

La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan

Autor(en): **Trümpy, Rodolphe**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **47 (1954)**

Heft 2

PDF erstellt am: **18.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-161837>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan

Avec 2 figures dans le texte

Par **Rodolphe Trümpy** (Zurich)¹⁾

Table des matières

Zusammenfassung	316
Avant-propos	317
I. Introduction	317
A. Aperçu géographique et tectonique	317
B. Remarques historiques	319
II. Stratigraphie	321
A. La zone helvétique et ultrahelvétique	321
1. Le Trias	321
2. Le Lias	321
3. L'Aalénien et le Dogger	322
4. Le Malm	324
B. La zone de Ferret	324
1. Le soubassement triasique et jurassique	326
a) Le Trias	326
b) Les schistes de la série basale	327
2. La série inférieure des schistes de Ferret.	327
a) Les brèches de base et les calcaires albitisés	328
b) Les grès et schistes inférieurs	329
c) Les calcschistes moyens	329
3. La série moyenne des schistes de Ferret	330
a) Les couches de la Peula	331
b) Les couches de l'Aroley (s. str.)	332
4. La série supérieure des schistes de Ferret	334
a) Les couches des Marmontains	335
b) Les couches de St-Christophe	335
C. La zone des Brèches de Tarentaise	336
1. Le Trias	336
2. Le Lias	337
3. La série post-liasique	337
a) Les couches de l'Aiguille du Grand-Fond et la série conglomératique	338
b) La série schisto-quartzitique	339
III. Tectonique	341
A. Traits généraux.	341
1. Pendages, axes, schistosité, métamorphisme	341
2. Les failles	342

¹⁾ Publié avec l'autorisation de la Commission géologique Suisse.

B. La zone helvétique et ultrahelvétique	343
1. La zone autochtone	343
2. La zone helvétique	346
3. La zone intermédiaire	346
4. La zone ultrahelvétique	346
C. La zone de Ferret	348
1. L'écaille basale	348
2. La sous-zone inférieure	348
3. Le pli de la Tsavra	348
4. Les écailles et replis supérieurs	349
D. La zone des Brèches de Tarentaise	351
E. Corrélations	353
1. La zone helvétique et ultrahelvétique	354
2. La zone de Ferret	354
3. La zone des Brèches de Tarentaise	355
4. Quelques problèmes	356
Bibliographie	357

ZUSAMMENFASSUNG

Die isoklinal gebaute mesozoische Zone (Zone von Sitten-Courmayeur) zwischen dem Mont-Blanc-Massiv und der mittelpenninischen Bernhard-Decke umfasst im Talhintergrund des Val Ferret (Südwallis) von unten nach oben (W nach E) folgende Einheiten:

1. Helvetische Zone s. l., ca. 1500 m.
 - a) Autochthoner Sedimentmantel.
 - b) Helvetische Deckenwurzeln.
 - c) Ultrahelvetische Deckenwurzeln.
2. Zone von Ferret, 2800–3500 m.
 - a) Basis-Schuppe, Trias und Schiefer unbestimmten Alters.
 - b) Eine 1800 m mächtige Normalserie. Über Trias 1200 m Tonschiefer, feinschichtige Kalksandsteine und kieselige Kalkschiefer (Unterkreide?). Darüber polygene Konglomerate, Quarzite und feinkreidige Kalke mit kleinen Orbitolinen (Urgon), grüne Quarzite und schwarze Tonschiefer (Mittelkreide) und schiefrige Sandkalke (Oberkreide?).
 - c) Eine Reihe von scharfen, isoklinalen Falten; nur Urgon bis Oberkreide der obigen Serie aufgeschlossen.
3. Decke der «Brèches de Tarentaise», 50–350 m. «Äusseres Subbriançonnais» Savoyens; es wird aber vorgeschlagen, diese Einheit vom eigentlichen Subbriançonnais abzutrennen.
 - a) Untere Digitation. Trias, Dolomit-Kalk-Brekzien, fossilführender Lias, konglomeratische Serie (Urgon?), Serie von grünen Quarziten, schwarzen Tonschiefern, sandigen Kalkschiefern und Ovarditen (Mittelkreide?).
 - b) Obere Digitation: nur Trias und schwarze Tonschiefer mit Ovarditen.
4. Karbonzone der basalen Bernhard-Stirn.

AVANT-PROPOS

Depuis de nombreuses années, M. N. OULIANOFF a entrepris des recherches sur la géologie des vallées d'Entremont et de Ferret, dans le Valais méridional. En 1952, il soumit à la Commission géologique Suisse le manuscrit de la feuille Grand St-Bernard de l'Atlas géologique, feuille alpine très intéressante du point de vue géologique et pétrographique.

En 1949, j'avais commencé le levé géologique du massif de la Pierre Avoi, entre le Rhône et la vallée de Bagnes. Ces travaux avaient abouti à l'établissement d'une échelle stratigraphique provisoire et à la distinction de deux unités tectoniques dans la zone dite des « Schistes lustrés » (zone de Sion-Courmayeur). Il paraissait intéressant de suivre ces éléments vers le S et d'étudier aussi le haut Val Ferret, qui se trouve à 25 km de la Pierre Avoi, dans la même situation structurale.

J'exprime ma sincère reconnaissance à M. OULIANOFF, qui m'a permis, avec un beau désintéressement scientifique, de poursuivre ces études dans son terrain de recherches. A plusieurs reprises, nous avons parcouru ensemble le haut Val Ferret. La Commission géologique Suisse a bien voulu me charger des levés complémentaires sur la Feuille Grand St-Bernard, qui furent exécutés en 1952 et 1953. La présente note constitue une sorte de « notice explicative » plus détaillée pour la partie mésozoïque de cette feuille²).

I. INTRODUCTION

A. Aperçu géographique et tectonique

Lorsque l'on remonte le Val Ferret depuis Orsières jusqu'à la Fouly, le paysage géologique reste toujours le même. A l'W, la vallée est dominée par les hautes montagnes granitiques et gneissiques du massif du Mont-Blanc; à l'E, c'est un pays de schistes, avec des pentes tantôt boisées, tantôt nues et ravinées.

A la Fouly, la vallée change de direction; de subséquente elle devient obséquente. Le haut Val Ferret, orienté NNW-SSE, va nous livrer une coupe naturelle oblique à travers la zone sédimentaire mésozoïque, qui sépare les roches cristallines du massif du Mont-Blanc du Houiller de la nappe du Grand St-Bernard. Cette bande mésozoïque, large ici de 5 km, comprend d'une part les racines des nappes helvétiques (ou de ce qu'il en reste) et ultrahelvétiques, et d'autre part la partie frontale des nappes penniques. Sa structure est strictement isoclinale, toutes les couches plongeant de 40 à 70° vers l'E. C'est la zone (jadis synclinal) de Courmayeur des géologues italiens. En Suisse, la partie interne, pennique, est désignée sous le nom de « zone de Sion ».

Au S de la Fouly, et dans la prolongation du moyen Val Ferret, s'ouvre un vallon pierreux, la Combe des Fonds, qui mène au Petit Col Ferret (2490 m). Sur le versant gauche (occidental) de ce vallon s'élèvent les contreforts du Mont-Dolent, qui font partie du massif hercynien du Mont-Blanc. Au fond même du vallon et au Petit Col Ferret affleurent des roches sédimentaires, calcaires et

²) La toponymie employée dans ce travail est celle de la Carte nationale au 50000^e, feuille 585 (Courmayeur-E).

schistes d'âge jurassique. Elles appartiennent en petite partie à une couverture autochtone, transgressive sur le massif; mais une zone bien plus large en est décollée, des lames de porphyres quartzifères marquant le contact. Les écaillés de terrains jurassiques de la Combe des Fonds sont des témoins de la zone radicale helvétique.

Les racines ultrahelvétiques constituent le faisceau d'écaillés suivant, composé des terrains tendres du Trias, du Lias et du Dogger. Sur l'arête italo-suisse, elles forment le Grand Col Ferret (2537 m) et la Tête de Ferret (2713 m); puis elles descendent dans le fond du vallon du Merdasson, qui rejoint la Dranse un peu en aval du hameau estival de Ferret (1705 m).

Le front pennique se marque par une bande triasique, qui doit passer tout près de Ferret, cachée sous les formations quaternaires. Nous entrons dans la grande masse des «schistes de Ferret»³⁾, qui sont ici l'élément le plus important de la zone de Courmayeur. En remontant la vallée, nous trouverons toutes les variétés de ces schistes: schistes argileux, calcschistes, grès plaquetés, quartzites, calcaires et brèches. Ce ne sont ni de véritables «Schistes lustrés» – bien qu'ils soient indiqués comme tels sur les cartes géologiques suisses – ni du «Flysch» proprement dit, comme le veulent les géologues français, mais en quelque sorte un terme intermédiaire entre ces deux grandes (et si vagues) catégories de roches alpines. L'épaisseur de cette zone atteint plus de 3 km, grâce à de multiples replis, que l'on peut par exemple admirer, l'après-midi, dans la paroi sommitale de la Tsavra.

Toute la vallée de la Dranse en amont de Ferret se trouve dans les schistes de Ferret. Ce sont eux qui forment les raides pentes herbeuses et les parois sillonnées de couloirs de la Tsavra (2978 m), aussi bien que la bosse ronde de la Dotsa (2492 m) qui lui fait face sur le versant gauche de la vallée. La dernière vallée latérale du Val Ferret, le vallon de la Peula, lui arrive – comme toutes les autres – de la gauche. Elle est également taillée dans les schistes de Ferret, de même que le joli petit massif montagneux des Marmontains, culminant à 2796 m, qui sépare le vallon de la Peula du Bandarrey, du plus haut tronçon du Val Ferret, orienté SW-NE. A partir du «faux Col Ferret» (P. 2524), les schistes de Ferret vont constituer l'arête bordière, avec l'arête des Econduits, la Pointe de Combette, les Aiguilles des Angrionettes, et enfin le sauvage sommet schisteux du Grand Golliat (3238 m), point culminant du pays entre le Mont-Dolent et le Mont-Velan. Au pied de ses sombres parois se trouve le petit Glacier des Angrionettes, seul appareil glaciaire vivant du Val Ferret pennique. Puis, toujours dans les schistes de Ferret, l'arête italo-suisse se tourne vers l'E et enfin vers le NE; elle est coupée par deux passages de contrebandiers, le Col des Angrionettes – point le plus méridional du Valais – et le Col du Fourchon.

Les schistes de Ferret forment encore les pentes inférieures et moyennes sous les Arpalles des Ars, sous les Lacs de Fenêtre et sous le Mont Fourchon. Au-dessus, nous rencontrons d'autres types de roches: dolomies et cornieules triasiques, des calcaires renfermant des fossiles liasiques, et enfin un complexe de conglomérats, de schistes et de quartzites, contenant quelques lits de roches

³⁾ En 1952, nous avons introduit le terme de «schistes (ou zone) du Val Ferret». Nous préférons aujourd'hui l'appellation plus concise de «schistes (et zone) de Ferret».

vertes. C'est une zone d'écaïlles qui va constituer, 25 km plus au N, le sommet caractéristique de la Pierre Avoi. Les géologues français nous ont appris que ces écaïlles de la Pierre Avoi n'étaient autre chose que la nappe des «Brèches de Tarentaise⁴⁾», considérée comme unité externe du groupe des nappes-écaïlles subbriançonnaises.

Cette zone des Brèches de Tarentaise reste fort mince dans le haut Val Ferret; elle atteint 350 m au Mont Fourchon, mais ailleurs elle peut être presque complètement écrasée. Nous la suivons depuis la haute Combe de l'A par le Col du Névé de la Rouse, les Arpalles des Ars et les pentes sous les Lacs de Fenêtre jusqu'au Mont Fourchon (2902 m), dont le joli sommet est taillé dans les dolomies triasiques.

Au delà de cette zone s'élèvent les arêtes sombres des Monts Telliers et du sommet occidental de la Pointe de Drône. C'est la «Zone houillère axiale» du front de la nappe du Grand St-Bernard, le «Briançonnais» des Alpes occidentales, formée de Carbonifère avec des bandes synclinales de quartzites et de calcaires dolomitiques du Trias. Avec elle, nous avons atteint la limite de notre terrain de recherches.

De l'W à l'E, c'est-à-dire de bas en haut, les unités suivantes sont donc représentées dans le haut Val Ferret:

1. Le massif hercynien du Mont-Blanc.
2. La zone helvétique s. l., avec la couverture autochtone, les racines helvétiques et les racines ultrahelvétiques.
3. La zone de Ferret.
4. La zone des Brèches de Tarentaise.
5. La zone houillère briançonnaise.

Ce travail porte avant tout sur les zones 3 et 4, en second lieu sur la zone 2.

B. Remarques historiques

Le haut Val Ferret valaisan n'occupe pas une place très en vue dans la littérature géologique alpine. Il est vrai que bien de géologues y ont passé, mais aucun, sauf M. OULIANOFF, ne s'y est attardé, et il n'en existe aucune monographie régionale.

Le grand précurseur que fut HORACE-BÉNÉDICT DE SAUSSURE nous a laissé les premières observations, fort pertinentes, sur le Grand Col Ferret. Puis la vallée reste à l'écart des discussions géologiques jusqu'en 1867, date de la publication du mémoire d'ALPHONSE FAVRE, à laquelle une période de recherches assez fructueuses va s'ouvrir. Elle verra les travaux de BARETTI (1879) et de ZACCAGNA (1888) dans la prolongation de notre zone mésozoïque en Italie, la synthèse de GERLACH (1883) sur les Alpes penniques et enfin la monographie de DUPARC & MRAZEC (1898) sur le massif du Mont-Blanc.

De 1900 à 1910, la connaissance géologique du Val Ferret valdôtain et du Val Veni fait un grand pas en avant, grâce aux Italiens S. FRANCHI et A. STELLA

⁴⁾ Pour éviter des confusions avec la «nappe de la Brèche» (du Chablais) nous croyons qu'il serait préférable de parler simplement d'une nappe (ou zone) de Tarentaise.

ainsi qu'aux Français W. KILIAN et P. LORY. De cette période de discussions très fertiles sur l'âge des calcschistes et des brèches de la zone de Courmayeur, le haut Val Ferret valaisan va profiter à son tour (surtout KILIAN & LORY, 1906). Le très intéressant travail de C. SCHMIDT (1907) est presque tombé dans l'oubli.

Pendant quarante ans ensuite, les géologues italiens se désintéresseront de cette région des Alpes. Du côté suisse, un excellent observateur, F. RABOWSKI, commence des recherches détaillées; malheureusement, il ne publiera qu'une brève notice (1917).

Vers 1918, l'opinion des géologues suisses sur les grandes lignes de la structure du Val Ferret est faite pour une trentaine d'années. En arrière du massif du Mont-Blanc, les zones autochtone, helvétique et ultrahelvétique sont reconnues. Au-delà, ce sont les «Schistes lustrés», d'âge indéterminé, probablement en majeure partie liasiques. Sous l'influence des maîtres E. ARGAND et M. LUGEON, on reste sceptique quant à la possibilité d'y déceler une stratigraphie et une tectonique. Ce point de vue est notamment exprimé dans les notes préliminaires de N. OULIANOFF (1934 à 1953), qui apportent par contre des renseignements fondamentaux sur les phénomènes d'interférence des deux alignements tectoniques directeurs dans cette région. R. STAUB (1938, 1942 b) a le mérite d'avoir fait deux essais de subdivisions stratigraphiques dans les «Schistes lustrés», et W. NABHOLZ (1944) celui d'y avoir découvert les premiers fossiles.

Mais entre temps, de nouvelles idées nous arrivent de France. H. SCHOELLER (1927 et 1929), étudiant la zone du Flysch de Tarentaise, étend ses observations en Italie et en Suisse et assimile la zone de Ferret à la «nappe de l'Embrunais», faite essentiellement de Flysch nummulitique. Ces vues, admises pourtant par l'un des meilleurs connaisseurs des Alpes occidentales, F. HERMANN (1938), n'ont pas trouvé d'accueil favorable en Suisse.

A partir de 1950, l'étude géologique de la zone de Courmayeur prend un nouvel essor. R. BARBIER (1951), partant également de la Maurienne et de la Tarentaise, pousse l'analyse bien plus loin que SCHOELLER. Les schistes de Ferret aussi bien que les écaïlles de la Pierre Avoi sont attribués à la «nappe des Brèches de Tarentaise», unité externe du domaine subbriançonnais. La nappe serait constituée par deux bandes «anticlinales», séparées par une large masse médiane de Flysch tertiaire.

Dès lors, la discussion est engagée. L'auteur de cette note, en 1952, admet la parallélisation de BARBIER pour ce qui concerne la «zone anticlinale interne»; mais la «zone anticlinale externe», ainsi que l'épaisse série à faciès Flysch, appartiendraient à une unité indépendante, non représentée en France. C'est la «zone du Val Ferret», comprenant avant tout une grande série de schistes divers dont l'âge approximatif a pu être fixé par la découverte d'Orbitolines dans la partie moyenne.

Une belle activité règne également sur le territoire italien. Elle trouve son expression dans les travaux de M. B. CITA (1953), de G. ELTER (1954) et de P. ELTER (1951, 1954). Cinquante ans après KILIAN, LORY, FRANCHI, STELLA et SCHMIDT, les géologues des trois pays que traverse la zone de Sion-Courmayeur se sont de nouveau attachés à l'étude de cette région si longtemps négligée et si intéressante des Alpes occidentales.

II. STRATIGRAPHIE

A. La zone helvétique et ultrahelvétique

Les terrains triasiques et jurassiques de cette zone sont assez bien connus. Je n'y ai fait que peu d'observations détaillées, confirmant, à quelques modifications près, les attributions stratigraphiques de M. OULIANOFF.

1. *Le Trias*

Le Trias manque par non-déposition ou par érosion anté-supraliasique dans la couverture autochtone. Il n'affleure pas dans la zone radicale helvétique, si l'on fait exception de quelques lits dolomitiques accompagnant les lames cristallines du versant gauche de la Combe des Fonds.

Dans les racines ultrahelvétiques, le Trias forme jusqu'à quatre minces bandes «anticlinales», entourées de Lias. Il comprend quatre types lithologiques: des cornieules, des dolomies jaunes, des schistes marno-dolomitiques, et enfin – terme le plus répandu – de belles argilites schisteuses, au toucher savonneux, de couleur ordinairement verte, plus rarement jaune ou lie-de-vin. Nous n'avons pas rencontré de gypse, ni d'entonnoirs de dissolution laissant prévoir sa présence en profondeur.

2. *Le Lias*

Les terrains liasiques se présentent sous deux faciès fort différents: faciès autochtone de transgression et faciès ultrahelvétique vaseux. Dans la zone helvétique proprement dite, le Lias inférieur et moyen ne semblent pas arriver à la surface⁵).

Sur la Lys, au SW de la Fouly (coord. 572600/86400/1930, feuille Orsières), nous avons relevé la coupe suivante:

1. Cristallin (porphyre quartzifère).
2. 1 m conglomérat (poudingue de l'Amône, DUPARC & PEARCE, 1898). Gros galets de roches cristallines, jusqu'à 80 cm de long, très bien arrondis; ciment de calcaire gris clair ou violacé, avec de gros grains de quartz, pétri de débris échinodermiques et coquilliers (*Ostreidae?*).
3. 1-2 m calcaire un peu gréseux à Entroques; fragments de coquilles et rares galets de Cristallin.
4. 1-2 m schistes noirs (Aalénien probable).

Cette petite coupe nous apprend deux choses. D'abord le contact entre le Cristallin et le Sédimentaire est de nature stratigraphique; le poudingue de l'Amône témoigne de la transgression mésozoïque sur le bloc hercynien du Mont-Blanc. Ensuite, ce conglomérat est d'âge anté-aalénien. Nous l'attribuons au Lias, peut-être au Toarcien, en attendant des trouvailles de fossiles déterminables.

Par ailleurs, la composition de ces sédiments côtiers varie très rapidement. En les suivant vers le S, nous rencontrons – toujours entre les roches cristallines du massif du Mont-Blanc et les schistes aaléniens – d'abord des conglomérats

⁵) Toutefois, les calcaires siliceux et échinodermiques de la Combe des Fonds, que nous considérons comme bajociens (p. 323), ressemblent de façon frappante à certaines roches du Lias helvétique.

à ciment gréseux, sans carbonate, et des arkoses; puis seulement 2 m d'arkoses grises; ensuite, à l'W du P. 1993, derechef des grès grossiers à ciment calcaire avec de grands galets roulés de porphyre quartzifère et de gneiss. Dans les parages du Petit Col Ferret, le contact est mécanique, mais M. B. CITA a pu retrouver les conglomérats de base dans le Val Ferret italien. Elle a également noté une rubéfaction des porphyres quartzifères sous-jacents (1953, p. 79).

Les roches du Lias accompagnent ceux du Trias dans la zone d'écaillés ultrahelvétiques Merdasson-Creuses-Grand Col Ferret. La seule coupe où les complications tectoniques ne brouillent pas entièrement la succession stratigraphique se voit sur l'arête italo-suisse au SSE du Grand Col Ferret; nous y notons de bas en haut:

1. 1 m dolomie triasique.
2. 3 m schistes argilo-gréseux noirs, mordorés.
3. Env. 10 m calcaires bleutés, à grain fin, en plaquettes, alternant avec des schistes marneux sombres.
4. 15 m calcaires siliceux gris, à patine beige; quelques débris d'Echinodermes. Forment un petit sommet caractéristique sur l'arête.
5. 4 m schistes marneux sombres.
6. Schistes argileux noirs de l'Aalénien.

D'après les faciès usuels dans ce Lias du type dauphinois-ultrahelvétique, il faudrait attribuer 2 à l'Infralias, 3 au Lias inférieur, 4 au Lias moyen et 5 au Toarcien (et Domérien?). 3 et 5 sont les termes les plus communs. Des Bélemnites ne sont pas rares dans les niveaux 3, 4 et 5.

Le long de l'arête E de la Tête de Ferret (voir profil p. 347) on compte quatre bandes de Trias ultrahelvétique, dont la plus élevée (la plus orientale) repose sur 1 m d'un calcaire cristallin gris clair, à débris échinodermiques miroitants, qui paraissent noirs sur le fond de la roche. C'est là sans doute un équivalent des «*calcari cristallini bianchi a macchiette nere*» de la Testa Bernarda, dans le Val Ferret valdôtain.

3. L'Aalénien et le Dogger

Ce sont ces terrains qui occupent la plus grande surface de la zone helvétique (s. l.) dans le haut Val Ferret. Ils se rencontrent dans les trois unités autochtone, helvétique (s. str.) et ultrahelvétique, avec des faciès assez distincts. De façon générale, on peut reconnaître trois complexes: schistes argileux du Toarcien supérieur-Aalénien, série calcaire bajocienne et schistes argilo-marneux du Bathonien, Callovien et Oxfordien.

Dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, le Dogger possède une faible épaisseur et un faciès tout à fait néritique. Nous notons d'abord la suite de la coupe p. 321, Sur la Lys:

4. 1-2 m schistes argilo-gréseux, micacés, noirs et mordorés. Clivage oblique.
5. 0-0,3 m calcaire gris à Entroques.
6. 0,5 m calcaire à séricite, grossièrement schisteux. Débris d'Echinodermes et nombreux Lamellibranches mal conservés, dont *Lima (Ctenostreon)* sp. et *Gervilleia* (?) sp. Quelques galets de porphyre quartzifère.

7. 6–10 m calcaire spathique en gros bancs, gris clair flammé de jaune, patine beige. Grands grains de quartz, surtout à la base. La roche est pétrie de débris d'Echinodermes; on remarque surtout des articles de *Pentacrinus* et de grands radioles de *Cidaridae*.

8. Env. 20 m schistes marneux et calcaires plaquetés.

Les schistes argileux noirs (4) ont le faciès typique de l'Aalénien. Le niveau à Lamellibranches (6) représente la célèbre «couche fossilifère de l'Amône» (1,5 km au NNE; GREPPIN, 1876, C. SCHMIDT, 1907). Il date probablement du Bajocien inférieur⁶). Les calcaires à Entroques (7) peuvent être attribués au Bajocien supérieur.

600 m plus au S, près du grand torrent glaciaire qui descend par le Paquet, la coupe s'est quelque peu modifiée. A la place du calcaire marneux à Lamellibranches on trouve un mince lit de calcaire spathique à concrétions ferrugineuses, contenant des Bélemnites. Les calcaires à Entroques du Bajocien supérieur sont surmontés de 3–5 m de calcaires plaquetés à grain fin, renfermant des concrétions pyriteuses (Bathonien ou Callovien?); puis viennent les schistes et les calcaires plaquetés du Callovo-Oxfordien. Plus loin vers le S encore, un marbre blanc à gros grains de quartz s'intercale dans la partie inférieure des calcaires à Entroques. Frappée au marteau, cette roche se désagrège complètement en sable (voir N. OULIANOFF, 1934 a).

Le Dogger helvétique paraît d'abord dans la dépression de la Combe des Fonds et sur son versant droit. Il y dépasse 150 m d'épaisseur. Les terrains les plus anciens affleurent sur la rive droite de la Combe, vers 1700 m; ce sont des schistes marneux sombres avec des lits de calcaires bleutés. Ils sont surmontés de calcaires siliceux et gréseux, légèrement spathiques; l'alternance de lits plus calcaires et de lits plus siliceux, épais de 1 à 3 cm, leur confère un aspect rubané très caractéristique («arenarie zonate» des auteurs italiens). Plus haut encore apparaissent de très beaux calcaires échinodermiques, gris clair à patine beige, presque identiques à ceux de la série autochtone (voir en haut). Ils contiennent de petits grains de quartz détritique et d'albite néogène. La série calcaire se termine par des calcaires gréseux plus ou moins spathiques.

Nous attribuons les calcaires gréseux et spathiques de la Combe des Fonds au Bajocien, en nous basant sur les analogies avec le Bajocien autochtone et avec celui des nappes helvétiques (voir surtout L. COLLET, 1943). Il est vrai que des faciès tout à fait semblables se rencontrent aussi dans le Lias helvétique; mais les relations tectoniques de ces couches militent également en faveur d'un âge jurassique moyen. Ils sont en effet surmontés de schistes argileux, plus rarement marneux, de couleur sombre, qui peuvent être considérés comme callovo-oxfordiens. Leur épaisseur est faible, env. 15 m. Puis viennent les calcschistes argoviens (p. 324).

La vaste région de la Tête de Ferret, du Crêtet de la Perche et de l'alpage de la Léchère est constituée presque entièrement par les roches schisteuses de l'Aalénien et du Dogger. L'attribution de cette «zone intermédiaire» aux racines ultrahelvétiques est assez arbitraire (p. 346); mais il faut remarquer que le Dog-

⁶) Une révision de cette faune de l'Amône serait très souhaitable.

ger y montre un faciès assez différent de celui, certainement helvétique, de la Combe des Fonds. Il est difficile de relever des coupes stratigraphiques. Sur la carte, nous avons distingué trois complexes :

1. Schistes argileux noirs, sans CaCO_3 sauf vers le sommet où s'intercalent quelques lits de grès ferrugineux calcarifères et micacés: Aalénien.
2. Schistes marno-sableux; calcaires siliceux finement lités ou schistoïdes; au sommet, calcaires gréseux lités à Entroques. Cette série calcaire est très probablement d'âge bajocien⁷⁾. Elle est bien plus schisteuse que ne le sont les couches correspondantes de la Combe des Fonds.
3. Schistes argilo-marneux du Callovien-Oxfordien. Dans une éraillure à l'WSW du P. 2078,8, sur le versant droit de la Combe des Fonds, on peut distinguer deux niveaux (la série étant en position renversée, entre les calcaires gréseux bajociens en haut et les calcaires plaquetés argoviens en bas):
 - 3a. Schistes argileux satinés, gris foncé à noirs, pauvres en calcaire.
 - 3b. Calcschistes argileux verdâtres, pyritifères, avec de petits nodules noirs.

Les schistes aaléniens forment les 9/10 de la zone ultrahelvétique proprement dite. C'est un ensemble très monotone de schistes argileux noirs, durs, un peu micacés, aux plans de clivage bien parallèles. Des miches pyriteuses, «fossiles caractéristiques» de l'Aalénien ultrahelvétique, sont communes. Dans un ravin à l'E du Grand Col Ferret (coord. 572575/81925/2290), on trouve des empreintes de Lamellibranches à côtes concentriques, rappelant des *Astarte*. Des calcaires finement spathiques en plaquettes, peut-être bajociens, sont intercalés dans les schistes argileux près d'un petit lac, sur l'arête à 300 m au S du Grand Col Ferret.

4. *Le Malm*

Les calcaires plaquetés, à patine gris bleu clair, du Jurassique supérieur jouent un rôle important dans la zone autochtone et dans la zone des écailles cristallines, sur le versant gauche de la Combe des Fonds. A cause des énormes complications tectoniques, tout essai de subdivision stratigraphique serait vain.

Sur le versant droit de la Combe des Fonds, le Malm occupe le noyau d'un étroit synclinal. La série débute par des calcaires gris en plaquettes, tantôt compacts, tantôt cristallins; des taches d'un carbonate ocré s'observent localement. Des calcschistes, parfois un peu siliceux, y sont intercalés. Ces calcaires finement lités représentent probablement l'Argovien; leur épaisseur varie de 0 à 30 m.

Une barre de calcaire cristallin massif, à cassure bien plus claire, et qui se développe graduellement à partir des calcschistes argoviens, constitue enfin le terme le plus récent de la série helvétique.

B. La zone de Ferret

La zone de Ferret, unité pennique externe, débute par une ou deux minces bandes de Trias, auxquelles sont associés des schistes probablement liasiques. Cette série basale supporte un puissant complexe de schistes, de quartzites et de calcaires, les «Schistes de Ferret» proprement dits, d'âge essentiellement cré-

⁷⁾ La base de ce complexe est probablement encore aalénienne.

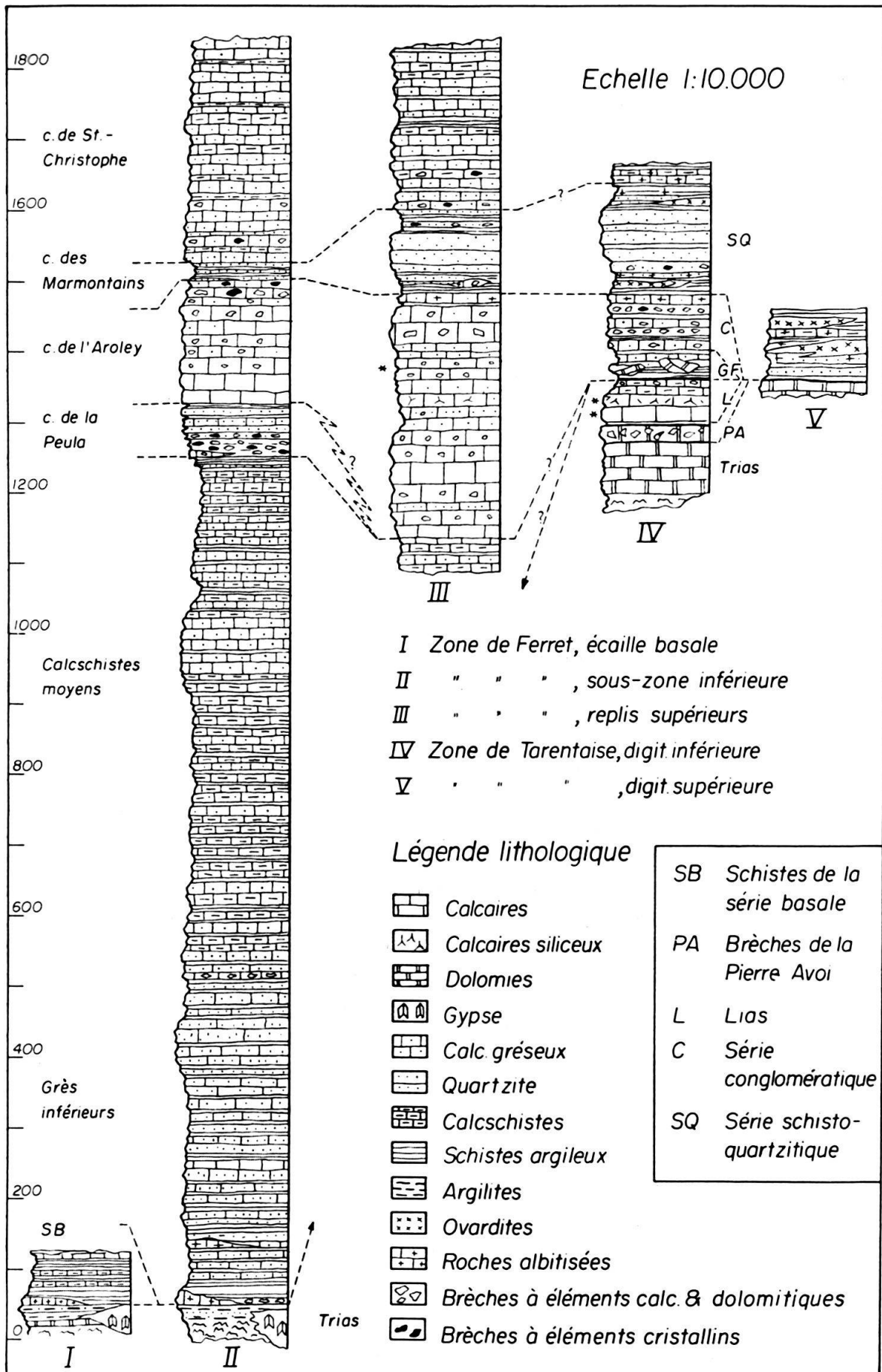


Fig. 1. Les séries stratigraphiques de la zone de Ferret et de la zone de Tarentaise.
GF: Conglomérats de l'Aiguille du Grand Fond
(Explication des autres indices voir dans le cadre de la figure)

tacique. La stratigraphie lithologique de ces schistes a été établie dans le soubassement de la Pierre Avoi (R. TRÜMPY, 1952). Les niveaux que nous y avons distingués ont pu être également reconnus dans le haut Val Ferret (figure 1, coupes I-III).

Du point de vue tectonique, on peut distinguer trois sous-zones, dont les faciès diffèrent quelque peu: 1. une mince écaille basale; 2. une sous-zone inférieure (sous-zone de Ferret s. str.), série normale de près de 2000 m d'épaisseur; 3. le grand pli déversé de la Tsavra; 4. les écaillés et replis supérieurs.

1. *Le soubassement triasique et jurassique*

Dans la moitié méridionale du territoire étudié, le Trias de base de la zone de Ferret forme deux bandes séparées. Alors que la zone triasique orientale (supérieure), la seule qui subsiste au N de la Dotsa, supporte directement la série inférieure des schistes de Ferret, un niveau de schistes argileux et marneux s'intercale entre les deux bandes de Trias.

a) Le Trias

Le Trias du front pennique se distingue très nettement du Trias ultrahelvétique, bien qu'il s'en rapproche jusqu'à 50 m. Un de ses caractères typiques est sa minéralisation, qui a donné lieu, par exemple, aux exploitations du «Trou des Romains», près de Courmayeur (STELLA, 1902). A cause du laminage, il est impossible d'en étudier la stratigraphie; nous nous bornons à énumérer les types de roches rencontrés:

1. Du gypse grenu, assez impur, atteint des épaisseurs considérables (jusqu'à 20 m) à l'W de la Dotsa, où sa présence se traduit aussi par de grands entonnoirs de dissolution. On retrouve le gypse aux environs de Planpro.

2. La cornieule jaune, bréchiforme, avec des débris d'argilites et de dolomies, semble remplacer le gypse latéralement.

3. A plusieurs endroits, le Trias n'est représenté que par des argilites siliceuses de couleur vert clair ou jaunâtre. Ce sont des roches très dures, peu schisteuses, constituées par un agrégat feutré très fin (diam. 0,01-0,05 mm) de séricite et de quartz. Elles contiennent souvent de grands cristaux de pyrite. A ces argilites typiques sont associés des types carbonatés, également verdâtres avec une épaisse croûte ocrée de décalcification, qui sont des calcaires dolomitiques schisteux à séricite et quartz, renfermant de beaux cristaux néogènes d'albite (diam. max. 0,6 mm) et de la pyrite en abondance.

4. Des dolomies saccharoïdes à patine ocrée, toujours très riches en pyrite, sont un terme assez caractéristique, accompagnant en général les argilites vertes. La dolomite peut former des cristaux jaunâtres de plusieurs mm de diamètre.

5. Dans la petite gorge au NW de la Dotsa et dans un ravin 550 m à l'ESE du Grand Col Ferret, le Trias contient des schistes argilo-siliceux noirs, micacés, sans carbonates.

6. Le Trias se termine souvent par des quartzites dolomitiques, à pyrite et séricite, de faible épaisseur.

L'épaisseur du Trias pennique basal se chiffre en général par quelques mètres; exceptionnellement, là où il contient du gypse, il peut atteindre 30 m. D'après

les faciès, seul le Trias supérieur paraît être représenté. Les argilites et les dolomies albitisées et minéralisées sont des roches fort curieuses, sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir (p. 329).

b) Les schistes de la série basale

Un mince lit de calcaires albitisés est souvent accolé à la bande occidentale (inférieure) de Trias. Une telle roche, provenant du torrent de la Peula à 2270 m, montre sous le microscope des corps plus ou moins sphériques, de 0,3 à 0,8 mm de diamètre, constitués par de l'albite néogène, en individus ovoïdes, rarement idiomorphiques, atteignant 0,6 mm, et par de la dolomite en grains de 0,05 à 0,10 mm. Cette dernière remplit et entoure les feldspaths. Les sphères sont entourées par des anneaux de calcite et de séricite à grain fin. La liaison entre les phénomènes de l'albitisation et de la dolomitisation est manifeste; tout se passe comme si la croissance de ces deux minéraux néogènes avait repoussé la séricite et la calcite hors des centres albito-dolomitiques. La pyrite, la limonite disséminée et le quartz sont les minéraux accessoires.

Au dessus de ces calcaires albitisés se développent les schistes typiques de la série basale, d'une épaisseur maximum de 70 m. Ce sont des schistes argileux gris sombre, bien fissiles, en général assez durs, des schistes marneux et des calcschistes à grain fin, à cassure gris bleu sombre. Les variétés argileuses contiennent un peu de mica et de quartz à grain très fin. Un caractère distinctif est la présence de grands cristaux de pyrite. Les calcschistes montrent souvent des délits argileux un peu verdâtres. Le meilleur affleurement se voit sur le versant gauche du vallon de la Peula, à l'E du P. 2292.

L'âge de ces couches peut prêter à discussion. Comme elles font suite sans discordance ni lacune perceptible au Trias, elles sont probablement liasiques; d'ailleurs elles ressemblent passablement au Lias et à l'Aalénien ultrahelvétiques.

2. *La série inférieure des Schistes de Ferret*

(Grès inférieurs et calcschistes moyens)

La série inférieure des schistes de Ferret forme un ensemble très monotone de schistes argileux, de calcschistes siliceux et de grès calcaires en plaquettes. Cette série, essentiellement schisteuse, atteint 1200 m de puissance et constitue des montagnes entières, telles la Dotsa et l'arête des Econduits.

A la Pierre Avoi, j'ai pu subdiviser ce complexe en un groupe inférieur, surtout gréseux, et un groupe supérieur, où prédominent des calcschistes tachetés: ce sont les «grès et schistes inférieurs» et les «calcschistes moyens» de ma note de 1952. Ces deux groupes existent aussi dans le haut Val Ferret. Mais ici, leur limite est très vague, et j'ai dû renoncer à l'indiquer sur la carte au 1/25 000. Elle passe par les alentours du P. 1934 (au NE de Ferret) et par la région sommitale de la Dotsa; puis elle traverse le vallon de la Peula vers 2160 m d'altitude et l'arête italo-suisse dans le petit col au NW du P. 2667,2.

Aucun fait nouveau n'est venu élucider la question de l'âge de ces couches. Leur contact avec le Trias de base semble être de nature transgressive. Vers le

haut, elles passent à la série moyenne des schistes de Ferret, laquelle renferme de petites Orbitolines (p. 334). Jusqu'à preuve du contraire, je pense que l'on peut raisonnablement attribuer les grès inférieurs et les calcschistes au Néocomien.

a) Les brèches de base et les calcaires albitisés

Nous n'avons pas trouvé les conglomérats polygéniques, qui marquent la base des schistes de Ferret au N de la Dranse de Bagnes. Mais en un endroit, 100 m au NE du col P. 2524, il existe une brèche assez grossière à éléments de dolomies et d'argilites du Trias. Malheureusement, le soubassement de cette brèche est caché sous les éboulis.

Ailleurs, des calcaires albitisés d'un type particulier se trouvent à la base des schistes de Ferret ou peu au-dessus. Ces roches singulières ont été signalées par N. OULIANOFF (1953). On les rencontre non seulement sur l'arête N de la Dotsa (seul affleurement indiqué dans la note citée), mais encore au S des Creuses, au col entre la Dotsa et la Tête de Ferret, sous les Plans Fins et aux environs du col 2524. Ces calcaires albitisés, qu'il ne faut pas confondre avec ceux des schistes de la série basale (p. 327), viennent en contact direct avec le Trias, sauf pour le gisement sur l'arête N de la Dotsa, qui est séparé du Trias par 100 m de schistes gréseux banaux. Vers le haut, ils passent graduellement aux schistes calcaréo-gréseux sans albite. Leur épaisseur ne dépasse pas 2 m.

Pour la description détaillée, nous renvoyons à la note de N. OULIANOFF. Disons seulement que ce sont des roches assez massives, grises tachées d'ocre, à patine brun-jaune, dont la surface d'altération est rendue rugueuse par les albites noirâtres. Les cristaux d'albite ont en général des diamètres autour de 1 mm; dans l'affleurement de la Dotsa ils peuvent atteindre 3,5 mm. Ils forment jusqu'à 35% du volume de la roche. Ils sont fortement mâclés et limités par des surfaces cristallographiques. Leur caractère néogène est prouvé entre autres par les traînées d'inclusions opaques (minerais et rutile, peut-être aussi un peu de matière carbonneuse), qui passent de la gangue dans les cristaux. Des albites tournées s'observent dans chaque coupe mince. D'autres inclusions sont en carbonate et en séricite. La bordure des feldspaths est souvent limpide et exempte d'inclusions; ils peuvent être entourés d'un liséré de matière limonitique cryptocristalline, et la calcite de la gangue y paraît alors transformée en dolomite. La gangue est calcitique, assez grossièrement cristallisée, avec des minerais et du carbonate ankéritique ainsi qu'un peu de quartz et de séricite.

L'origine de l'albite a été discutée par N. OULIANOFF, qui recherche la source des alkalis dans le Trias gypseux (et jadis probablement salifère) sous-jacent. Il faut remarquer que les calcaires albitisés sont plus pauvres en quartz et en séricite que les schistes de Ferret ordinaires; ces deux minéraux auraient donc pu fournir le Si et l'Al pour former le feldspath avec les eaux sodiques provenant de la dissolution des sels triasiques – selon un mécanisme physico-chimique qui paraît encore bien problématique. Une liaison génétique avec le Trias est manifeste; nous avons rencontré des roches albitisées non seulement à la base

des schistes de Ferret, mais encore dans les schistes de la série basale (p. 327) et au sein du Trias même (p. 326)⁸).

b) Les grès et schistes inférieurs

La série des grès inférieurs se compose d'une alternance fort uniforme de grès calcaires en lits de 1 à 4 cm et de schistes argilo-gréseux durs, en délits plus minces. L'ensemble prend une patine gris brun sale. La proportion réciproque de grès et de schistes est très variable; un horizon gréseux plus massif forme un ressaut bien visible dans la pente W de la Dotsa et va constituer un petit sommet de l'arête des Econduits, à mi-chemin entre le P. 2524 et le P. 2667,2. De gros amas lenticulaires de quartz laiteux, de calcite et d'un carbonate ankéritique sont surtout cantonnés dans les grès inférieurs, bien qu'il y en ait aussi dans les calcschistes. L'épaisseur des schistes et grès inférieurs est de 500 à 600 m.

Les grès montrent une surface rugueuse, brunâtre. La cassure est d'un gris assez clair, parsemée de taches jaunes d'un carbonate ferrifère. La stratification est toujours nette; elle est soulignée par des feuilletés bien parallèles de séricite et de matière charbonneuse. En coupe mince, on constate que le quartz forme de 30 à 65% de la roche; les grains détritiques, qui peuvent atteindre 0,5 mm de diamètre, sont fortement cataclastiques. Le ciment est calcitique. La séricite et la pyrite sont toujours abondants; parmi les accessoires, on remarque notamment de gros fragments de tourmaline brune.

Les schistes sont durs, fortement quartzeux, mais relativement pauvres en carbonate; ils montrent une cassure gris foncé. De grands cristaux de pyrite y sont presque toujours présents. Ce sont en somme des grès argileux laminés.

Des lits de microconglomérats polygéniques, dont les galets aplatis mesurent 6 mm au maximum, se trouvent dans la partie supérieure des grès inférieurs, entre les chalets de la Peula et le Grand Col Ferret. Des dolomies limonitisés, souvent à albite, muscovite et chlorite néogènes, prédominent parmi les éléments; en outre il y a des quartzites et des schistes composés de séricite, d'une chlorite presque incolore et de minerais. Des microconglomérats analogues existent aussi à la Pierre Avoi, dans la même position stratigraphique.

Vers le haut, les grès inférieurs passent graduellement aux calcschistes moyens, sans que l'on puisse indiquer une limite précise. Les grès deviennent plus riches en calcite, et des calcschistes tachetés commencent à apparaître; mais le faciès des grès et des schistes durs, pyritifères, revient encore plusieurs fois.

c) Les calcschistes moyens

La puissance moyenne de cette formation est de 700 m. C'est un complexe tout aussi monotone que le précédent.

⁸) Le Trias du front pennique contient de curieuses roches quartzo-sériciteuses et quartzo-dolomitiques à grain très fin, liées à des dolomies albitisées et minéralisées. De l'avis de J. NEHER, avec qui j'ai eu des discussions très intéressantes sur ces sujets, il ne serait pas exclu qu'il ne s'agisse là de tufs volcaniques altérés, ou au moins de tuffites, dont l'albite aurait pu émigrer pour se loger dans les schistes de la série basale et dans les schistes de Ferret proprement dits.

La roche la plus commune est un calcaire siliceux schistoïde, en lits de quelques cm d'épaisseur. Il prend une patine sombre, gris brunâtre. La cassure passe d'un gris moyen au gris foncé, suivant la teneur en matière argileuse et organique. Des variétés tachetées, des «Tüpfelschiefer», comme diraient les géologues grisons, sont fréquentes et caractéristiques. Les taches plus sombres, de l'ordre de grandeur du mm, représentent des îlots où la recristallisation de la calcite est moins avancée, et où subsistent notamment des impuretés argileuses, charbonneuses et ferrugineuses. Le quartz constitue entre 5 et 30% du volume de la roche. Il se présente sous deux formes: 1° amas de forme irrégulière à structure quartzitique, diamètre maximum des grains 0,10 à 0,18 mm; 2° petits grains arrondis disséminés, enfermés dans les cristaux de calcite. S'y ajoutent la séricite (en général moins de 1%), la matière organique et la pyrite; mais cette dernière est moins abondante que dans les grès inférieurs. Dans un échantillon, provenant du replat au N de la Pointe de Combette, nous avons noté de l'albite en individus sans contours cristallographiques (diam. max. 0,25 mm). On a l'impression très nette que ces roches étaient à l'origine des calcaires siliceux (à matière siliceuse disséminée ou concentrée en microsilex), et non pas des calcaires gréseux (à quartz détritique).

Les schistes intercalés entre ces lits de calcaires se distinguent facilement des schistes du groupe inférieur. Ce sont des schistes argileux ou un peu marneux, tendres, gris foncé, aux reflets satinés. Ces schistes prennent surtout de l'importance vers le sommet de la série.

Enfin, des bancs de calcaires gréseux sont localisés dans la partie moyenne de la série des calcschistes. Ces roches ressemblent aux grès calcaires de la formation des «grès inférieurs», bien que la teneur en quartz reste en général plus basse (25 à 40%). Les grains de quartz sont petits, au maximum 0,2 mm. Des grains d'un carbonate jaune et des cubes de pyrite augmentent encore la ressemblance avec les grès inférieurs; mais ces calcaires gréseux sont toujours associés à des calcschistes tachetés et à des schistes argileux satinés. Ils forment des horizons un peu plus massifs dans la série schisteuse, déterminant ainsi l'Aiguille septentrionale des Angrionettes (P. 2885) et la Pointe de Combette. Mais il ne semble guère possible d'utiliser ces niveaux plus gréseux dans les calcschistes moyens en tant que repères stratigraphiques⁹⁾.

3. *La série moyenne des Schistes de Ferret*

(Couches de l'Aroley s.l.)

En étudiant les schistes de Ferret dans la massif de la Pierre Avoi, notre attention a été attirée sur un complexe caractérisé par des calcaires microbréchiques en gros bancs. Cette série, la seule des schistes de Ferret qui nous ait fourni des fossiles génériquement déterminables, à savoir de petites Orbitolines, a été désignée sous le nom de «couches de l'Aroley». Ces calcaires bréchiques jouent un rôle morphologique important dans le haut Val Ferret; ils constituent des parois plus

⁹⁾ Il est tout à fait possible et même probable que la partie supérieure des calcschistes moyens du haut Val Ferret, qui renferme ces complexes de calcaires gréseux, corresponde aux «couches de la Vatse» de la Pierre Avoi.

claires et plus massives que les terrains environnants. Les brèches ont été remarquées par de nombreux observateurs (p. ex. KILIAN & LORY, 1906; SCHOELLER, 1927; OULIANOFF, 1934 b, 1942).

Ces dernières années, nous avons pu préciser la stratigraphie de la série moyenne des schistes de Ferret, c'est-à-dire des «couches de l'Aroley» de notre note de 1952. Nous y distinguons maintenant, de bas en haut:

1. Couches de la Vatse¹⁰): Calcaires siliceux et gréseux, calcschistes argileux, lentilles de calcaires microconglomératiques. Dans le haut Val Ferret, ces couches ne renferment plus de calcaires microconglomératiques bleutés (du type «Aroley»); il devient de ce fait impossible de les séparer des calcschistes moyens. Elles débutent probablement par les bancs de calcaires gréseux plus massifs de la Pointe de Combette (p. 330).

2. Couches de la Peula¹¹): Schistes argileux, quartzites, brèches polygéniques. Ce niveau est fort bien représenté dans la sous-zone inférieure du Val Ferret, où il peut être aisément séparé des calcaires sus-jacents; mais il est probable que les faciès gréseux et calcaire peuvent se relayer latéralement.

3. Couches de l'Aroley s. str.¹²): C'est le complexe caractérisé par les calcaires plus ou moins microbréchiés en gros bancs.

a) Les couches de la Peula

Ces couches n'ont été trouvées que dans la série normale (sous-zone inférieure), où elles se suivent d'une façon continue depuis le Chardonnet jusqu'à l'Aiguille méridionale des Angrionettes (P. 2944).

A mi-distance entre les Ars-Dessous et les Ars-Dessus, la coupe suivante peut être relevée de part et d'autre du chemin:

1. Calcschistes tachetés et schistes argilo-marneux en petits lits: sommet des calcschistes moyens (couches de la Vatse?). Limite nette contre

2. 7-8 m conglomérats polygéniques schisteux. Dans un ciment calcaréo-gréseux, on remarque de grands éléments (max. 20 cm), principalement arrondis mais très étirés, de dolomies diverses, de marnes dolomitiques (dolomite + séricite), de calcaires marmoréens bleutés, de quartzites micacés, de schistes séricitiques et de roches granitoïdes; au microscope on reconnaît en outre des schistes à albite, séricite et grenat, ainsi que des granites à quartz cataclastique, plagioclase, perthite et biotite décolorée. Dans les pentes au NE des Ars-Dessous, quelques lits d'un microconglomérat à galets exclusivement dolomitiques et calcaires s'intercalent dans la partie inférieure des conglomérats polygéniques; en coupe mince comme en échantillon, ces roches ne peuvent être distinguées des calcaires microconglomératiques de l'Aroley. Elles renferment des débris d'Echinodermes. Passage à

¹⁰) Localité-type: Rive droite du torrent de Vella, au S de la prairie de la Grand'Vatse, au dessus de Saxon; coord. 581300/108550/1500.

¹¹) Localité-type: rive gauche d'un couloir, par lequel passe un raccourci du sentier, 400 m au NE des chalets de la Peula; coord. 575000/83300/1950.

¹²) Comme on trouve encore des couches des Marmontains et des couches de St-Christophe sur le petit alpage de l'Aroley, nous tenons à préciser l'affleurement-type des couches de l'Aroley s. str. C'est le haut d'un couloir sur le versant de Bagnes, coord. 580600/107100/1990.

3. Env. 40 m quartzites à grain fin, verdâtres avec patine rousse, en dalles régulières de quelques cm; alternant avec des grès calcarifères assez grossiers, souvent feldspathiques, et des schistes argilo-gréseux noirs. A la base, encore des lits conglomératiques. 2. et 3.: couches de la Peula. Passage à

4. 20–25 m calcaires bleutés, plaquetés, avec des calcaires gréseux et, au sommet, des calcaires à débris dolomitiques: couches de l'Aroley s. str.

5. Env. 10 m schistes argileux noirs avec des plaquettes de grès calcarifère: couches des Marmontains.

6. Calcaires gréseux: couches de St-Christophe.

A la localité type, au NE des chalets de la Peula, les couches de ce nom se présentent d'une façon tout à fait analogue. Une bonne coupe se voit aussi le long de l'arête entre la Pointe de Combette et le Grand Six Blanc. La partie sommitale des calcschistes moyens est ici assez argileuse; les calcaires disparaissent peu à peu, et pour finir l'on n'a plus que des schistes argileux sombres. Ils supportent 10 m de quartzites calcarifères ferrugineux, en plaquettes de 1–3 cm, alternant avec des schistes argileux noirs. Les conglomérats polygéniques schisteux n'apparaissent qu'au-dessus de ce niveau; ils sont associés à des lentilles de calcaires microconglomératiques. Puis viennent de nouveau des quartzites calcarifères assez clairs, qui passent à leur tour aux calcaires microbréchiques de l'Aroley (s. str.). Cette coupe semble impliquer qu'il n'y a de lacune stratigraphique ni au-dessous ni au-dessus des couches de la Peula. Toutefois, la séparation entre celles-ci et les calcschistes moyens est la coupure lithologique la plus franche dans la série des schistes de Ferret.

b) Les couches de l'Aroley (s. str.)

C'est un complexe de calcaires, souvent microbréchiques ou bréchiques à éléments surtout dolomitiques.

Les couches de l'Aroley n'ont qu'une faible épaisseur dans la sous-zone inférieure. Dans les pentes à l'E de Ferret, on mesure 60–70 m de calcaires grenus en bancs assez réguliers, avec de belles brèches à éléments triasiques et cristallins vers le sommet. Dans le thalweg de la Dranse, l'épaisseur est tombée à 20–25 m (voir la coupe ci-dessus). Près de la Peula, ce niveau se réduit à un seul banc lenticulaire de calcaire microbréchiq, pour manquer totalement sur la rive droite de la gorge de la Peula, vers 1960 m d'altitude.

De là vers le S, les couches de l'Aroley reprennent de l'importance; leur épaisseur se monte déjà à 200 m au Grand Six Blanc. Ils y débutent par des calcaires cristallins, parfois gréseux, à patine gris bleu clair, en gros bancs (sommet du Grand Six Blanc). Les calcaires microbréchiques apparaissent un peu plus haut. Vers le toit de la formation, les microbrèches deviennent plus grossières et plus polygéniques; on trouve même des lits d'arkoses à ciment calcitique. Un profil analogue se voit à l'W du glacier des Angrionettes.

Dans le pli déversé de la Tsavra, les calcaires de l'Aroley atteignent des épaisseurs bien plus considérables, de l'ordre de 300 à 400 m. Grâce à de multiples replis, leur puissance apparente est encore bien plus grande: 750 m à la Tsavra, 600 m au Mont Percé. Leur soubassement stratigraphique n'est nulle part visible.

Les calcaires de l'Aroley forment le haut de la paroi W de la Tsavra et se suivent, vers le S, jusqu'au Plan de la Chaux. Sur la rive gauche de la Dranse, ils vont former tout le massif rocheux du Mont Percé et du Six Poteu. On y trouve toutes les variétés, depuis les calcaires massifs bleutés, cristallins, parfois avec des zones siliceuses, aux calcaires microbréchiqes et aux brèches de calibre moyen, dont les éléments peuvent exceptionnellement atteindre 8 cm. Parmi les composants de ces brèches, les dolomies dominent toujours; puis viennent les calcaires et les micaschistes, en galets aplatis. Des grains de quartz et des paillettes de muscovite sont fréquents dans les types plus fins. Une zone formée de calcaires gréseux irrégulièrement lités à patine brune, associés à des lentilles de calcaires cristallins, passe par le couloir sous les cavernes qui ont donné leur nom à l'alpage du Mont Percé. Au sommet des couches de l'Aroley réapparaissent des intercalations de brèches assez polygéniques. Les calcaires s'enrichissent en quartz détritique et passent graduellement aux quartzites des couches des Marmontains.

Une bonne coupe à travers les couches de l'Aroley se voit le long de la rive gauche du grand couloir d'éboulis sous le col du Fourchon. Au P. 2316, ce sont des calcaires gréseux sombres à petits grains dolomitiques, en bancs peu épais. Puis vient une vire d'éboulis; elle correspond à un niveau de calcaires gréseux schistoïdes, qui passe à mi-distance entre l'Aiguille de Leisasse et le Col des Angrionettes. Il est possible que cette bande schisteuse coïncide avec le noyau du pli couché de la Tsavra. Au-dessus commencent les calcaires microbréchiqes. Vers 2400 m, ils deviennent plus gréseux et plus riches en détritiques cristallins; on y trouve même des grès micacés grossiers à ciment calcitique. Les calcaires bréchiqes, plus ou moins siliceux, en gros bancs, ne reprennent que vers 2490 m; ils forment un dernier ressaut de 30-40 m d'épaisseur. Tout en haut réapparaissent des calcaires gréseux, puis des schistes sombres, et ainsi s'opère le passage continu aux couches des Marmontains.

Les couches de l'Aroley des écailles supérieures ne diffèrent pas essentiellement de celles du pli de la Tsavra. On ne peut rien dire de l'épaisseur de cette formation, vu que son substratum est inconnu¹³), sauf qu'elle dépasse en tout cas 200 m. Dans la bande calcaire qui forme le P. 2616 (Arpalles des Ars) et la pente occidentale du P. 2710 entre 2400 et 2600 m, on note une bipartition de la série calcaire par un niveau de calcschistes gréseux, peut-être analogue à celui du P. 2316 (voir plus haut). Des grès à ciment calcaire existent également dans cette zone. Vers le toit des calcaires, il y a des brèches polygéniques (mais toujours à éléments dolomitiques prédominants); la proportion de quartz et de mica détritiques augmente. Un échantillon pris immédiatement sous les premiers schistes des couches des Marmontains, vers 2280 m d'altitude à l'WSW du lac inférieur de Fenêtre, renferme en abondance de l'albite néogène, en cristaux atteignant 1 mm de longueur.

Nous ajoutons quelques remarques sur la microlithologie des calcaires bréchiqes de l'Aroley, basées sur l'examen d'une vingtaine de coupes minces. La structure est assez massive, elle ne devient schistoïde que chez les types polygéniques, riches en mica. Le ciment est toujours calcaire, de grain assez grossier

¹³) A l'exception d'un affleurement aux Arpalles des Ars (p. 350), où il semble y avoir des calcschistes moyens.

(0,2 à 0,6 mm). Le quartz ne forme généralement que 1—3% du volume, mais il peut en constituer jusqu'à 35% chez les types gréseux. Son diamètre maximum va de 0,1 à 2,0 mm (en moyenne 0,5 mm). Les feldspaths relèvent de deux sources: grains détritiques, diam. jusqu'à 1 mm, plutôt rares, et cristaux d'albite néogènes, diam. maximum, très constant, 0,4 à 0,5 mm. Ces derniers sont présents dans la moitié des coupes minces, mais jamais fréquents, à l'exception de l'échantillon signalé p. 333. La séricite ne manque presque jamais; plus rarement, on note des feuilletés détritiques de muscovite et d'une chlorite brunâtre, à biréfringence relativement élevée. La tourmaline brune, le zircon et l'apatite sont les minéraux détritiques accessoires. Il y a toujours un peu de minerai (surtout pyrite) et de matière organique.

Les éléments varient fortement quant à leur nombre et leur taille. Les galets calcaires sont souvent recristallisés avec le ciment, et leur présence ne se traduit plus que par des «fantômes» d'impuretés. Même les types qui se présentent aujourd'hui comme des calcaires cristallins homogènes étaient, à l'origine, probablement des calcarénites. Les galets dolomitiques ont gardé leur forme subarrondie, alors que les débris de schistes cristallins sont aplatis et étirés. Les dolomies fournissent les composants prépondérants: variétés fines à grenues, rarement oolithiques, souvent à minéraux néogènes (mica blanc, albite). Puis viennent des calcaires divers, généralement à grain fin, parfois oolithiques; certaines variétés sont imprégnées d'une fine poussière ferrugineuse. Des quartzites micacés sont également assez répandus. Parmi les roches cristallines, on remarque des schistes à séricite, des chloritoschistes, des albitites chloriteux et des roches microgranitiques (albite ou oligoclase, orthose ou microcline, quartz, biotite décolorée).

Notre recherche de microfossiles n'a pas été très fructueuse. A côté de Milio-lidés, d'Echinodermes, d'un fragment de Polypier et d'une petite Ammonite pyritisée, d'ailleurs douteuse, nous ne pouvons guère citer qu'une petite *Orbitolina* sp. conique (1,2 × 1,7 mm), dans un calcaire bréchiq ue provenant des Arpalles (coord. 576350/84000/2540; échantillon F 100).

Néanmoins, cette petite Orbitoline vient confirmer notre attribution des calcaires bréchiq ues de l'Aroley à un niveau urgonien (Barrémien-Aptien)¹⁴).

4. La série supérieure des Schistes de Ferret

(Couches des Marmontains et Couches de St-Christophe)

J'introduis le terme de «couches des Marmontains»¹⁵) (ou «quartzites des Marmontains») pour les quartzites verdâtres et les schistes noirs qui surmontent les calcaires bréchiq ues de l'Aroley, dans le haut Val Ferret aussi bien qu'à la Pierre Avoi.

¹⁴) Vu que ces calcaires ne renferment jamais de Foraminifères déterminables autres que ces petites Orbitolines, et que l'on y voit souvent des restes rappelant des embryons d'Ammonites, je crois pouvoir laisser tomber la réserve que j'avais formulée en 1952 (p. 343, note infrapaginale), concernant un éventuel remaniement des Orbitolines dans une microbrèche plus récente, supra-crétacique ou même nummulitique.

¹⁵) Localité-type: arête des Marmontains, 250 m à l'ENE du sommet P. 2795,6; coord. 574450/81150. Ce sont les «schistes noirs et quartzites» de ma note de 1952 (p. 343).

Les calcaires gréseux des «couches de St-Christophe» (R. TRÜMPY, 1952, p. 343) sont le niveau le plus élevé des schistes de Ferret.

a) Les couches des Marmontains

Dans la sous-zone inférieure de la zone de Ferret, les couches des Marmontains sont très minces et assez peu typiques. Ce sont surtout des schistes argileux noirs, mordorés, assez durs, avec des intercalations de grès fins ferrugineux, un peu calcarifères. Vers le haut apparaissent de petits lits de calcaires gréseux sombres, et l'on passe graduellement aux couches de St-Christophe. Les couches des Marmontains viennent à manquer complètement dans les pentes du Chardonnet (au-dessus de Ferret) et aux environs de la Peula; ailleurs, leur épaisseur ne dépasse pas 20 m.

Le plus beau développement des couches des Marmontains se trouve dans le flanc renversé du pli déversé de la Tsavra. Elles y atteignent une puissance de 120 m. Dans le flanc normal de cette sous-unité et dans les écaillés supérieures, leur épaisseur moyenne est de 50 m. Le groupe débute par des quartzites ferrugineux et calcarifères en minces dalles, intercalées dans des schistes argileux noirs. Quelques lentilles de grès arkosique et de calcaire microbréchique, du type Aroley, démontrent qu'il n'y a pas de lacune de sédimentation entre la série moyenne et la série supérieure des schistes de Ferret.

Au dessus de ce niveau à prédominance de schistes apparaissent de très beaux quartzites, en bancs épais de plusieurs mètres. Ce sont des roches très dures, très homogènes, à grain fin; leur cassure est vert pomme à vert brunâtre, leur patine rouge-brun sombre. Les variétés les plus typiques sont exemptes de carbonate. Sous le microscope, la roche montre une structure quartzitique régulière; les grains de quartz ont en général des diamètres de 0,08 à 0,10 mm. S'y ajoutent la séricite, la stilpnomélane en menues paillettes hexagonales, la chlorite et la pyrite. La calcite, en individus déchiquetés, forme 0-35% du volume. Les minéraux détritiques accessoires sont le zircon, la tourmaline, le rutile et l'apatite.

Les schistes argileux reprennent de l'importance dans le toit des quartzites verts. Ils alternent avec des quartzites ferrugineux, qui se chargent de calcite vers le haut. Le passage aux calcaires gréseux des couches de St-Christophe est souvent insensible. Des lits lenticulaires de conglomérats schisteux, avec des éléments de dolomies et de micaschistes pouvant atteindre 10 cm de long, sont assez fréquents dans cette zone de passage.

Les couches des Marmontains ne nous ont livré que quelques restes d'Echinodermes, dans des niveaux calcaires près de la base. Le fait qu'ils surmontent les calcaires urgoniens (?) de l'Aroley, ainsi que leur faciès de schistes noirs et de quartzites fins ferrugineux, nous incitent à leur attribuer un âge mésocrétacique. Dans l'échantillon, l'analogie avec les quartzites dits du Beverin, du «Gault» (Crétacé moyen) des nappes penniques inférieures des Grisons, est tout à fait remarquable.

b) Les couches de St-Christophe

Formation la plus récente des schistes de Ferret, les couches de St-Christophe remplissent partout les synclinaux. Leur plus grande épaisseur est réalisée dans

le synclinal entre la sous-zone inférieure et le pli couché de la Tsavra, où elles mesurent au moins 400 m (région du Grand Golliat).

Ce sont des roches grossièrement schisteuses, à patine brune, parfois orangée. Le type le plus commun est un calcaire gréseux schistoïde, sériciteux, assez cristallin¹⁶); le grain est toujours plus grossier que celui des «calcschistes moyens», seule formation des schistes de Ferret qui offre quelques analogies avec les couches de St-Christophe. La proportion des trois minéraux quartz, calcite et séricite est fort variable. Les termes extrêmes sont des quartzites calcarifères (tels qu'ils se trouvent surtout vers la base), des calcaires schistoïdes un peu gréseux et des schistes marno-gréseux sombres, assez grossiers. Les grains de quartz ont des diamètres maxima de 0,2 à 0,4 mm. L'albite de néoformation est assez répandue, ainsi que la chlorite et les minerais.

Des conglomérats polygéniques, à galets de dolomies, de quartzites et de micaschistes, se remarquent, par endroits, dans la partie inférieure des couches de St-Christophe.

Pas plus qu'à la Pierre Avoi, nous n'avons trouvé de restes organiques. Vers le bas, les couches de St-Christophe passent aux quartzites des Marmontains, du Crétacé moyen (?). A titre d'hypothèse de travail, on peut les assimiler à un Flysch supracrétacique.

C. La zone des Brèches de Tarentaise

Cette zone relativement peu épaisse se place entre les schistes de Ferret et le Houiller briançonnais. Ses sédiments possèdent un faciès très particulier, caractérisé par l'abondance des roches pséphitiques. Le Trias se reconnaît à ses faciès habituels, et le Lias peut être daté par des fossiles. Mais nous ne savons que peu de choses sur l'âge des terrains plus récents, qui occupent de loin la plus grande surface de la zone (voir fig. 1, p. 325, coupes IV-V).

1. *Le Trias*

Au sommet du Mont Fourchon, où le Trias de la zone de Tarentaise atteint son plus beau développement, il est représenté notamment par des dolomies saccharoïdes à patine jaune clair, en assez gros bancs, auxquelles sont associés des calcaires marmoréens à cloisons dolomitiques. Ailleurs, le Trias peut être réduit à quelques mètres de cornieule ou de calcaire dolomitique marmorisé, renfermant souvent des cristaux néogènes d'albite, de quartz et de muscovite.

C'est au Trias supérieur que nous attribuons maintenant les «brèches de la Pierre Avoi»¹⁷). Ce sont des roches massives, dépourvues de stratification. Leur ciment peut être soit calcaire, soit dolomitique. Les éléments, toujours anguleux et mal triés, sont formés de roches triasiques: calcaires, dolomies et de rares

¹⁶) Ces roches ne sont pas sans analogies avec certains types de «Schistes lustrés», par exemple de la région du Versoyen.

¹⁷) R. BARBIER (1951) considérait ces brèches comme suprajurassiques, en tant qu'équivalents lointains des brèches du Niélard et, par conséquence, des brèches du Télégraphe. Nous avons d'abord accepté ces vues (1952). Mais il faut remarquer que le ciment des brèches de la Pierre Avoi est souvent dolomitique, et qu'elles sont toujours associées au Trias certain.

quartzites. Dans le haut Val Ferret, ces brèches calcaréo-dolomitiques ne jouent qu'un rôle de second plan.

2. *Le Lias*

Une bonne coupe du Lias se voit au N du Mont-Fourchon, sur l'arête descendant du P. 2854 (coord. 576350/80350/2680). Nous y notons :

1. Dolomies du Trias, formant une tête anticlinale dans la paroi.
2. Quelques mètres de schistes argileux noirs et verdâtres et de schistes dolomitiques. Rhétien ?
3. Massif de calcaire marmoréen clair, au grain très grossier; granules de carbonate jaune et petits cristaux d'albite. Lias inférieur ?
4. Calcaires spathiques et cristallins bleutés, à zones siliceuses, renfermant des cristaux de pyrite; patine brunâtre. Ce niveau est très riche en grandes Bélemnites, sans sillons, de 1,5 à 2 cm de diamètre, rappelant des formes du Lias moyen (*Passaloteuthis?* sp.). En coupe mince, on remarque de nombreux fragments d'Echinodermes, fort bien conservés grâce à l'imprégnation ferrugineuse des mailles de leur réseau.
5. Calcaires schistoïdes et calcschistes sombres, à quartz et séricite, avec des nodules calcaires. Lias supérieur-Dogger ?
6. Série conglomératique du «Flysch».

C'est de la paroi mal accessible, au SSW de l'emplacement de ce profil, que proviennent sans doute les blocs de calcaires marmoréens bleutés à Gryphées, qui se trouvent dans les éboulis sur la rive droite du Torrent du Bandarrey¹⁸). Ils renferment en abondance de petites Gryphées mal conservées, longues de 2 à 4 cm, du groupe de la *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* SCHLOTH., caractérisant le Sinémurien s. str. et le Lotharingien. Rappelons que W. NABHOLZ avait déjà signalé des Gryphées en 1944 au-dessus de Prayon, dans le moyen Val Ferret.

Sur le versant oriental (droit) de la combe d'éboulis des Vans, au N du P. 2823,2, le Lias atteint son épaisseur maximum avec 50-60 m. Là aussi, sa partie supérieure est constituée par des calcaires gréseux schistoïdes (niveau 5 de la coupe précédente). Ils renferment des Bélemnites (formes plus grêles que dans le niveau 4) ainsi que des lits de brèches à éléments triasiques et liasiques.

Plus au N, le Lias n'est plus représenté que par des calcaires bleutés, cristallins, surmontés de calcaires à zones siliceuses (faciès du «Kieselschnurlias»). Sous les Lacs de Fenêtre, le Lias mesure encore 10 à 20 m. Il est inconnu au N des lacs, si l'on fait exception d'un lambeau de calcaire cristallin au Col du Névé de la Rousse.

3. *La série post-liasique*

Le Lias fossilifère est surmonté d'un complexe assez épais de schistes, de calcaires, de conglomérats, de quartzites et de roches vertes, qui ne nous ont pas livré de fossiles déterminables et dont la stratigraphie de détail n'est pas

¹⁸) Le premier bloc fut découvert par l'auteur avec N. OULIANOFF, en 1950; il gisait dans le torrent même. Il n'est plus visible aujourd'hui, ayant été recouvert par une ovaile. Mais d'autres blocs se voient dans les pentes d'éboulis au NE de la cabane P. 2164, dont l'un, marqué d'un petit steinmann, au bord du sentier, à 200 m de la cabane.

encore établie. Il est toutefois possible d'y reconnaître quelques-uns des niveaux décrits en Tarentaise par H. SCHOELLER (1929), à savoir: 1° les conglomérats à blocs géants et les calcschistes de l'Aiguille du Grand Fond, 2° la série conglomératique, 3° les quartzites verts et schistes noirs, avec des plaquettes de calcaires gréseux vers le sommet. Les termes plus récents (grès grossiers calcarifères et «Flysch») ne semblent plus exister dans le Val Ferret suisse.

L'âge de ces terrains est mal connu. H. SCHOELLER rattache les couches du Grand Fond (1) encore au Jurassique – leur limite avec le Lias n'étant pas tranchée – alors que les conglomérats (2) marqueraient la base du Nummulitique. Mais P. ELTER (1954) vient d'y signaler des restes des petites Orbitolines. Cette trouvaille nous fait envisager une parallélisation des conglomérats (2) avec les calcaires microconglomératiques de l'Aroley, niveau urgonien probable de la série des schistes de Ferret. Les quartzites verts et schistes noirs (3) accusent une parenté remarquable avec les couches des Marmontains, du Crétacé moyen (?) de la zone de Ferret¹⁹).

a) Les couches de l'Aiguille du Grand Fond et la série conglomératique

Dans la région des Lacs de Fenêtre, le Lias supporte un niveau discontinu, épais de 40 m au maximum, de schistes calcaréo-argileux sombres, de calcschistes et de conglomérats à galets dolomitiques et calcaires. Ces couches renferment d'énormes blocs arrondis, de forme ellipsoïdale, qui atteignent 30 m de long. Ils sont empruntés au substratum immédiat (Trias et Lias de la nappe des Brèches de Tarentaise). Ces conglomérats à blocs gigantesques sont bien visibles sur la rive occidentale du lac inférieur (2457 m). Ils se sont peut-être formés par des écroulements de falaises côtières, les blocs tombés ayant ensuite été arrondis par l'action du ressac.

L'étendue latérale de cette singulière formation est surprenante. On la trouve aussi bien à la Pierre Avoi qu'en Tarentaise, où H. SCHOELLER (1929, p. 255) l'a décrite sous le nom de «couches de l'Aiguille du Grand Fond». Son âge est à peu près inconnu. Dans le Val Ferret, son contact avec le substratum paraît franc; mais nous avons vu (p. 337) qu'il y existent des niveaux bréchiques à Bélemnites, certainement jurassiques. D'autre part, je n'ai pas su déceler de rupture lithologique entre les conglomérats à blocs gigantesques et les conglomérats ordinaires qui les surmontent.

Cette série conglomératique de la zone des Brèches de Tarentaise est constituée par une alternance de schistes, de calcaires gréseux et de roches pséphitiques. Elle mesure jusqu'à 80 m. Il ne nous a pas été possible de constater un ordre défini dans la succession des couches. Nous nous bornons à décrire les types lithologiques les plus répandus:

– Des schistes noirs, luisants, plus ou moins gréseux, en général pauvres en calcite.

– Des calcaires gréseux sombres, en petits lits, passant à des grès à ciment calcaire; feuilletés de séricite sur les plans de stratification. Ils sont souvent un

¹⁹) La possibilité d'une telle corrélation a d'abord été envisagée par R. BARBIER, dans une lettre qu'il m'a écrite en 1951, après lecture du manuscrit de ma note publiée en 1952.

peu microbréchiques. Le diamètre maximum des grains de quartz est de 0,5 à 0,8 mm; l'albite néogène n'est pas rare.

– Des conglomérats et des brèches. Ce sont des roches un peu plus massives, bien qu'elles ne forment jamais des parois continues. Le ciment est calcaréo-gréseux (quartz de petit grain), toujours riche en séricite. Les éléments sont de toutes tailles, jusqu'à 2 m, mal calibrés et en général plutôt mal arrondis. Parmi ces éléments, des dolomies sombres, à grain fin, à patine orange, prennent la première place; puis viennent d'autres types de dolomies, des quartzites, des calcaires liasiques (avec des *Pentacrinus* sp. près du sommet du P. 2710, à l'W des Monts Telliers), et enfin de rares roches cristallines, notamment des schistes quartzo-séricitiques.

– Des brèches jaunâtres ou blanchâtres d'un type particulier, sorte de «Trias régénéré», sont formées exclusivement de débris dolomitiques et quartzitiques, avec un peu de ciment calcaire et de séricite. Elles pourraient être le produit d'éboulements sousmarins dans une région d'activité tectonique.

La composition lithologique de la série conglomératique varie très rapidement d'un point à l'autre. Dans l'ensemble, elle est bien plus argileuse et moins calcaire que ne le sont les complexes correspondants en Tarentaise ou dans la zone de Ferret.

b) La série schisto-quartzitique

Cette série sombre, pauvre en carbonates, atteint des épaisseurs de 180 m, notamment dans la région des Lacs de Fenêtre, dont elle constitue la barre occidentale.

Sa limite inférieure paraît assez tranchée; mais elle ne correspond pas à une lacune stratigraphique. Des lits de brèches à éléments dolomitiques et de calcaires gréseux se trouvent encore dans la partie basale de la série schisto-quartzitique. Celle-ci débute en général par des schistes argilo-gréseux noirs, durs, à cubes de pyrite, avec des bancs de quartzites feuilletés noirs, riches en mica et en minerais, renfermant des albites néogènes tournées et une chlorite de biréfringence très basse. C'est dans ce complexe schisteux que l'on trouve également les roches ophiolitiques sur lesquelles nous reviendrons (p. 340).

A peu près 20 m au-dessus de la base apparaissent des quartzites verdâtres, d'abord en lentilles, puis en gros bancs massifs et réguliers. Ils sont généralement dépourvus de calcite. Les variétés les plus pures (jusqu'à 99% de quartz) sont claires, compactes ou régulièrement stratifiées par de minces feuillets séricitiques. Leur grain est fin (0,10 à 0,15 mm). Des quartzites feuilletés, d'un vert plus sombre, sont interstratifiés dans les quartzites clairs. A côté du quartz, de la séricite et des minerais abondants, ils contiennent des porphyroblastes tournés d'albite (0,2 à 0,5 mm), riches en inclusions opaques, et de la chlorite presque isotropique, qui derive en partie d'une stilpnomélane.

Au-dessus de ces quartzites verdâtres, les schistes argileux noirs redeviennent prépondérants. Près du toit de la formation on remarque un niveau très constant, formé par des calcschistes gréseux, micacés, à patine brunâtre, en petits lits alternant avec des schistes noirs. Ils sont composés de calcite grenue, impure, de quartz (14–30%, diam. max. 0,20–0,25 mm), d'albite de néoformation à traînées

plissotées d'inclusions opaques (4–6%, diam. max. 0,35–1 mm), de séricite (env. 3%), auxquels s'ajoutent des minerais abondants et de la chlorite; le sphène est un minéral accessoire caractéristique. Ces calcschistes gréseux existent aussi en Tarentaise; ce sont eux qui ont livré des *Chondrites* à H. SCHOELLER (1929, p. 267).

Dans les écailles les plus élevées (digitation supérieure) de la nappe des Brèches de Tarentaise, la série stratigraphique, très lacunaire, est réduite au Trias et au groupe schisto-quartzitique, y compris les calcschistes gréseux et les roches vertes. Sur le terrain, il peut devenir très difficile de distinguer les schistes argileux noirs de cette formation des schistes houillers qui les chevauchent.

Une découverte importante, due à N. OULIANOFF (1934 b, 1953), est celle de roches ophiolitiques. Nous avons pu constater qu'elles sont partout cantonnées dans la série schisto-quartzitique de la zone de Tarentaise. Les plus anciennes se trouvent à 10 m au-dessus de la base de ce complexe; les plus récentes sont associées aux calcschistes gréseux. Ce sont des roches de couleur verte, mouchetées de blanc par les porphyroblastes d'albite, pyritifères, assez massives ou un peu schisteuses. Elles sont associées à des schistes verts chlorito-sériciteuses (tufs?), à des quartzites chloriteux riches en sphène, et notamment à des amas d'une roche composée de quartz, d'un carbonate brun (ankérite?) et de cubes de pyrite en très grande abondance.

L'analyse microscopique de quelques échantillons donne les résultats suivants:

a) Col à l'E du P. 2710, entre deux bandes de Trias (coord. 576600/82850/2660). Texture un peu schistoïde, presque fluidale, structure porphyroblastique. Pâte feutrée d'une chlorite vert pâle, à biréfringence très basse. Porphyroblastes d'albite (48%, dm. max. 0,8 mm), à contours cristallographiques, trapus, peu mâclés, riches en inclusions; certains cristaux paraissent tournés. Minerais abondants, calcite, petits grains de quartz, sphène.

b) Colline dominant le lac moyen de Fenêtre, également entre deux bandes triasiques (coord. 576700/81050/2580). Texture schistoïde, cristallisation de l'albite et de la pyrite après le développement de la schistosité. Albite, 61%, individus isométriques, sans contours cristallins, dm. 0,3–0,6 mm. Traînées, parfois plissotées, d'inclusions diverses (mica, rutile etc.); porphyroblastes tournés. Stilpnomélane, 10%, en plaquettes épaisses associées à des minerais. Chlorite, 8%, de deux origines: produit d'altération de la stilpnomélane et chlorite primaire accompagnant la séricite. Séricite à muscovite, 11%, en lits. Minerais (surtout pyrite), 6%. Quartz 4%. Accessoires: apatite.

c) Les Vans, 15 m au-dessus de la série conglomératique (coord. 576650/80750/2530). Texture faiblement schistoïde. Albite, 51%, diam. moyen 0,5 mm, max. 1 mm; comme b). Chlorite, 14%, presque isotropique. Séricite, 17%, en menues paillettes non tordues. Quartz, 11%. Minerais et rutile, 7%.

Ces roches vertes seraient à classer respectivement comme ovardite, ovardite sériciteuse à stilpnomélane et ovardite sériciteuse quartzifère. Elles sont probablement issues de laves et de tufs basiques, de composition spilitique, bien qu'une origine sédimentaire ne puisse être formellement exclue. Leur structure actuelle est un produit du métamorphisme. Les phénomènes de minéralisation

et d'albitisation, que nous avons signalés dans la série schisto-quartzitique, paraissent liés à la présence de ces roches ophiolithiques²⁰).

En l'absence de tout fossile caractéristique, la question de l'âge de la série des quartzites verts et des schistes noirs reste ouverte. En admettant que la série conglomératique sous-jacente, dans laquelle P. ELTER a trouvé de petites Orbitolines, soit du même âge que les calcaires conglomératiques de l'Aroley, donc barrémienne et aptienne, on pourrait attribuer la série schisto-quartzitique au Crétacé moyen. Elle serait à paralléliser avec les couches des Marmontains, avec lesquelles elle offre de multiples points de comparaison. La présence de la stilpnomélane dans les quartzites des Marmontains, ainsi que l'albitisation des couches de leur mur, trouveraient une explication plausible par l'influence lointaine des roches ophiolithiques contenues dans la série schisto-quartzitique de la nappe des Brèches de Tarentaise.

III. TECTONIQUE

La feuille Grand St-Bernard de l'Atlas géologique suisse, qui paraîtra prochainement, et les quatre coupes (figure 2, p. 344) accompagnant cette note donneront une meilleure image de la structure du haut Val Ferret que ne pourrait le faire une description fastidieuse. Aussi nous bornerons-nous à quelques indications sommaires.

A. Traits généraux

1. *Pendages, axes, schistosité, métamorphisme*

Sur tout le territoire valaisan, la zone sédimentaire de Sion-Val Ferret-Courmayeur montre une structure absolument isoclinale. Dans le Val Ferret, toutes les couches plongent vers l'E, donc vers l'intérieur de la chaîne; elles s'adosent au massif du Mont-Blanc, et elles sont chevauchées par la nappe du Grand St-Bernard, par l'intermédiaire de sa digitation externe, la zone houillère. La direction moyenne des couches est approximativement N-S \pm 20°, leur plongement moyen de 60 \pm 10° vers l'E.

Dans la zone helvétique et ultrahelvétique, les couches commencent à prendre une direction NE-SW aux abords de la frontière (DE SAUSSURE, 1803). Dans le Val Ferret valdôtain, le massif du Mont-Blanc se renverse en arrière sur sa couverture. La zone de passage, aux couches verticales, se trouve sur le versant italien du Petit Col Ferret (M. B. CITA, 1953).

Dans la partie pennique de la zone de Courmayeur, le changement de direction ne se remarque pas encore sur territoire suisse. La direction des couches reste N-S, et dévie même assez souvent de quelques degrés vers l'W (presque NNW-SSE). Il en résulte un élargissement de toute la bande sédimentaire vers le S, qui atteindra son maximum dans la transversale de la Dora Baltea.

²⁰) J'ai également trouvé ces roches vertes à chlorite et albite dans le groupe de la Pierre Avoi, par exemple au N de Villette (Val de Bagnes) et au pied N de la tour sommitale de la Pierre Avoi. Elles y sont toujours comprises dans la série schisto-quartzitique de la nappe des Brèches de Tarentaise. Pas plus qu'au Val Ferret, l'origine magmatique de ces roches ne peut être rigoureusement prouvé, bien qu'elle soit très probable.

Les axes du microplissement, et les linéations selon l'axe b qui leur sont parallèles, n'ont pas été mesurés de façon systématique. Le plus souvent, ces axes plongent de 10 à 25° vers le NNE; mais il y en a aussi de direction S ou SSE. Dans les replis supérieurs de la zone de Ferret et dans la zone de Tarentaise, nous avons constaté des plis de direction aberrante, dont les axes plongent fortement vers le NE.

Nous n'avons trouvé que de très rares exemples de schistosité vraie, oblique par rapport aux plans de stratification²¹). Stratification et foliation coïncident presque partout (P. FOURMARIER, 1949). Dans quelques cas, on observe des lits plissotés entre deux plans de foliation. On constate alors que les plans axiaux des microplis sont parallèles aux plans de foliation et partant au pendage régional des couches; c'est encore un caractère qui souligne la structure strictement isoclinale de la zone de Courmayeur.

Toutes les couches de la zone sédimentaire ont subi un étirement, variable selon leur position tectonique et leur nature pétrographique, mais en général très intense. Ce laminage n'est pas entièrement compensé par le microplissement isoclinale, de sorte que les épaisseurs des terrains que nous mesurons sont en dessous des épaisseurs originelles.

En plus, les terrains ont été affectés par un léger métamorphisme alpin épizonal, qui a produit des minéraux tels que séricite, chlorite, albite, stilpnomélane, etc. Il est en grand partie syntectonique ou posttectonique (p. ex. porphyroblastes tournés d'albite à inclusions plissotées). Le degré de métamorphisme va en croissant de l'extérieur (W) vers l'intérieur (E). Il semble y avoir un léger saut de métamorphisme entre la zone ultrahelvétique et la zone pennique. Mais nous nous garderons de toute affirmation catégorique sur ce point, qui nécessiterait une étude pétrographique précise portant sur des terrains de composition lithologique initiale identique.

2. Les failles

N. OULIANOFF avait déjà reconnu l'existence de plusieurs systèmes de failles dans la partie pennique de la zone Sion-Courmayeur. Grâce à la stratigraphie détaillée de ces terrains, nous pouvons maintenant préciser le sens du mouvement de ces accidents et en constater d'autres, qui sont moins bien visibles parce que cachés sous les terrains quaternaires.

Ces failles se groupent en trois systèmes.

a) Failles de direction NE-SW, presque verticales. Lèvre SE abaissée ou avancée vers l'W²²).

Un grand nombre de ces accidents sillonnent la paroi W de la Tsavra. L'un d'eux détermine le grand couloir, rempli d'éboulis, à l'E de Ferret; son rejet vertical est de l'ordre de 120 m.

Une autre grande faille, de direction plutôt ENE-WSW, passe au S des chalets des Ars-Dessus. Elle est bien visible dans la gorge entre ceux-ci et la Peula, et elle

²¹) D'après nos observations, la schistosité oblique n'existe que dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, où le glissement lit-sur-lit des terrains sédimentaires a été rendu difficile par leur ancrage au socle hercynien.

²²) Il est presque impossible, dans des zones de structure isoclinale, de déterminer l'importance réciproque des mouvements horizontaux et verticaux.

doit suivre le vallon de la Peula, encombré d'éboulis. Sur la rive droite de la Dranse, elle reste cachée sous les moraines au N du torrent des Ars-Dessus; mais on en voit des failles satellites. L'abaissement vertical apparent de sa lèvre SE dépasse également 100 m.

b) Failles de direction NW-SE ou NNW-SSE, pendage de 60-80° vers le NE. Lèvre NE abaissée ou avancée vers l'W.

Ces accidents sont avant tout cantonnés dans la moitié S du territoire étudié, bien qu'il y en ait aussi au-dessus de Ferret et aux Arpalles. Avant d'arriver au lac inférieur de Fenêtre, le sentier suit une double faille qui ramène la série schisto-quartzitique contre le Lias de la zone de Tarentaise. Une autre faille, à rejet considérable, passe par l'écharpe d'éboulis des Vans; elle est accompagnée, de part et d'autre, d'accidents mineurs.

Mais la faille la plus importante du haut Val Ferret est sans doute celle qui détermine le Col du Fourchon. Bien que souvent cachée sous des éboulis et des moraines, nous la retrouvons dans le fond du Bandarrey. Elle traverse l'arête des Marmontains au N du P. 2795,6 et aboutit au vallon de la Peula, où l'on perd sa trace dans les terrains incompetents de la série inférieure des schistes de Ferret. Son trajet, sur territoire suisse seulement, est donc de 3,5 km. Le compartiment NE est affaissé de 100 m aux Marmontains (fig. 2, coupe 3), de 150 à 200 m sous le Col du Fourchon (fig. 2, coupe 4).

Le Col des Angrionettes doit également son existence à une faille de ce système; elle recoupe le flanc inverse du pli de la Tsavra. Le rebroussement des couches sur les deux lèvres est particulièrement bien visible depuis la moraine gauche du glacier.

c) Accidents de direction E-W, verticaux.

Ce sont de petits accidents sans rejet constatable, mais bien visibles dans le terrain (Six Poteu, Glacier des Angrionettes). Ils pourraient être d'un âge très récent.

Le jeu combiné des deux grands systèmes de failles (a et b) traduit un exhaussement tardif du massif du Mont-Blanc par rapport aux Alpes penniques. C'est avant tout N. OULIANOFF qui a insisté à plusieurs reprises sur l'importance structurale et morphologique de tels mouvements. De pair avec ces déplacements verticaux va un étirement longitudinal (N-S) de la zone de Sion-Courmayeur.

B. La zone helvétique et ultrahelvétique

Nous n'avons fait que quelques observations rapides dans ce secteur, dont la levé a été effectué par N. OULIANOFF. Seule, la zone des racines ultrahelvétiques a été étudiée avec un peu plus de détail.

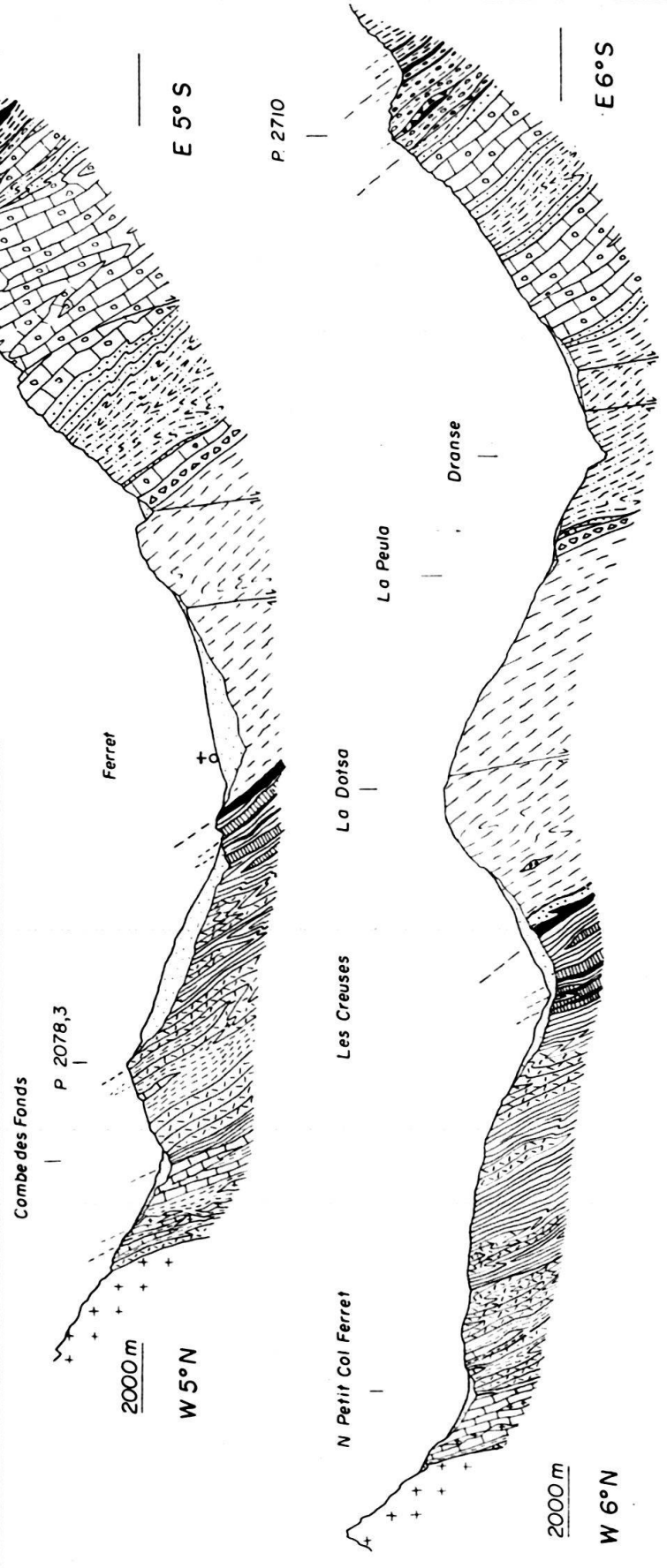
1. La zone autochtone

Nous avons vu (p. 321), que le massif du Mont-Blanc supportait une mince couverture jurassique, très lacunaire et de faciès côtier, dont le contact avec le substratum cristallin était de nature transgressive.

Echelle 1:33.333

Zone helvétique et ultrahelvétique

- | | | | |
|--|-----------------------|--|------------|
| | Malm | | Lias |
| | Callovien - Oxfordien | | Trias |
| | Bajocien - Bathonien | | Cristallin |
| | Aalénien | | |



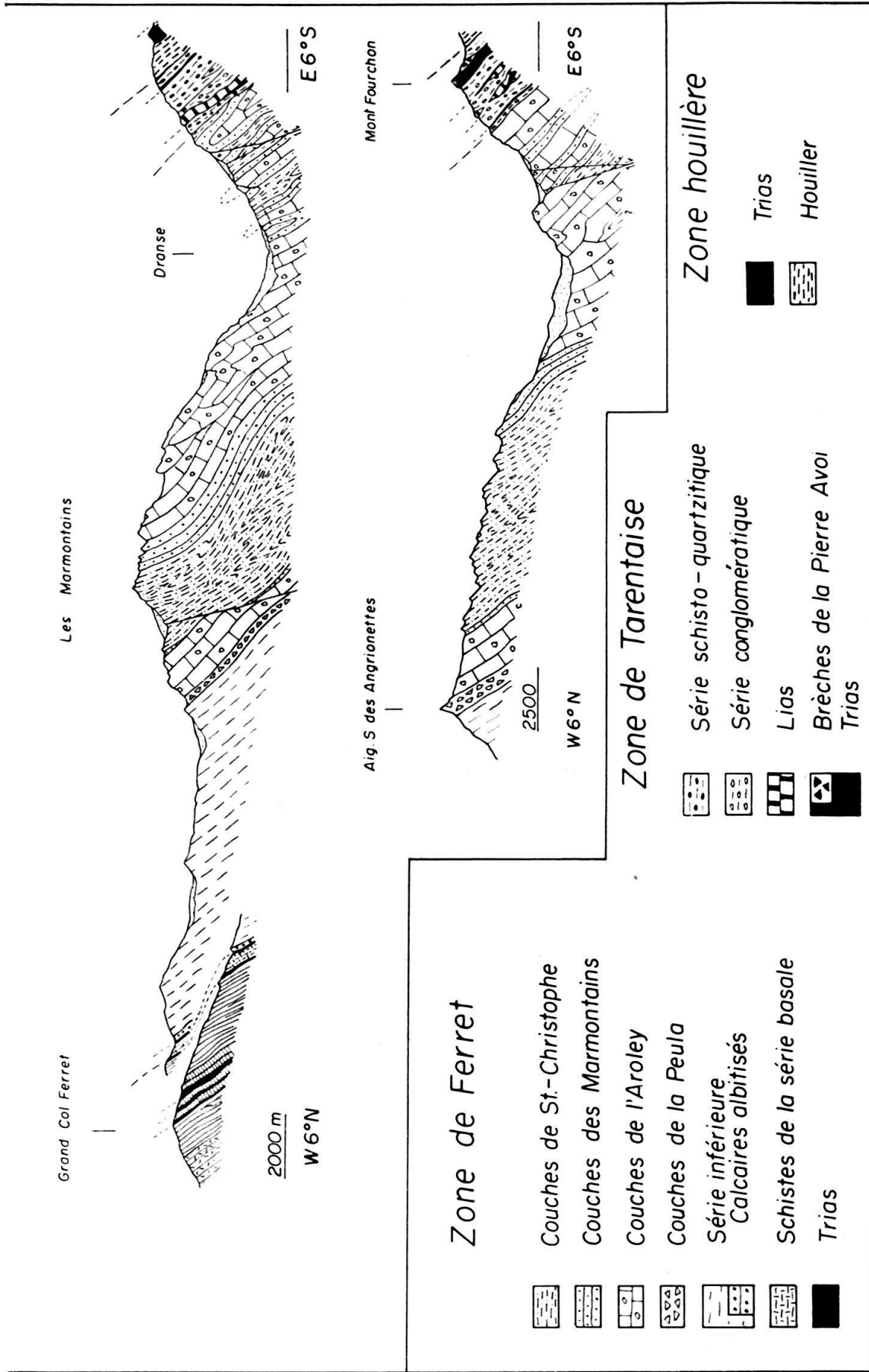


Fig. 2. Coupes à travers la zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret

2. *La zone helvétique*

Les racines helvétiques débutent par les échardes de roches cristallines (porphyres quartzifères, etc.) découvertes par RABOWSKI (1917). Il y a probablement deux de ces lames. Leur allure discontinue est due à des phénomènes de boudinage. Elles s'insinuent dans les terrains du Jurassique supérieur, entraînant avec elles des couches du Dogger et même, par endroits, des marbres dolomitiques pouvant appartenir au Trias.

En arrière de cette zone des échardes cristallines, la dépression de la Combe des Fonds est occupée par une série normale, allant de l'Aalénien au Malm (p. 323). Dans la région du Petit Col Ferret, cette série commence à s'écailler, et l'on note finalement trois minces bandes «synclinales» de calcaires du Malm, pincées dans les terrains schisteux du Jurassique moyen et du Callovo-Oxfordien.

L'épaisseur globale de la zone helvétique dans le haut Val Ferret ne dépasse pas 500 m.

3. *La zone intermédiaire*

La région de la Tête de Ferret, du Crêtet de la Perche et de l'alpage de la Léchère est constituée par les schistes de l'Aalénien et du Dogger, qui ont donné lieu à de grands glissements de terrains sur le versant gauche du Merdasson. Cette zone atteint une puissance de 1 km. Elle est grosso modo en position renversée, puisque l'on trouve le Malm à l'W et le Lias ultrahelvétique à l'E. Mais sa structure est loin d'être simple. Dans la Tête de Ferret, nous comptons au moins quatre bandes de schistes argileux de l'Aalénien et quatre bandes de schistes grésomarneux du Bajocien, correspondant à trois anticlinaux et à trois synclinaux isoclinaux²³).

Les faciès du Dogger de la Tête de Ferret étant nettement distincts de ceux du Dogger helvétique de la Combe des Fonds, il est plus logique de rattacher cette «zone intermédiaire» à l'Ultrahelvétique; c'est également l'avis de M. B. CITA (1953), qui place la limite dans la zone même, près de son bord occidental. Nous manquons de données pour préciser la situation du contact entre les zones helvétique et ultrahelvétique; d'ailleurs c'est largement une question d'accolade.

4. *La zone ultrahelvétique*

Les racines ultrahelvétiques sont constituées par un faisceau de lames triasiques et liasiques, encadrées par des schistes aaléniens. La structure de détail en est très compliquée.

Près de la sortie de la gorge du Merdasson, on note deux bandes triasiques très minces. Le Trias du front pennique y vient fort près du Trias ultrahelvétique. La partie moyenne de la gorge, sous Planpro, est taillée dans les schistes argileux noirs de l'Aalénien, avec des bandes «anticlinales» de Lias (calcaires bleutés en plaquettes et schistes marneux gris). Un petit affluent sur la rive droite du Merdasson, 600 m au S de Planpro, laisse apercevoir une coupe complète à travers la zone ultrahelvétique. Elle ne contient pas de Trias en cet endroit; on constate seulement une alternance tectonique répétée de Lias et d'Aalénien.

²³) Il n'est pas toujours facile de faire la part des imbrications tectoniques et la part des récurrences du faciès des schistes argileux noirs (du type «aalénien») dans le Dogger.

Le Trias ultrahelvétique réapparaît dans le fond des Creuses, dans une petite gorge entre deux masses tassées. Au S des Creuses, nous pouvons relever la succession suivante, de l'W vers l'E :

1. Aalénien.
2. 2 m Lias.
3. 0,5-5 m Trias (surtout argilites).
4. 2-3 m Lias.
5. Quelques m Aalénien.
6. Env. 10 m Lias calcaire, à Bélemnites.
7. Trias (dolomies avec des bandes de marbre blanc, argilites versicolores).
8. 2-10 m Lias.
9. Trias (dolomies blondes et argilites).
10. 3 m Lias.
11. 100-150 m Aalénien.
12. Trias du front pennique.

Sur l'arête E de la Tête de Ferret, on compte une bande de Trias ultrahelvétique en plus (donc quatre en tout). Le profil s'établit comme suit (en descendant l'arête de l'W vers l'E, tectoniquement de bas en haut) :

1. Schistes gréso-marneux et argileux du Bajocien.
2. 40 m Aalénien.
3. 2 m Lias.
4. 1,5 m Trias (argilites).
5. 3 m Lias.
6. 2 m Trias (argilites et marbres).
7. 15-20 m Aalénien.
8. 2-3 m Trias (dolomies blondes, schistes dolomitiques).
9. Env. 25 Lias inférieur (calcschistes gris et calcaires bleutés en plaquettes).
10. 1 m Lias moyen ? (*calcari a macchiette nere*, voir p. 322).
11. 1 m Trias (comme 8).
12. 10 m Lias.
13. Env. 200 m Aalénien.
14. Trias du front pennique.

Deux des quatre bandes triasiques (4 et 8 de la coupe ci-dessus) se terminent aux Plans Fins, alors qu'une nouvelle fait son apparition. Notons, pour terminer, la coupe de l'arête frontière, en partant du Grand Col Ferret :

1. Aalénien.
2. Trias (argilites).
3. 5 m Lias.
4. 2 m Trias (dolomies blanches).
5. Quelques m Lias et Aalénien.
6. 1 m Trias (dolomies et argilites siliceux).
7. 30-35 m Lias (coupe détaillée voir p. 322).
8. Env. 300 m Aalénien. Près d'un petit lac, dans un vallon de déchirement sur l'arête, des calcaires sableux en plaquettes (Bajocien ?) sont intercalés dans les schistes argileux noirs, pyritifères, de l'Aalénien.
9. Trias occidental du front pennique.

A cause de l'écartement des directions ultrahelvétique et pennique (p. 341), la bande interne d'Aalénien (11, 13 et 8 des trois profils), qui sépare le faisceau des racines ultrahelvétiques de la base de la zone de Ferret, s'élargit progressivement vers le S.

C. La zone de Ferret

Cette zone atteint, dans le haut Val Ferret valaisan, une largeur de 4 km à l'affleurement, correspondant à une épaisseur globale de 3,5 km environ. Nous avons déjà vu (p. 326) que cette énorme puissance était due à des complications tectoniques. Au-dessus d'une série en position normale (sous-zone inférieure), qui comporte une petite écaille basale, se développent des replis isoclinaux dont le plus externe (occidental), celui qui constitue le sommet de la Tsavra, dépasse tous les autres en ampleur.

1. *L'écaille basale*

A partir du «Col des Creuses» (dépression dans l'arête entre la Dotsa et la Tête de Ferret) et de là vers le S jusqu'au col P. 2524 sur l'arête italo-suisse, le Trias de base de la zone pennique se montre dédoublé. Les deux bandes triasiques sont séparées par des schistes argileux sombres et des calcschistes, d'âge incertain, peut-être liasiques.

On pourrait être tenté de rapporter la bande occidentale (externe, inférieure) de Trias, avec les schistes intermédiaires, à une écaille indépendante, sans relations avec la zone de Ferret. Mais il faut dire que le Trias des deux bandes se présente sous un faciès tout à fait identique, et que les mêmes roches albitisées y sont liées. Pour cette raison, je préfère, provisoirement tout au moins, l'interprétation qui fait de l'écaille inférieure, puissante de 80 m au maximum, une simple digitation basale de la zone de Ferret.

2. *La sous-zone inférieure*

Au-dessus du Trias interne (oriental), respectivement de la seule bande triasique au N du Col des Creuses, se développe la série très tranquille des schistes de Ferret. Tout au plus, la présence de calcaires albitisés sur l'arête N de la Dotsa (p. 328) pourrait-elle être interprétée comme indice d'un écaillage. Le plongement des couches est assez régulier, de 45 à 65° vers l'E. Il s'accroît vers le bas, dans le fond de la vallée. Une ondulation assez marquée s'observe dans les couches de St-Christophe du synclinal entre la sous-zone inférieure et le pli de la Tsavra. C'est ainsi que les couches sont presque horizontales au sommet du Grand Golliat. De part et d'autre, elles reprennent leur pendage habituel; il en résulte une courbure en S, bien visible dans la paroi N. Cette courbure est postérieure à la formation des grands plis isoclinaux, puisqu'elle se répercute dans le flanc renversé de celui de la Tsavra, dans le groupe des Marmontains (voir coupe 3).

3. *Le pli de la Tsavra*

La séparation tectonique entre la sous-zone inférieure et le pli isoclinal de la Tsavra doit être assez profonde, à en juger par les différences de faciès qui se manifestent notamment en ce qui concerne les couches des Marmontains (p. 335).

Mais le flanc inverse du pli de la Tsavra est partout bien conservé, et l'on ne voit nulle trace d'un plan de charriage. Les quartzites et les schistes des Marmontains passant graduellement, vers le bas, aux calcaires gréseux renversés et intensément plissotés des couches de St-Christophe du synclinal du Grand Golliat.

Le noyau, puissant de 750 m, de l'anticlinal déversé de la Tsavra est constitué par les calcaires microbréchiques de l'Aroley²⁴). Ils forment la partie supérieure de la haute paroi W de la Tsavra, où l'on peut admirer, par éclairage du soir, de superbes replis dessinant une tête anticlinale couchée vers l'WNW. Ces plissements sont moins importants qu'ils n'apparaissent, puisque leur axe forme un angle très aigu avec la paroi.

Vers le S, nous suivons le noyau du pli, déjeté par plusieurs failles, jusqu'aux alpages du Plan de la Chaux et du Mont Percé. Il va en s'amincissant, ce qui semble montrer que le serrage des couches a dû être sensiblement plus intense au niveau de la vallée que 1000 m plus haut. Les calcaires de l'Aroley du noyau et les quartzites des Marmontains constituent ensuite un vaste placage sur le versant gauche de la vallée. Dans le fond du Bandarrey, aux environs du P. 2164, la prolongation vers le S de cet élément est cachée sous les éboulis; elle est en outre interrompue par la grande faille du Col du Fourchon (p. 343). Nous retrouvons le noyau calcaire bien plus haut, dans la paroi NW de l'Aiguille de Leisasse. Le Col des Angrionettes montre les couches des Marmontains du flanc renversé, relevées par une autre faille du système NW-SE (p. 343).

Le flanc normal du pli de la Tsavra a subi des étirements plus considérables que le flanc inverse, notamment dans la région sommitale de la Tsavra où les couches des Marmontains viennent à manquer localement.

4. *Les écailles et replis supérieurs*

Dans ces éléments, les parallélisations tectoniques deviennent hasardeuses. L'intensité des écaillages et des laminages est en raison inverse de l'épaisseur du coussinet de la zone de Tarentaise séparant la zone de Ferret de la zone houillère briançonnaise. Pour la description, nous procédons du N vers le S.

L'arête E de la Tsavra et le Col du Névé de la Rousse offrent une belle coupe naturelle. De l'W à l'E, on y note:

1. Calcaires de l'Aroley.
2. Quartzites plaquetés verts et schistes noirs: couches des Marmontains. Forment le sommet même de la Tsavra; dans la paroi SE, ils sont supprimés par étirement.
3. Couches de St-Christophe. Contact tectonisé avec
4. Calcaires microbréchiques clairs, en gros bancs; brèche grossière au sommet. Couches de l'Aroley; grand gendarme de l'arête E de la Tsavra. Contact tectonisé avec
5. 1 m schistes argileux noirs; couches des Marmontains? Dans un petit col au pied de ce gendarme.

²⁴) N. OULIANOFF (1942) envisageait déjà la possibilité que les bandes de calcaires bréchiques dans les «Schistes lustrés» représentent des noyaux anticlinaux.

6. Env. 8 m calcaires gréseux, quartzites calcifères et schistes argileux: couches de St-Christophe.
7. 2 m schistes noirs et quartzites calcifères: couches des Marmontains.
8. 13–15 m calcaires clairs, microbréchiqes, en gros bancs, avec une bande de calcaires gréseux: couches de l'Aroley. Ressaut de l'arête.
9. Série conglomératique de la zone des Brèches de Tarentaise, voir p. 351.

Il y donc ici deux écailles anticlinales (4 et 8), séparées par un synclinal très laminé. Tous les terrains sont écrasés et réduits à une fraction de leur épaisseur originelle. Dans la haute Combe de l'A, sur l'arête reliant le P. 2890 au Paron, on ne voit plus qu'une seule écaille.

Aux Arpalles des Ars, le pied occidental du contrefort P. 2616 montre la coupe suivant, à partir de 2450 m:

1. Couches de St-Christophe.
2. 5 m quartzites et schistes sombres: couches des Marmontains.
3. Un banc de calcaire cristallin de l'Aroley.
4. 30–40 m calcschistes quartzifères gris, plaquetés: calcschistes moyens?
5. Env. 160 m calcaires gréseux et bréchiqes des couches de l'Aroley. Ils débutent par des conglomérats à galets étirés, rappelant ceux des couches de la Peula. Puis vient la série des calcaires, en partie microbréchiqes, avec une intercalation de calcaires gréseux en bancs plus minces. On trouve également de gros bancs de grès calcifères, à nodules calcaires de quelques dm, à 20 m au-dessus de la base.
6. 15 m schistes noirs avec des dalles de quartzites: couches des Marmontains.
7. Zone des Brèches de Tarentaise.

Nous sommes en présence d'un seul pli déversé, au flanc inverse laminé. C'est le seul endroit où des calcschistes moyens (4) sont visibles dans les plis isoclinaux internes de la zone de Ferret.

Dans les pentes sous le P. 2710 et sous les Lacs de Fenêtre, jusqu'à la faille des Vans, il n'y a également qu'un seul repli au-dessus du pli déversé de la Tsavra. Il est fortement descendu par la faille des Ars-Dessus (p. 342). Les calcaires de l'Aroley, qui en constituent le noyau, atteignent 300 m de puissance. Le flanc normal comprend les couches des Marmontains et les couches de St-Christophe, dont l'épaisseur varie fortement, à cause du chevauchement un peu discordant de la nappe des Brèches de Tarentaise.

C'est dans la paroi W du P. 2854 et du Mont Fourchon que les replis supérieurs de la zone de Ferret atteignent leur plus grande complexité et leur plus grande épaisseur globale, avec près de 700 m. La paroi du Fourchon doit son aspect caractéristique à l'alternance multiple des murailles claires des couches de l'Aroley, des vires sombres ou gazonnées des couches des Marmontains et des rochers brunâtres des couches de St-Christophe. De bas en haut, la succession est la suivante:

1. Couches de St-Christophe.
2. Couches des Marmontains.
3. Couches de l'Aroley, jusqu'à 150 m.
4. Couches des Marmontains.
5. Couches de St-Christophe, se perdent vers le S.

6. Couches des Marmontains, se réunissent au S avec 4.
7. Couches de l'Aroley, jusqu'à 80 m.
8. Couches des Marmontains.
9. Couches de St-Christophe, se terminent en pointe vers le S.
10. Couches des Marmontains, se fondent au S avec 8.
11. Couches de l'Aroley.
12. Couches des Marmontains, se terminent en pointe vers le S.
13. Couches de l'Aroley. Forment un bel anticlinal couché au N du P. 2854, vers 2450 m. Axe plongeant vers le NE. Sous le Mont Fourchon, les deux bandes calcaires (11 + 13) sont réunies pour constituer une muraille de 200 m de haut.
14. Couches des Marmontains, enveloppant le front du pli couché. Peu épais.
15. Couches de St-Christophe. Coupées en biseau par la base de la nappe de Tarentaise, qui vient reposer sur les calcaires 11 + 13 sous le Mont Fourchon.

On compte donc quatre bandes anticlinales de calcaires de l'Aroley, dont les deux plus hautes sont liées entre elles. C'est la bande (1) qui représente la prolongation de l'unique repli des Arpalles, des pentes sous le P. 2710 et des pentes sous les lacs. La bande (3) semble être une digitation dorsale du pli déversé de la Tsavra. Le rattachement de l'anticlinal intermédiaire (7) est incertain.

Au delà de la faille du Col du Fourchon, seuls les replis les plus externes touchent encore le territoire suisse. Une première écaille est en position renversée: quartzites des Marmontains très typiques surmontés d'un seul banc de calcaire microbréchique de l'Aroley. Celui-ci arrive en contact mécanique avec des calcschistes gréseux (couches de St-Christophe), qui forment l'arête au SW du col. Au P. 2833, ils sont chevauchés à leur tour par l'écaille suivante, en position normale, débutant par des couches de l'Aroley.

D. La zone des Brèches de Tarentaise

Nous décrivons cette zone en procédant du N vers le S.

Dans la haute Combe de l'A, au NE de la Tsavra, se dresse le curieux rocher du Paron (2608 m). Il est bâti de calcaires plus ou moins dolomitiques, du faciès du Muschelkalk briançonnais, reposant sur un coussinet des schistes carbonifères. Entre ceux-ci et les schistes de Ferret s'intercale la zone des Brèches de Tarentaise, épaisse de 100 à 200 m; elle comporte surtout des schistes noirs avec des quartzites verts, des calcschistes gréseux, qui ne sont pas sans rappeler des «Schistes lustrés», et des ovardites, ainsi que deux bandes de Trias.

Au Col du Névé de la Rousse, la suite du profil de p. 349 s'établit de cette façon:

9. Quelques m schistes noirs et calcschistes gréseux conglomératiques: série conglomératique.
10. 5 m calcaire à zones siliceuses, patine beige: probablement Lias.
11. 0,6 m calcaire triasique.
12. 1,5 m schistes noirs, sans calcite, et roche verte schisteuse à chlorite et albite: série schisto-quartzitique?
13. 1 m Trias, calcaire dolomitique et cornieule.
14. Env. 20 m schistes argilo-gréseux noirs du Houiller.

15. Env. 40 m gypses triasiques, avec des fragments de schistes verts et de cornieules. Dans le paysage, les gypses déterminent une tache claire, visible de très loin.
16. Houiller de la Pointe des Planards; paraît sensiblement plus métamorphique que 14.

Dans cette coupe, il faut situer la base de la zone houillère entre 13 et 14 (ou 12 et 13). Malgré la très faible épaisseur globale (12 m en tout), on remarque ici l'apparition de deux digitations de la nappe des Brèches de Tarentaise: une externe, comportant entre autres du Lias et des conglomérats, et une interne, où le Trias n'est accompagné que par les schistes noirs, quartzites verts, calcschistes gréseux et ovardites du Crétacé moyen.

Aux Arpalles des Ars, la digitation inférieure manque le plus souvent. La zone des Brèches de Tarentaise n'est alors formée que par les dolomies et cornieules triasiques et par le groupe des schistes noirs et des quartzites verts; cette succession est répétée par des écaillages. L'épaisseur d'ensemble de la zone est très faible. A cause de la convergence de faciès entre le Carbonifère et la série schisto-quartzitique, il n'est pas toujours facile de situer le chevauchement de la zone houillère.

Au S de la faille des Ars-Dessus, la zone de Tarentaise s'épaissit brusquement. Elle forme la partie sommitale du P. 2710 (fig. 2, coupe 2), où elle comprend les unités tectoniques suivantes:

1. La digitation inférieure,
 - a) Un coussinet de «Flysch» post-liasique, en position inverse (série schisto-quartzitique en bas, série conglomératique en haut).
 - b) Une écaille en position normale: Trias, brèches de la Pierre Avoi, série conglomératique et série schisto-quartzitique.
2. La digitation supérieure: deux minces bandes de Trias séparées par des schistes noirs et des ovardites de la série schisto-quartzitique.
3. La zone houillère.
 - a) Deux complexes de Houiller schisteux, supportant chacun une mince bande de calcaires et d'argilites triasiques.
 - b) Le puissant Houiller gréseux, schisteux et conglomératique des Monts Telliers, d'apparence un peu plus métamorphique.

Cette succession tectonique reste en principe la même aux environs des Lacs de Fenêtre. Là aussi, la base de la nappe de Tarentaise est constituée par un mince coussinet de «Flysch», limité en général à la seule série schisto-quartzitique, et qui supporte la série normale de la digitation inférieure (Trias, brèches de la Pierre Avoi, Lias et les divers termes post-liasiques). La digitation supérieure est réduite à quelques mètres de schistes noirs, de calcschistes et d'ovardites, encadrés de deux minces bandes de calcaires dolomitiques albitifères. On l'observe pour une dernière fois au col entre le P. 2823,2 et le P. 2854.

Dans la région sommitale du Mont Fourchon, la digitation inférieure de la nappe des Brèches de Tarentaise s'épaissit et se complique. Sa base est toujours formée par une mince zone de terrains post-liasiques. Mais au-dessus, au lieu de la seule écaille du P. 2710 et des Lacs de Fenêtre, nous observons plusieurs noyaux isoclinaux de Trias et de Lias dans la masse des sédiments plus récents. Il n'est pas toujours facile de déterminer s'il s'agit de véritables lames anticlinales ou de

gigantesques lambeaux de glissement, de «diverticules», qui seraient venues s'écouler dans le bassin de sédimentation du Flysch crétacique. Une de ces lames dessine un bel anticlinal couché fort aigu, avec axe plongeant vers le NE, dans la paroi sous le P. 2854 (voir coupe stratigraphique, p. 337).

Pour donner une idée des complications tectoniques, nous nous bornons à citer la coupe de l'arête SW du Mont Fourchon :

1. Calcaires de l'Aroley (zone de Ferret).
2. Env. 5 m calcschistes gréseux, calcaires conglomératiques, microbrèches monogéniques à éléments triasiques. Série conglomératique post-liasique.
3. Env. 10 m schistes noirs, mordorés, avec des lentilles de quartzites verdâtres de grain grossier et des amas de pyrite. Forment une vire. Série schisto-quartzitique post-liasique.
4. 1 m cornieule triasique.
5. 10-15 m conglomérats, calcaires gréseux en plaquettes, grès calcifères. Série conglomératique.
6. Env. 5 m schistes noirs et grès. Série schisto-quartzitique ?
7. 10 m calcaires siliceux bleutés du Lias (sur le versant italien).
8. 3-8 m cornieule et dolomie blanche pulvérulente de Trias.
9. Quelques mètres calcaires massifs à zones siliceuses. Lias.
10. Quelques mètres calcschistes avec des nodules calcaires. Lias supérieur ?
11. Env. 50 m calcschistes gréseux, microbrèches monogéniques, conglomérats, schistes argilo-gréseux. Série conglomératique.
12. Cornieule, très mince sur l'arête.
13. Env. 70 m série conglomératique post-liasique, comme 11.
14. Env. 40 m dolomies blondes de Trias, en gros bancs. Sommet du Mont-Fourchon.
15. Quelques mètres brèches dolomitiques.
16. Série conglomératique.

Il nous reste à dire quelques mots sur les relations de la nappe des Brèches de Tarentaise avec son substratum. Ce contact semble être marqué par une légère discordance tectonique, le chevauchement de la nappe de Tarentaise coupant en biseau les terrains de la zone de Ferret. La tectonique de détail de la nappe de Tarentaise peut changer de part et d'autre des grandes failles recoupant la zone de Ferret. Partout, la base de l'unité supérieure est formée par un mince coussinet de «Flysch» crétacique. Ces observations seraient en accord – sans le prouver d'aucune façon – avec un écoulement de la nappe des Brèches de Tarentaise sur son substratum érodé.

E. Corrélations

Dans ma note de 1952, j'ai déjà esquissé les parallélisations envisagées pour les différentes unités tectoniques de la bande sédimentaire entre le Mont-Blanc et le Grand St-Bernard. Grâce aux travaux de M^{me} CITA et des frères ELTER, parus depuis lors, nos connaissances sur le tronçon italien de la zone de Courmayeur viennent de faire un grand pas en avant. C'est donc surtout des prolongations vers le SW de nos unités que nous nous occuperons ici.

1. *La zone helvétique et ultrahelvétique*

Dans le Val Ferret valaisan, le Val Ferret italien (M. B. CITA, 1953) et jusque dans le Val Veni (P. ELTER, 1954), le massif du Mont-Blanc supporte une couverture sédimentaire normale, non décollée. Les racines des nappes helvétiques²⁵⁾ s'ordonnent seulement en arrière de ces témoins autochtones.

La zone helvétique proprement dite est très laminée dans le haut Val Ferret, comparée à ce qu'elle représente au N de Sembrancher (R. TRÜMPY, 1952) ou dans la cuvette d'Entrèves (M. B. CITA, 1953; G. ELTER, 1954). Ceci est dû en partie seulement à la réduction primaire du domaine helvétique vers le SW, mais surtout au saillant que forme le massif du Mont-Blanc au point de jonction des deux directions dites «hercynienne» et «alpine» (N. OULIANOFF, 1934a, 1941a, b). Il serait oiseux de vouloir retrouver, jusqu'ici, une nappe des Diablerets et une nappe du Wildhorn.

En ce qui concerne la zone des racines ultrahelvétiques, l'opinion de F. RABOWSKI (1917), qui considérait le massif du Mont Chétif comme le noyau cristallin des nappes ultrahelvétiques (ou tout au moins d'une partie d'entre elles) semble se vérifier de plus en plus. Mais la séparation entre les domaines helvétique et ultrahelvétique s'estompe dans ces parages. Cela tient, en partie, aux faciès du Lias, qui deviennent de moins en moins différenciés lorsque l'on s'approche du grand géosynclinal dauphinois, oblique par rapport à la chaîne alpine.

2. *La zone de Ferret*

Nos études dans le haut Val Ferret ont confirmé la grande étendue de cette unité, définie tout d'abord dans le massif de la Pierre Avoi. Nous avons pu retrouver les différents niveaux que nous avons distingués entre le Rhône et la Drance. Les changements de faciès intervenus sur ces 25 km de distance sont fort peu importants (disparition des «couches de la Vatse» en tant que niveau distinct, p. 331). Rien ne nous autorise à penser que nous sommes, dans le haut Val Ferret, près de l'extrémité méridionale du bassin de sédimentation dont cette zone est issue. Sa disparition dans les Alpes de la Savoie doit avoir des causes tectoniques («engloutissement»?).

Alors que nous nous attendions à trouver la zone de Ferret réduite aux confins italo-suisse, elle atteint au contraire une épaisseur globale de 3,5 km²⁶⁾. Ceci est dû à la présence de plusieurs anticlinaux déversés aigus dans la partie interne de la zone. A la Pierre Avoi, la structure de la zone de Ferret est beaucoup plus simple.

De cette puissante série (près de 2000 m d'épaisseur stratigraphique, malgré le laminage), plus rien ne semble subsister au-delà de la Dora Baltea. Elle forme encore la crête partant du Petit Golliat vers le SW et le Mont Chéarfière, ainsi que la Tête d'entre Deux Sauts, entre les vallons de Malatrà et d'Armina. Ainsi que nous l'avions supposé en 1952, le dernier témoin de la zone de Ferret est

²⁵⁾ Exception faite, bien entendu, du grand pli couché de la Dent de Morcles, qui n'est ni une nappe, ni helvétique.

²⁶⁾ En 1952, j'avais crû, à tort, que le sommet du Grand Golliat se rattachait déjà à la nappe des Brèches de Tarentaise.

représenté par la bande de schistes, épaisse de 200 m, entre la Testa Bernarda et la Testa di Tronchey; les descriptions de R. BARBIER (plaquettes gréseuses brunâtres et schistes noirs) et de M. B. CITA (calcescisti molto micacei, color grigio-nocciola) font penser à des couches appartenant à la série inférieure des schistes de Ferret.

Les travaux de M. B. CITA (1953) ont en effet démontré que les terrains triasiques et liasiques de la «zone anticlinale externe» (R. BARBIER, 1951) de la nappe des Brèches de Tarentaise, qui comporte même une écharde cristalline dans le vallon d'Armina, s'infléchissaient pour prendre une direction WSW-ENE. M^{me} CITA a signalé les derniers affleurements de cette zone dans le haut du vallon de Malatrà. Mais nous ne savons rien sur la prolongation de la «zone anticlinale externe» vers le NE, sauf qu'elle ne se confond en aucun cas avec les lames triasiques de la base de la zone de Ferret, qui sont bien plus externes et d'un faciès tout différent. A l'heure actuelle, le versant méridional du Grand Golliat est encore terre inconnue. Nous avons vu que la base de la nappe de Tarentaise tranchait les terrains de la zone de Ferret en discordance tectonique, et que les axes des plis de la nappe des Brèches de Tarentaise, dans la région du Mont Fourchon, étaient orientés SW-NE. Il nous semble donc a priori possible (mais non encore démontré) que la «zone anticlinale externe» des Pyramides calcaires, de la Testa di Tronchey et du Pas d'entre deux Sauts aille rejoindre la «zone anticlinale interne» du Mont Fourchon et des Lacs de Fenêtre.

En 1952, je m'étais exprimé d'une façon très catégorique sur l'indépendance totale de la zone de Ferret et de la zone des Brèches de Tarentaise. Ma position actuelle à cet égard est plus nuancée et vient à mi-chemin à la rencontre de celle de R. BARBIER (1951). Nous mettons aujourd'hui en parallèle les niveaux «urgoniens» et «mésocrétaciques» des deux unités. Le caractère distinctif est fourni par la présence d'une puissante série éocrétacique, du «géosynclinal valaisan» d'EMILE HAUG, dans la zone de Ferret, alors que dans la zone de Tarentaise l'Urgonien est transgressif sur le Lias et de la Trias (figure 1, p. 325).

Dans les plis isoclinaux qui occupent la partie interne de la zone de Ferret, le substratum des calcaires microbréchiqes de l'Urgonien (couches de l'Aroley et peut-être couches de la Peula) n'est pas visible, à une exception un peu douteuse près (p. 350). Il est possible que ces digitations supérieures de la zone de Ferret représentent déjà un terme de passage vers la zone de Tarentaise, qu'elles comportent, par exemple, une série peu épaisse de schistes éocrétaciques transgressifs sur un Jurassique du type de la nappe des Brèches de Tarentaise. En l'état actuel de nos connaissances, ceci n'est, bien entendu, qu'une hypothèse gratuite.

3. *La zone des Brèches de Tarentaise*

Nous venons de discuter des relations de cette nappe avec son substratum, et nous n'avons que peu de choses à ajouter²⁷⁾. Si la zone de Ferret est un élément de l'arc valaisan, la zone de Tarentaise, elle, participe plutôt à l'arc savoyard des Alpes occidentales.

²⁷⁾ Quelques questions touchant cette unité seront prochainement discutées par R. BARBIER et l'auteur.

Ce n'est donc qu'un faible reste de cette nappe qui atteint le territoire suisse, où elle se prolonge pourtant jusqu'à Sion. Dans le haut Val Ferret, nous avons pu distinguer deux digitations, dont l'externe comporte une série stratigraphique plus complète. Il serait sans doute prématuré de vouloir paralléliser ces digitations avec celles décrites par R. BARBIER (1948) en Tarentaise.

4. Quelques problèmes

Un des grands problèmes de la zone pennique externe concerne la position tectonique des zones du Versoyen et du Petit St-Bernard. Elles s'intercalent, aux confins franco-italiens, entre la nappe des Brèches de Tarentaise et la zone houillère. La plupart des géologues français semblent aujourd'hui enclins à accepter les idées de P. TERMIER (1928), lequel y voyait un témoin avancé de la «nappe des Schistes lustrés», tardivement pincé entre les unités plus externes.

Par contre, H. SCHOELLER (1927, 1929) considérait cette zone comme unité indépendante, se plaçant directement en arrière de la «nappe de l'Embrunais», c'est-à-dire de la nappe des Brèches de Tarentaise. Deux découvertes récentes nous semblent favoriser cette parallélisation. P. ELTER (1954) signale des calcaires, dont le faciès rappelle le Lias de la zone de Tarentaise, au sein même de la zone du Versoyen. La présence de roches vertes dans la nappe de Tarentaise en Suisse (p. 340) est un autre argument tendant à rapprocher les deux unités²⁸).

Trois grandes unités tectoniques, les zones de Ferret, de Tarentaise et du Versoyen, s'intercaleraient alors entre le domaine ultradauphinois et la nappe subbriançonnaise du Pas du Roc. La nappe des Brèches de Tarentaise constitue le «Subbriançonnais externe» de R. BARBIER (1948). Mais ses faciès, de même que ceux des deux zones voisines, sont très différents de ceux du Subbriançonnais classique, tel qu'il a été magistralement décrit par D. SCHNEEGANS (1938), M. GIGNOUX et L. MORET (1938), et de ceux de la nappe du Pas du Roc, «Subbriançonnais médian» de R. BARBIER, qui correspond à la digitation la plus externe (Piolit) du Subbriançonnais au S du Pelvoux.

Je crois qu'il serait utile de restreindre le terme de «Subbriançonnais» au N de l'Arc aux véritables équivalents du Subbriançonnais classique, c'est-à-dire à la nappe du Pas du Roc et à la zone des Gypses. Les zones de Ferret, des Brèches de Tarentaise et du Versoyen appartiendraient à un domaine indépendant, se situant entre le domaine ultradauphinois-ultrahelvétique et le domaine subbriançonnais s. str.

Dans cette hypothèse, la zone du Versoyen et du Petit St-Bernard formerait un feston intermédiaire non pas entre la zone houillère et la zone du Pas du Roc (R. BARBIER, 1948, p. 235), mais entre celle-ci et la zone des Brèches de Tarentaise. Les faciès vaseux du Jurassique de la digitation externe du Pas du Roc, celle de la Grande Moënda, ne seraient certes pas en contradiction avec ces vues. La belle synthèse paléogéographique de R. BARBIER ne se modifierait pas en principe; mais l'espace entre le domaine dauphinois et le domaine briançonnais s'élargirait et se compliquerait du fait de l'intercalation des zones de Ferret et du Versoyen,

²⁸ P. ELTER (1954, p. 29) aurait également tendance à enraceriner la zone du Versoyen directement en arrière de la zone des Brèches de Tarentaise.

de caractère géosynclinal tout au moins pendant le Crétacé, séparées par la «cordillère tarine».

Le schéma ci-dessous résume cette tentative de corrélation.

Domaine	Tarentaise	Val Ferret
briançonnais	Zone houillère	Zone houillère
subbriançonnais	Zone des Gypses Zone du Pas du Roc	
	Zone du Versoyen Zone des Br. de Tarentaise	Zone des Br. de Tarent. Zone de Ferret
dauphinois s. l.	Ultradauphinois Dauphinois	Ultrahelvétique Helvétique

Ni la zone de Ferret, ni celle des Brèches de Tarentaise ne peuvent être considérées comme «racines» d'une nappe préalpine quelconque. Nous nous attendions notamment à trouver des représentants de la nappe du Niesen dans la zone de Sion-Courmayeur; mais, jusqu'ici, notre recherche n'a donné qu'un résultat entièrement négatif.

Nous nous proposons de revenir prochainement sur ces questions d'un ordre plus général.

Bibliographie

- ARGAND, E. (1934): *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, Bâle.
- 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.
- BARETTI, M. (1879): *Aperçu géologique sur la chaîne du Mont-Blanc en rapport avec le trajet probable d'un tunnel pour une nouvelle ligne de chemin de fer*. Torino.
- CITA, M. B. (1951): *Notizie preliminari sul Sedimentario a facies elvetica della Val Ferret italiana (Aosta)*. Boll. Soc. geol. Italia, 70.
- (1953): *Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta)*. Boll. Serv. geol. Italia, 75.
- COLLET, L. W. (1943): *La nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. Mat. Carte géol. Suisse [n. s.], 79^e livr.
- DUPARC, L., & MRAZEC, L. (1898): *Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc*. Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, 33.
- DUPARC, L., & PEARCE, F. (1898): *Sur le Poudingue de l'Amone dans le Val Ferret suisse*. C.R.Ac. Sc., février.
- ELTER, G. (1954): *Osservazioni geologiche nella regione di Courmayeur (Alta Valle d'Aosta)*. Pubbl. Ist. geol. Torino, fasc. 2.
- ELTER, P. (1951): *Observations géologiques dans le Val Veni (versant italien du Mont-Blanc)*. Arch. Sc. Genève, 4, 6.
- (1954): *Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St-Bernard)*. Thèse, Genève.
- FAVRE, A. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. 3, Paris et Genève.

- FOURMARIER, P. (1949): *Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes*. Ann. Hébert & Haug, livre jubilaire Ch. Jacob.
- FRANCHI, S. (1906): *A proposito della riunione in Torino della Società geologica di Francia, nel settembre 1905*. Boll. R. Com. geol. Italia, 36, 4.
- (1910): *I terreni sedimentari «a facies piemontese» ed i calcari cristallini a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in Valle d'Aosta*. Boll. R. Com. geol. Italia, anno 1909, fasc. 4.
 - (1927): *Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo*. Boll. Soc. geol. Italia, 46, 2.
- FRANCHI, S., KILIAN, W., & LORY, P. (1908): *Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias*. Bull. Carte géol. France, 18.
- FRANCHI, S., & STELLA, A. (1903): *I giacimenti di antracite della Valle d'Aosta*. Mem. descr. Carta geol. Italia, 12.
- GERLACH, H. (1883): *Die Penninischen Alpen*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., 23.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1938): *Description géologique du bassin supérieur de la Durance*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 21.
- GREPPIN, J. B. (1876): *Fossiles bajociens dans les mines de pyrites ferrugineuses du Val Ferret*. Verh. Schweiz. Naturf. Ges.
- HERMANN, F. (1928): *Les écailles de gneiss de la Pointe Rousse de Verney aux environs du Petit Saint-Bernard*. Eclogae geol. Helv., 21, 1.
- (1938): *Note illustrative per la Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*. Milano.
- KILIAN, W. (1907): *Révision des feuilles de Grenoble, Vizille, Vallorcine et Annecy au 80000^e, et des feuilles de Lyon, Avignon, Nice, Grand St-Bernard au 320000^e*. Bull. Carte géol. France, 18.
- KILIAN, W., & LORY, P. (1905): *Raccordement des zones intra-alpines de la Tarentaise et de la Maurienne avec les bandes analogues des Alpes valaisannes*. Bull. Carte géol. France, 15.
- - (1906 a): *Feuille du Grand Saint-Bernard au 320000^e*. Bull. Carte géol. France, 16.
 - - (1906 b): *Sur l'existence de brèches calcaires et polygéniques dans les montagnes situées au Sud-Est du Mont-Blanc*. C. R. Ac. Sc., février.
- LUGEON, M. (1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*. 3. Mat. Carte géol. Suisse [n. s.], 3^e livr.
- NABHOLZ, W. (1944): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis*. Eclogae geol. Helv., 36, 2.
- OULIANOFF, N. (1934 a): *Quelques observations sur la région du Col Ferret*. Eclogae geol. Helv., 27, 1.
- (1934 b): *Excursion 25: Martigny-Orsières- Gd. St-Bernard-Val Ferret*. Guide géol. Suisse, Bâle.
 - (1941 a): *Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du Val Ferret suisse*. Eclogae geol. Helv., 34, 1.
 - (1941 b): *Plis, failles et morphologie*. Eclogae geol. Helv., 34, 2.
 - (1942): *Compte-rendu des Excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Région du Grand St-Bernard*. Eclogae geol. Helv., 35, 2.
 - (1953): *Feldspaths néogènes dans les „schistes lustrés“ du Val Ferret*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 65.
- RABOWSKI, F. (1917): *Les lames cristallines du Val Ferret suisse et leur analogie avec les lames de la bordure NW du massif du Mont-Blanc et de l'Aar*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 51.
- SANDBERG, C. G. S. (1905): *Etudes géologiques sur le Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais)*. Paris.
- DE SAUSSURE, H. B. (1803): *Voyages dans les Alpes*. 3 et 4. Neuchâtel.
- SCHARDT, H. (1893): *Observations au Mont-Catogne et au Mont-Chemin (sans titre)*. Eclogae geol. Helv., 4.
- SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogae geol. Helv., 9, 4.
- SCHNEEGANS, D. (1938): *La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye*. Mém. Carte géol. France.

- SCHOELLER, H. (1927): *La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse (Note préliminaire)*. Bull. Soc. géol. France, 4^e série, 27.
- (1929): *La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère*. Bull. Carte géol. France, 33.
 - (1947): *Sur la présence de Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise au Nord de l'Isère*. C. R. somm. Soc. géol. France.
- STAUB, R. (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv., 31, 2.
- (1942 a): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, 2. Teil*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 87.
 - (1942 b): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv., 35, 2.
- STELLA, A. (1901): *Rilevamento geologico delle Alpi occidentali nel 1899-1900*. Rel. biennale dell'Isp.-capo del R. Com. geol.
- (1902): *Sul giacimento piombo-baritico di regione Trou des Romains presso Courmayeur*. Rassegna Mineraria, 16/17.
- TERMIER, P. (1928): *Le pays des nappes des Alpes françaises*. C.R. Ac. Sc.
- 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.
- ZACCAGNA, D. (1888): *Sulla geologia delle Alpi occidentali*. Boll. R. Com. geol. Italia, anno 1887.

