toujours complètement recristallisée. La transformation du quartz est assez intense pour que soit détruit tout critère permettant d'identifier l'origine détritique ou

métamorphique des grains. Il est probable que les plus gros d'entre eux sont détritiques. Généralement à extinction roulante, ils sont secondairement accrus sur les bords, car la calcite avoisinante est attaquée. Quant aux plus petits grains disposés entre les cristaux de calcite, ils sont tous secondaires. La séricite est abondante à la surface des bancs, mais rares dans la masse. La tourmaline se rencontre un peu partout, en grandes aiguilles très claires, souvent coudées. Quelquefois se remarque, au centre du cristal, un noyau détritique de tourmaline plus foncée. Dans le haut Val Ferret, N. OULIANOFF a signalé, à la base de la série, des roches très fortement albitisées. Au N du Rhône, la fréquence de l'albite est peut-être un peu plus forte à la base de la série, mais, en moyenne, elle est très constante.

Les schistes bleus sont généralement peu carbonatés. Ceci est sans doute le résultat d'une silicification secondaire. On observe, en effet, dans certains échantillons, des lits de grains de quartz séparés par les lits de calcite presque pure. Dans les lits de quartz restent encore quelques cristaux de calcite pas encore totalement détruits. Mais le plus souvent, les schistes ne montrent que du quartz très finement cristallin et de la séricite, abondante dans le matériel argileux opaque, accompagnée d'aiguilles de tourmaline.

Les schistes de la série moyenne

Les schistes à radiolaires de la série moyenne représentent la partie la plus argileuse des Schistes de Ferret. En lame mince, bien des échantillons ressemblent à s'y méprendre aux schistes de l'Aalénien ultrahelvétique. Dans la masse argileuse opaque, les cristaux néoformés sont les mêmes: quartz en petits grains très disséminés et séricite. Certaines coupes montrent une grande quantité de quartz disposé en lits. La teneur en carbonate est le plus souvent nulle, dans de rares cas seulement de grands cristaux d'ankérite se sont formés secondairement. Dans les tests des radiolaires, le quartz est le plus souvent épi-génisé par de la pyrite. Mélangée au quartz et à la séricite, apparaît dans ces schistes une chlorite de très basse biréfringence.

Les couches de St-Christophe

Dans les couches de St-Christophe, le métamorphisme est un peu plus intense: le mica blanc est plus grossièrement recristallisé, et la séricite cède peu à peu la place à de grandes paillettes de muscovite. La calcite conserve le même aspect que dans les Grès inférieurs, mais les cristaux sont souvent un peu plus volumineux (1 mm à 1,5 mm de diamètre). Le quartz est en petits cristaux authigènes. Quelques gros grains montrent nettement une auréole d'accroissement, soulignée par des zones d'inclusions opaques. L'albite, très abondante dans les couches de St-Christophe, généralement en petits cristaux bien formés, atteint exceptionnellement de grandes dimensions (2 mm). La tourmaline conserve le même aspect et la même fréquence que dans les niveaux inférieurs.

La zone des écaillés subbriançonnaises

Les écaillés externes

1. Les roches triasiques

L'intensité plus grande du métamorphisme de ce Trias par rapport à celui du front pennique se marque par une beaucoup plus grande abondance de la séricite, de la muscovite et de l'albite. La calcite est aussi recristallisée et en partie transformée en ankérite. Le quartz se présente sous deux aspects différents: ou bien en un assemblage de petits cristaux tous de la même taille (0,1 mm), ou bien en gros cristaux dans une pâte fine de quartz et de séricite. La structure de la roche devient nettement porphyroblastique, ou plus exactement blastoporphyrrique, puisque les gros grains de quartz sont probablement détritiques, et agrandis sur les bords.

2. Les roches liasiques

Les calcaires bleus du Lias inférieur prennent l'aspect de marbre. Ils sont souvent très purs et ne contiennent que de la calcite en gros cristaux (2 mm). Dans les faciès gréseux du Lias moyen, les grains

de quartz sont tous secondaires et petits, la calcite est bien recristallisée et l'albite, en cristaux idiomorphes peu maclés (0,1 mm), très abondante.

Le métamorphisme de ces roches est donc égal à celui des couches de St-Christophe auxquelles elles ressemblent beaucoup.

3. Les roches de la série conglomératique

Le ciment de la série conglomératique est un calcaire gréseux qui présente les mêmes caractéristiques que les roches du Lias moyen, avec, en plus, de grandes paillettes de muscovite néoformée. De gros grains de quartz détritiques y sont fréquents.

4. Les roches de la série schisto-quartzitique

La série schisto-quartzitique est la plus métamorphique de toute. La structure blastoporphyrrique est dominante, avec ses gros grains de quartz, très purs au centre, et contenant souvent de nombreuses paillettes de séricite sur les bords. Il est fréquent que les grains de quartz détritiques soient cataclasés, et la structure devient porphyroclastique. Dans certains cas, l'absence de gros grains de quartz et la grande abondance des minéraux phylliteux permet de reconnaître une structure lépidoblastique.

Les minéraux phylliteux sont en partie d'origine détritique: de petits galets de séricitoschistes et de chlorito-schistes, de rares paillettes de biotite attestent cette origine. Mais dans d'autres cas, ils sont nettement néoformés, enrobés dans des grains de quartz ou enfoncés dans les cristaux de calcite. Ainsi de grandes paillettes de muscovite néogène montrent encore des restes de la biotite détritique originelle; des amas très fins de séricite et de chlorite s'insinuent entre les grains de calcite et de quartz.

Les rares bancs calcaires de cette série montrent de très gros cristaux de 2 et 3 mm de diamètre.

Les écailles internes

1. Les roches triasiques

Dans les quartzites de la base du Trias, la structure blastoporphyrrique est de règle. La présence, parmi les porphyroblastes, de grands cristaux d'orthose permet de définir avec certitude l'origine détritique des grains les plus grossiers. La pâte de la roche contient du quartz finement cristallisé, de la séricite et de l'albite généralement en petits cristaux.

Les calcaires triasiques ne présentent rien de particulier. La calcite est en gros cristaux fortement maclés, le quartz et l'albite, lorsqu'ils sont présents, en petits grains.

La dolomie blonde est toujours très finement cristalline. De grands cristaux d'albite, et, plus rarement, de la calcite se reforme dans la pâte dolomitique.

2. Les roches post-triasiques

Elle présentent les mêmes caractéristiques que dans les écailles externes.

Résumé

La zone de Sion-Courmayeur au N du Rhône comprend deux parties principales:

I. *La zone des Schistes de Ferret.* Elle est externe par rapport à l'arc alpin. Chevauchant l'Ultrahelvétique par l'intermédiaire d'un coussinet de Trias, elle comprend de bas en haut:

1. Les Grès inférieurs. Epais de 400 à 800 m, ils débutent par un conglomérat basal sporadique de quelques mètres d'épaisseur surmonté d'une importante alternance de grès à ciment calcaire, de calcaire gréseux, de calcschistes et de schistes.

2. Les schistes moyens. Epais de quelques mètres seulement, ces schistes noirs ont une grande importance à cause de la faune de Radiolaires qu'ils contiennent et qui permet de donner à cette formation un âge crétacé moyen.

3. Les grès de St-Christophe. Ils constituent le sommet de la série. Ce sont des grès calcaires en bancs assez massifs, et contenant, surtout à la base, passablement de schistes sombres.

II. *La zone des écailles subbriançonnaises.* Elle est interne par rapport à la précédente. Sa série stratigraphique comprend :

1. Le Carbonifère sous forme de schistes gréseux sombres.

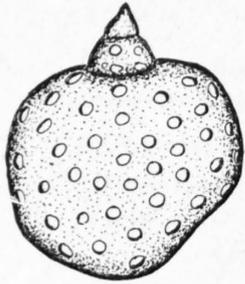
2. Le Trias dont les termes caractéristiques sont : Les quartzites du Trias inférieur, une alternance de calcaires et de calcaires dolomitiques probablement du Trias moyen, le gypse, la cornieule et les dolomies du Trias supérieur.

3. Le Lias comprend uniquement des calcaires massifs, très purs et saccharoïdes pour la partie inférieure, gréseux dans la partie supérieure.

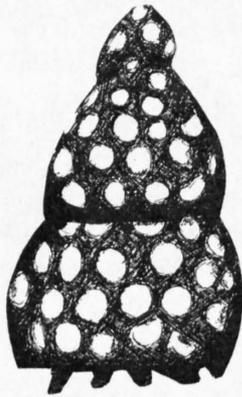
4. La série conglomératique montre un ou plusieurs bancs de conglomérat à éléments triasiques dominants dont l'âge est inconnu.

5. La série schisto-quartzitique comprend des roches foncées, pauvres en carbonate, dont l'âge est également inconnu.

Tectoniquement, la zone des Schistes de Ferret constitue une série monoclinale très régulière. Elle est seulement affectée par de grandes cassures orientées SE-NW. La zone briançonnaise comprend un très grand nombre d'écailles de faible épaisseur et d'extension souvent réduite. Le métamorphisme est faiblement croissant de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin.



Theocapsa.
Maladaires.



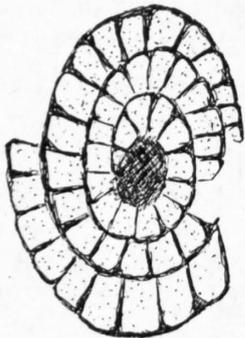
Dictyomitra aperta RÜST.
Maladaires.



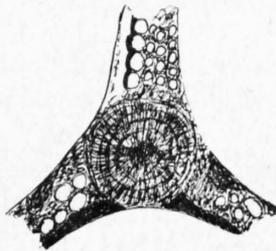
Dictyomitra.
Maladaires.



Tricolocapsa spheroides HKL.
Maladaires.



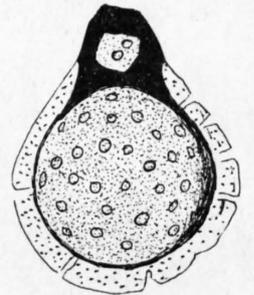
Stylatractus Rothii RÜST.
Maladaires.



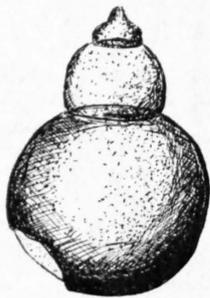
Trigonactura?
Maladaires.



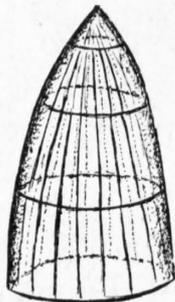
Lithocampe cretacea RÜST.
Maladaires.



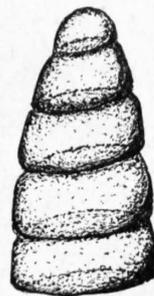
Adelocyrtis Pantanelli.
Mont d'Orge.



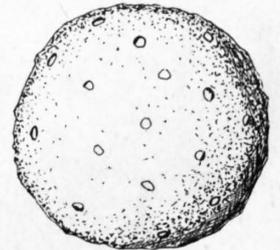
Theocapsa obesa RÜST.
Mont d'Orge.



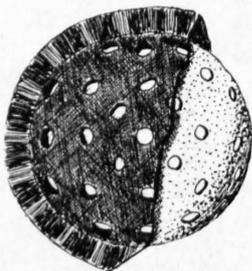
Stichoformis radiata GÜMBEL.
Mont d'Orge.



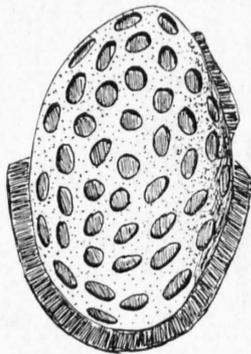
Dictyomitra sp?
Mont d'Orge.



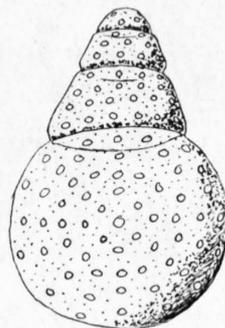
Cenosphaera.
Châtelard.



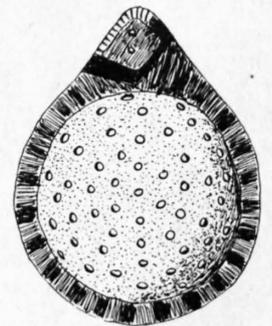
Cenosphaera pachyderma RÜST.
Châtelard.



Cenosphaera.
Châtelard.



Theocampe regularis.
Châtelard.



Adelocyrtis Pantanelli.
Châtelard.

Fig. 15. Radiolaires de la série moyenne du Flysch de Ferret

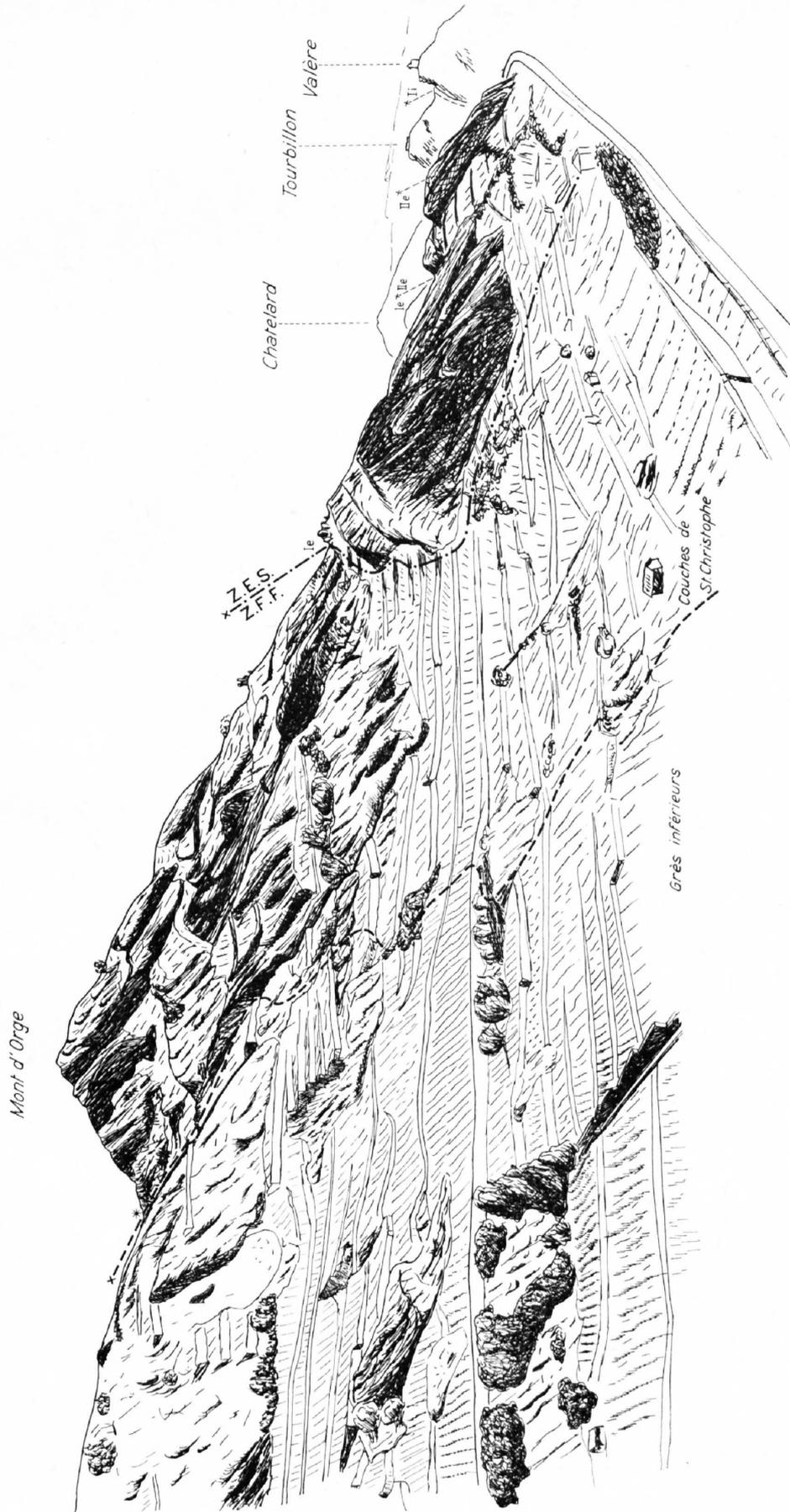


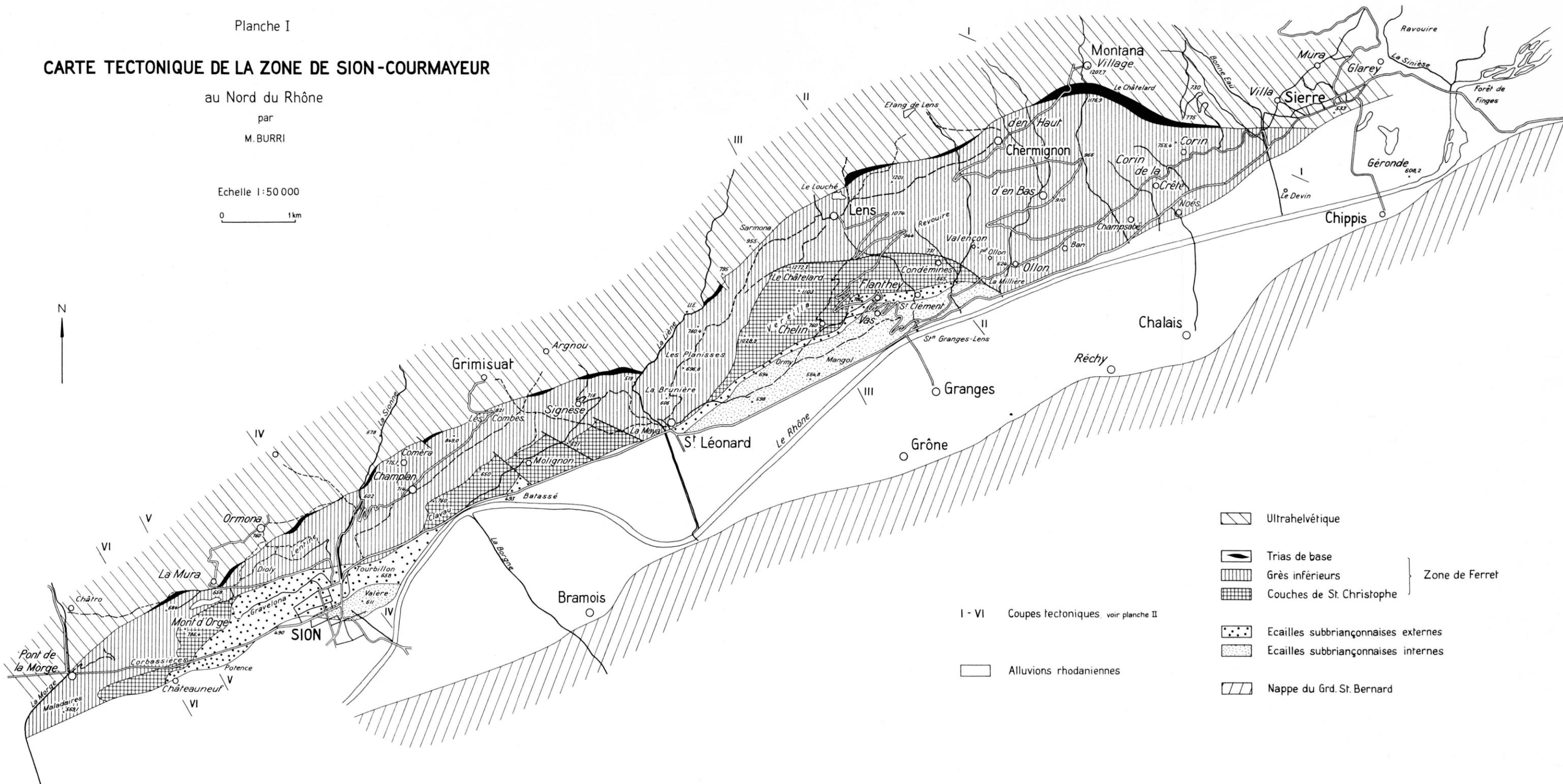
Fig. 16. Structure de la colline de Mont d'Orge

Planche I

CARTE TECTONIQUE DE LA ZONE DE SION-COURMAYEUR

au Nord du Rhône
par
M. BURRI

Echelle 1:50 000



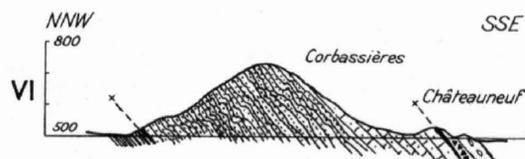
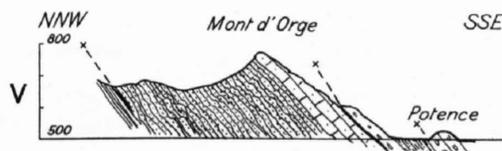
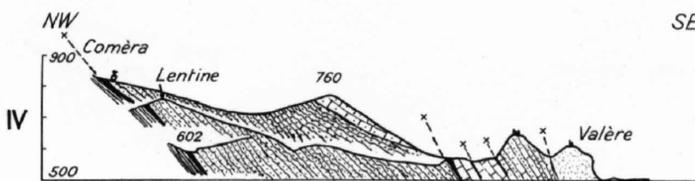
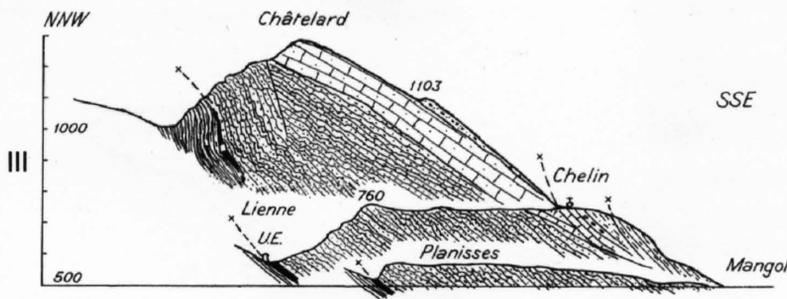
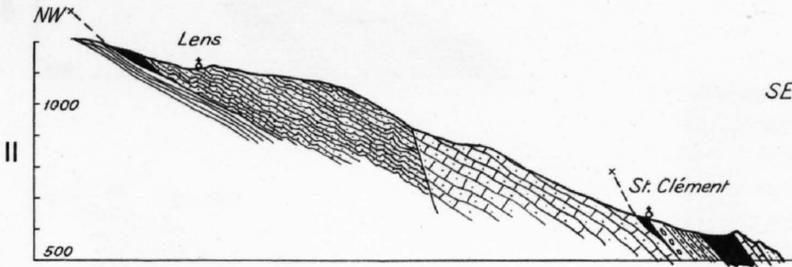
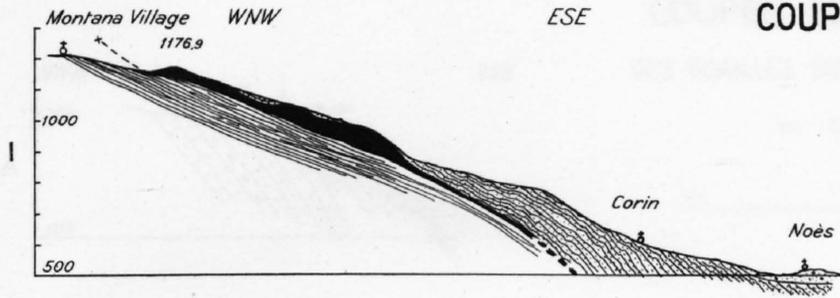
-  Ultrahelvétique
 -  Trias de base
 -  Grès inférieurs
 -  Couches de St. Christophe
 -  Ecailles subbriançonnaises externes
 -  Ecailles subbriançonnaises internes
 -  Alluvions rhodaniennes
 -  Nappe du Grd. St. Bernard
- } Zone de Ferret

I - VI Coupes tectoniques, voir planche II

COUPES TECTONICOUES

au 1:25000

0 500m



Quaternaire

Eboulements

Zone subbriançonnaise

Série schisto-quartzitique

Série conglomératique

Série de Tourbillon

Lias

Brèche de la Pierre Avoi

Quartzites triasiques

Trias indifférencié

Zone de Ferret

Couches de St Christophe

Grès inférieurs

Trias de base

Ultrahelvétique

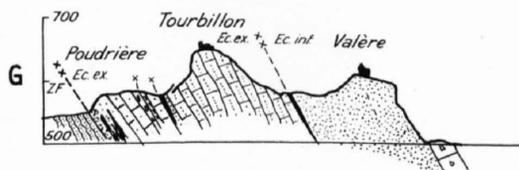
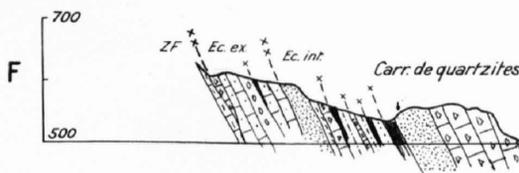
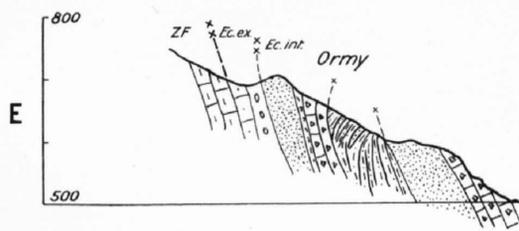
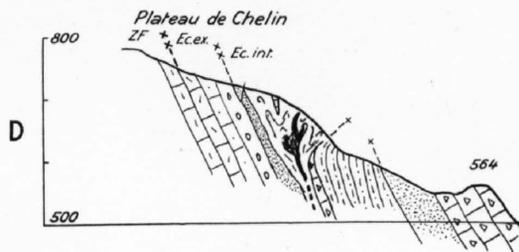
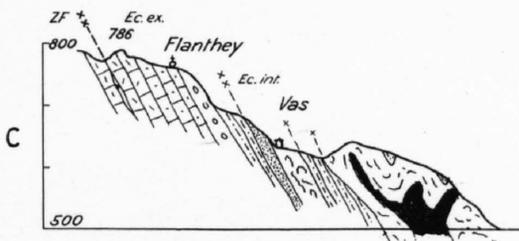
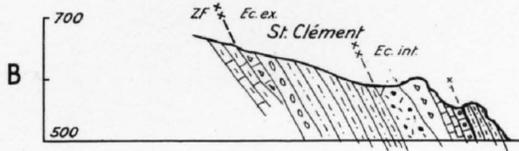
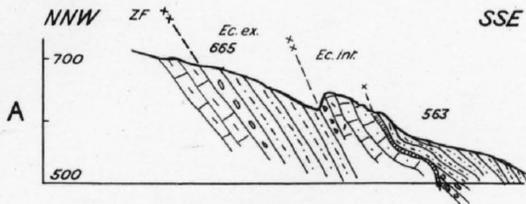
Aalénien

Tracés des coupes voir planche I

COUPES TECTONICOES DES ECILLES SUBBRIANÇONNAISES

au 1:12 500

0 500 m



Zone subbriançonnaise

- Série schisto-gréseuse
- Série conglomératique
- Série de Tourbillon (coupe 6)
- Calcaire gréseux - Lias moyen
- Calcaire saccharoïde - Lias inférieur ?
- Calcaires et calcaires bréchiques - Lias ?
- Dolomie écrasée
- Dolomie - Trias supérieur
- Cornièule bréchique
- Gypse - Trias supérieur
- Calcaires et dolomies - Trias moyen
- Quartzites - Trias inférieur
- Quartzites écrasés schisteux
- Carbonifère

Zone de Ferret

- Couches de St. Christophe
- Grès inférieurs

Ec. int. = Ecaïlles subbriançonnaises internes

Ec. ex. = Ecaïlles subbriançonnaises externes

ZF = Zone de Ferret

Tracés des coupes voir fig. 13