

---

# LA PROLONGATION DE LA ZONE SUBBRIANÇONNAISE DE FRANCE EN ITALIE ET EN SUISSE

SES CONSÉQUENCES POUR UNE CORRÉLATION D'ENSEMBLE  
DES ZONES PENNIQUES DE CES TROIS PAYS

par **R. BARBIER**

---

## INTRODUCTION

Les travaux de M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS sur le Briançonnais et l'Ubaye-Embrunais [23 et 44], ont permis de se faire une idée claire sur la structure de cette région où ces auteurs ont été amenés à créer, entre les zones dauphinoise et briançonnaise, deux unités tectoniques et stratigraphiques nouvelles qu'ils ont désignées respectivement sous le nom de zones ultradauphinoise et subbriançonnaise.

Mes travaux ultérieurs [3], chaînon intermédiaire, m'ont permis d'établir le raccord entre ces régions méridionales et la Tarentaise étudiée par H. SCHOELLER [45] et d'arriver ainsi à une synthèse cohérente atteignant la frontière italienne au Sud du Mont-Blanc (voir 3, pl. VII).

Il était désormais tentant de prolonger cette synthèse, en arrière du Mont-Blanc, par le Haut Val d'Aoste italien jusqu'au Val Ferret suisse et à la région de Sion.

Mais alors que la chaîne est géologiquement « une », elle est malheureusement divisée par de nombreuses frontières auxquelles correspondent plus ou moins des « écoles » ayant chacune leur façon de voir. Or une synthèse satisfaisante ne peut venir que

d'un effort commun entre les divers pays. Géologiquement, c'est du reste une nécessité, car certaines zones largement étalées dans l'un de ces pays où leur étude est plus aisée peuvent parfois disparaître complètement dans les pays voisins : c'est de là, à mon sens, que provient la plus grosse difficulté pour tenter une synthèse générale. Il est, en effet, difficile d'admettre que, là où l'on sait depuis longtemps que l'on n'observe rien à l'affleurement, les données fournies par un autre secteur de la chaîne montrent que passe en réalité une zone complètement laminée et n'ayant laissé aucune racine apparente.

Ayant fait récemment un voyage d'étude en Valais et dans le Haut Val d'Aoste, il m'a donc paru utile de faire le point et d'exposer les solutions venant à l'esprit lorsque l'on cherche à prolonger dans ces pays voisins les diverses unités reconnues en France. Cette tentative me paraît d'autant plus justifiée que la zone subbriançonnaise, bien développée au Sud, se rétrécit de plus en plus vers le Nord-Est pour finir même par disparaître : c'est précisément parce que ces racines subbriançonnaises disparaissent à l'affleurement en Valais que les géologues suisses avaient dû recourir à l'origine « austro-alpine » des Préalpes. Coupant le Valais du Nord au Sud, on passe en effet brusquement du domaine helvétique et ultrahelvétique à un pennique déjà assez élevé, analogue à notre Briançonnais et c'est de l'autre côté du géosynclinal alpin, dans la zone du Canavese, qu'il faut aller pour retrouver des faciès rappelant ceux des Préalpes. En France, au contraire, c'est là que se développe largement notre zone subbriançonnaise et la zone briançonnaise externe où il est si naturel de voir les racines des Préalpes sans aller les chercher jusqu'en bordure de la plaine des Préalpes par delà la chaîne tout entière.

## PREMIERE PARTIE

**Les idées actuelles  
sur les zones penniques externes  
en France, Italie et Suisse**

---

Nous rappellerons tout d'abord quelles sont les idées sur la structure du secteur frontière français à la suite des travaux récents de H. SCHOELLER [45] et des interprétations que m'ont amené à en donner mes études sur la zone subbriançonnaise [3].

**I. — LE SECTEUR FRANÇAIS :  
LA STRUCTURE DE LA TARENTEISE**

Les travaux de H. SCHOELLER ont porté sur la partie de la Tarentaise nous intéressant le plus, c'est-à-dire la région située entre l'Isère, le Mont-Blanc et la frontière italienne.

Cet auteur a reconnu là trois unités bien distinctes stratigraphiquement et tectoniquement :

1. *la couverture des massifs cristallins externes* (Belledonne et Mont-Blanc) se reliant, au Sud, à la zone dauphinoise autochtone et passant, au Nord-Est, à la zone helvétique débitée, en Suisse, en un empilement de nappes superposées. Cette unité « *delphino-helvétique* » n'est citée que pour mémoire car tous les géologues sont, je crois, d'accord à son sujet;

2. *la « nappe de l'Embrunais »* sur laquelle nous allons revenir plus longuement;

3. *la « zone du Petit-Saint-Bernard »* caractérisée par ses schistes lustrés et ses roches vertes dont nous reparlerons aussi, car elle a conduit le grand géologue italien S. FRANCHI à des conceptions qui ne peuvent être maintenues si l'on veut tenir compte des faits bien établis maintenant en Tarentaise, et dont nous rechercherons plus loin la signification.

### A. La zone des Brèches de Tarentaise.

Le terme de « nappe de l'Embrunais » adopté par H. SCHOELLER, n'a pu être maintenu pour les raisons que j'ai déjà indiquées antérieurement et sur lesquelles je reviendrai dans la troisième partie de cette note. On sait maintenant qu'il s'agit là, en fait, de *la partie la plus externe de la zone subbriançonnaise*, pour laquelle j'ai repris le terme de « zone des Brèches de Tarentaise ». H. SCHOELLER au Nord de l'Isère et moi-même au Sud, avons montré qu'il s'agit là d'une zone très spéciale avec de nombreuses lacunes stratigraphiques; parce qu'elle est limitée, en France, à la Tarentaise, je l'ai désignée sous le nom de « *cordillère tarine* ».

Renvoyant aux descriptions détaillées qui ont été données déjà par H. SCHOELLER pour la région située au Nord de l'Isère [45] et par moi-même au Sud de celle-ci [3], je ne rappellerai ici que les grandes lignes de la stratigraphie.

Au-dessus du Cristallin, surtout visible dans le petit massif d'Hautecour, décrit autrefois par E. ROCH [42], on rencontre du *Houiller* et du *Permien*, normaux, mais peu épais. Le *Trias* comporte des quartzites, des dolomies, des gypses et cargneules et des schistes. Le *Rhétien* n'est souvent pas identifiable. Le *Lias* est formé, au-dessus de calcaires spathiques gris, fossilifères surtout au Sud de l'Isère (Hettangien-Sinémurien), d'une grosse masse de calcaires blancs largement cristallins, ne contenant, par suite, que très peu de fossiles (Charmouthien-Toarcien et Aalénien ?). Au-dessus, on rencontre un épais niveau de brèches calcaires que l'on peut considérer comme équivalent des brèches du Télégraphe, c'est-à-dire de la base du *Malm* (Oxfordien).

Enfin, une épaisse série de grès, schistes, conglomérats et brèches dont l'âge, en l'absence de fossiles, reste discuté. Etant donné sa composition lithologique, je propose de la désigner par le terme de « *Flysch de Tarentaise* » mais sans attribuer à ce terme un sens stratigraphique (on sait du reste que si les flyschs sont surtout éocènes, il en est de crétacés comme au Niesen).

Sans reprendre les divers arguments discutés longuement par H. SCHOELLER [45, p. 275], je rappelle que cette série fut attribuée autrefois en partie au Lias par M. GIGNOUX en Tarentaise [22] et en totalité par S. FRANCHI en Italie [15 et 16]. Mais il semble, comme l'a indiqué H. SCHOELLER, que les Bélemnites trouvées par ces auteurs, l'ont été dans des zones comportant des lames de divers terrains, liasiques entre autres.

D'autre part, j'ai trouvé au Mont Niélard, extrémité sud de la cordillère tarine, de grandes Nummulites lutétiennes dans les brè-

ches de base du flysch et de petites, priaboniennes, dans le flysch lui-même [3]. Par analogie, on serait donc bien tenté de rattacher cette série au Nummulitique comme l'a fait H. SCHOELLER [45]. Ajoutons qu'à Villette cet auteur a récemment décrit des couches inférieures à cette série où se trouvent des foraminifères que Mme Y. GUBLER croit pouvoir attribuer au Crétacé [47].

La question cependant restera ouverte tant que l'on n'y aura pas trouvé de fossiles donnant son âge avec certitude. On peut en tout cas dire que cette formation est sûrement postérieure au Lias (qui existe, daté, dans son substratum) et même, probablement, au début du Malm (brèches analogues à celles du Télégraphe). Il ne resterait donc que le Crétacé (comme au Niesen) ou le Nummulitique si, même en l'absence de Nummulites, on pouvait montrer avec plus de certitude l'âge crétacé de couches sous-jacentes comme à Villette.

Mais cet âge exact, que l'on arrivera peut-être un jour à préciser par des fossiles, est assez secondaire à notre sens, car c'est surtout sur les terrains sous-jacents que seront basées nos analogies.

En résumé, on a là une série assez mince avec, au-dessus du Houiller, du Permien et du Trias, une épaisse barre de calcaires liasiques cristallins et de brèches calcaires du Malm, brusquement surmontée par l'énorme masse du « flysch de Tarentaise ». Il s'agit donc bien d'une cordillère avec Rhétien lacuneux, mais surtout l'absence du Lias supérieur et du Dogger, l'absence vraisemblable du Malm moyen et supérieur, la lacune probable du Crétacé (sauf peut-être les minces couches de Villette). Au-dessus, et comme souvent avec l'apparition du Nummulitique, changement complet, avec un flysch épais, transgressif sur tous les terrains de la série sous-jacente, jusqu'au Cristallin, au Sud de l'Isère, à Valbuche [3].

## B. La zone du Petit-Saint-Bernard.

C'est à H. SCHOELLER que revient le mérite d'avoir éclairci les problèmes de Tarentaise en montrant qu'il y a là une unité indépendante stratigraphiquement et tectoniquement [45 et 46, p. 325]. Jusqu'à lui, en effet, on avait pensé qu'il se produisait là des passages entre les faciès « briançonnais » et « piémontais ». Il fut alors suivi par F. HERRMANN [26] puis par P. TERMIER [49].

Renvoyant, pour plus de détails, aux descriptions de H. SCHOELLER [45] nous ne ferons que rappeler brièvement ici la série stratigraphique de cette zone. Cet auteur y a décrit, de bas en haut :

1. du *Trias* formé de quartzites, dolomies, schistes, gypses et cargneules;

2. des schistes noirs à intercalations de *roches vertes* rattachés au *Trias*;

3. des calcschistes et des schistes métamorphiques à allure de schistes *lustrés*; ils débutent localement par des conglomérats, contiennent des Bélemnites et sont donc probablement liasiques.

Ajoutons qu'en Italie cette série débute, à la Pointe Rousse, par quelques lames de *gneiss* très laminés.

Il y a donc là une série stratigraphique entièrement différente de celle de la nappe des Brèches de Tarentaise et caractérisée, avant tout, par ses *schistes lustrés* et *roches vertes*. Tectoniquement cette zone est pincée en feston entre la nappe des Brèches de Tarentaise et la zone houillère briançonnaise mais n'apparaît qu'à partir de Bourg-Saint-Maurice. C'est donc avec juste raison que H. SCHOELLER en a fait une unité indépendante et nous verrons, plus loin, comment elle peut être interprétée (p. 36).

## II. — LE SECTEUR ITALIEN DU HAUT VAL D'AOSTE

Cette région a surtout été étudiée par le grand géologue italien S. FRANCHI et, en certains points, par A. STELLA. Il n'est guère possible de citer ici tous les travaux de ces auteurs, mais leurs conceptions sur la structure de ce pays sont clairement figurées sur leurs cartes au 1/100.000° [18]. A l'extérieur de la zone houillère fossilifère au Col du Petit-Saint-Bernard et exploitée vers la Thuile, S. FRANCHI ne distingue que deux unités.

### A. La zone externe.

Elle est composée de schistes marneux épais et de calcaires souvent à entroques. Renfermant des Bélemnites, cette formation a été attribuée au « Jurassique ». Elle est plaquée contre le Mont-Blanc et enveloppe le petit massif cristallin subordonné du Mont-Chétif - Mont de la Saxe.

De toute évidence, il s'agit là du chaînon autochtone intermédiaire entre notre zone dauphinoise et la zone helvétique. Seul l'âge de ces terrains pose un problème, car non loin de là, en Val Ferret suisse, à l'Amône, c'est le Dogger qui est directement transgressif sur le Cristallin. Il pourrait en être de même ici, les schistes étant alors « oxfordiens » et les calcaires, suivant qu'ils sont inférieurs ou supérieurs, du Dogger et du Malm. Mais ceci est en dehors de notre sujet.

### B. La zone de Courmayeur.

Cette zone est formée d'une grande masse « synclinale » de schistes, grès, brèches et conglomérats souvent légèrement métamorphiques (séricite) comme en Tarentaise. A son bord externe, comme à son bord interne, apparaissent des zones « anticlinales » de terrains plus anciens (Pyramides calcaires, région de Courmayeur et du Grand-Saint-Bernard...). On rencontre là des calcaires, des dolomies, des brèches calcaires, des gypses et cargneules et des quartzites, tous attribués au Trias par les géologues italiens.

La grande masse schisto-gréseuse superposée a été attribuée, elle, au Lias, par S. FRANCHI à cause de ses découvertes de Bélemnites au Col de la Seigne et près du Petit-Saint-Bernard [15 et 16]. Nous ne pouvons ici insister sur toutes les discussions qui ont eu lieu à ce sujet entre géologues français et italiens et dont on trouvera un aperçu dans le travail de H. SCHOELLER [45].

S. FRANCHI avait eu le grand mérite de montrer le premier, par des trouvailles de fossiles dans la Valle Grana, que les schistes lustrés n'étaient pas paléozoïques comme on le croyait jusque-là, mais en majeure partie mésozoïques et que la base au moins appartenait au Lias avec possibilité d'extension jusqu'à des niveaux plus élevés [14].

Retrouvant dans la région du Petit-Saint-Bernard des calcschistes métamorphiques à Bélemnites accompagnant les roches vertes de Pointe Rousse (prolongement de celles du Versoyen), il en déduisit donc, tout naturellement, qu'il s'agissait, là encore, de la zone des schistes lustrés, de sa « zona delle pietre verdi ».

N'ayant de points de comparaison qu'avec les vrais schistes lustrés du Piémont, puisqu'il indique lui-même n'avoir jamais dépassé Sées sur le versant français ([19 <sup>bis</sup>], p. 620), il ne pouvait que maintenir cette position jusqu'au bout, malgré la parution du travail de H. SCHOELLER [45].

Pour S. FRANCHI, après lequel cette zone n'a guère été étudiée par les géologues italiens (voir cependant [8]), il n'y avait donc là que deux unités :

1. *la couverture sédimentaire des massifs cristallins;*

2. « *la zone de Courmayeur* » formée d'un Trias assez mince, surmontée d'une série très épaisse de schistes, calcschistes, grès... attribuée au Lias et rattachée à la *zone des schistes lustrés* en totalité. Cet auteur, en effet, n'a jamais admis l'individualité de la zone du Petit-Saint-Bernard de H. SCHOELLER à cause des Bélemnites du Col de la Seigne et de l'âge nummulitique attribué par

H. SCHOELLER au « flysch de Tarentaise » sans y trouver de Nummulites et parce que, malgré l'absence de roches vertes ailleurs qu'au Petit-Saint-Bernard, il a toujours voulu qu'il n'y ait là qu'une seule et même unité stratigraphique et tectonique [19].

### III. — LE SECTEUR SUISSE : VAL FERRET ET VALAIS

Nous ne pouvons reprendre ici toute la bibliographie de cette région que l'on retrouvera dans le travail récent de R. JÄCKLI dont nous reparlerons [31] et nous nous référerons surtout au chapitre consacré par le grand géologue suisse M. LUGEON à la région de Sion dans son gros ouvrage sur les Hautes Alpes calcaires ([32], p. 284). Signalons enfin que les conceptions actuelles des géologues suisses ont été figurées remarquablement sur la belle carte récente au 1/200.000<sup>e</sup> de cette région [50].

A l'Est du Mont-Blanc, les géologues suisses ont distingué trois zones successives :

A) *La zone helvétique*, couverture du Mont-Blanc et racine de la nappe du Wildhorn;

B) *La zone ultrahelvétique*, très mince en Val Ferret, et qui s'étale en Valais, entre les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar en un vaste feston, racine des Préalpes internes; ces deux zones resteront en marge de notre sujet.

C) *La zone pennique*. A la partie externe de cette zone pennique trois unités ont été individualisées :

a) *La zone des schistes lustrés de Sion*, surtout étudiée par M. LUGEON qui y a reconnu les terrains suivants ([32], p. 284) : « Schistes lustrés. Roches schisteuses, en général calcaréo-argileuses, sériciteuses, souvent gréseuses. A la base, la série est plus calcaire, mais les calcaires sont toujours très étirés, à surface ondulée. On distingue de vagues traces de débris d'échinodermes. Brèches calcaires à éléments triasiques, fréquentes dans la zone inférieure. Cet ensemble représente vraisemblablement tout le Lias.

« Trias supérieur. Schistes bariolés beaucoup moins fréquents que dans le Trias des racines des nappes préalpines. Calcaire dolomitique gris pouvant posséder une grande épaisseur. Cornieule.

« Trias moyen. Gypse.

« Trias inférieur. Quartzites.

« Carbonifère. Grès sombres, schistes argileux noirs. »

Nous reviendrons plus loin sur cette question, mais il est déjà important de noter qu'en l'absence de fossiles nets, l'âge liasique des « schistes lustrés » ne paraît bien avoir été attribué à ces couches que grâce aux « brèches calcaires à éléments triasiques ». Quant à l'aspect « lustré » il n'est dû qu'à la séricite comme dans la nappe des Brèches de Tarentaise. Enfin ces couches ne contiennent *jamais de roches vertes*.

b) *Les nappes simploniques* sont composées de noyaux cristallins (orthogneiss et gneiss granitiques) avec une enveloppe de *schistes lustrés à roches vertes* tout à fait identiques à ceux de notre zone du Piémont.

c) *La nappe du Grand-Saint-Bernard* (ou *nappe des Mischabel* réunissant les nappes du Grand-Saint-Bernard et du Mont-Rose). Au-dessus de roches cristallines (« schistes de Casanna ») rappelant le « Permo-Houiller » de la Vanoise et dont certains auteurs suisses font au contraire du Cristallin antéhouiller, on rencontre un Trias rappelant celui de notre Briançonnais (quartzites, gypses et cargneules, calcaires dolomitiques), puis une couverture de schistes lustrés à roches vertes. Rappelons, cependant, que le bord externe de cette nappe est caractérisé par une bande de Houiller non métamorphique (et parfois exploité) appelé « *zone axiale* » ou « *zone houillère pennique* ».

## DEUXIEME PARTIE

**Observations en Suisse et en Italie**

Au cours d'un voyage d'étude effectué en septembre 1950, j'ai pu faire un certain nombre d'observations personnelles (avec des levés cartographiques au 1/50.000<sup>e</sup> dans la région de Courmayeur), me permettant d'apporter quelques faits nouveaux ou des interprétations nouvelles basées sur des examens de terrain.

**I. — OBSERVATIONS DANS LA « ZONE DE COURMAYEUR »**

La région de Courmayeur se présente comme un vaste synclinal rempli de terrains schisteux et gréseux prolongeant le « Flysch de Tarentaise ». Mais sur les bords de ce synclinal on voit apparaître des bandes « anticlinales » de terrains plus anciens, souvent très écaillés et laminés. L'externe la sépare nettement, du Col de la Seigne au Col Ferret, de la couverture du Mont-Blanc et du Mont-Chétif. L'interne est en général beaucoup plus laminée et disloquée encore et ne forme que des lambeaux égrenés au front des nappes du Briançonnais et du Grand-Saint-Bernard.

**A. La zone anticlinale externe.**

Cette zone passe la frontière franco-italienne au Col de la Seigne au Nord-Est duquel elle forme le petit massif des « Pyramides calcaires ». Elle disparaît momentanément, sous la plaine alluviale du Lac Combal, puis passe dans le versant sud du Val Veni et atteint le Plan Chécrouit, au Sud du Mont-Chétif où elle se développe assez largement. A l'Est de Courmayeur elle passe dans le versant méridional de la Valle Chapy et va former la Testa di Tronchey. Elle se lamine alors et ne paraît plus guère être représentée que par une mince bande de cargneule séparant le « flysch » du Juras-

sique autochtone et se poursuivant jusqu'au Col Ferret. Ainsi, d'une frontière à l'autre, du Col de la Seigne au Col Ferret, le chevauchement du Subbriançonnais sur l'autochtone est partout jalonné par une bande de cargneules parfois mince, parfois au contraire accompagnée de nombreux autres terrains surtout développés entre le Col de la Seigne et la Testa di Tronchey. Les deux points que j'ai le plus étudiés sont les Pyramides calcaires et la Testa du Tronchey.

a) Les « Pyramides calcaires ».

Comme je l'ai déjà montré dans une note préliminaire [5], ce petit massif n'est pas uniquement formé de Trias comme le pensait S. FRANCHI et comme l'indique la carte italienne au 1/100.000° [18].

J'ai pu, en effet, observer là de nombreux terrains pouvant être datés soit par des fossiles, soit par comparaison avec la Tarentaise voisine. De bas en haut, on peut distinguer les terrains suivants (fig. 1, fig. 2 *b*, fig. 3 *a*) :

1. des quartzites blancs, grisâtres ou verts, souvent à galets de quartz (anagénites des auteurs italiens) du Trias inférieur;
2. des calcaires dolomitiques gris, à patine blanchâtre, souvent accompagnés de pseudobrèches (Trias moyen);
3. des gypses et cargneules (en contact anormal, mais probablement du Trias supérieur, comme en Tarentaise);
4. des calcaires en dalles ou plaquettes, gris noir à la base, puis clairs, massifs et cristallins, contenant vers le haut des dalles à Bélemnites et Ammonites; le point fossilifère se trouve au pied de la paroi méridionale, à 500 m. au Sud-Ouest des chalets de l'Alpe inférieure de la Lex Blanche, dans des dalles grises finement spathiques à patine rousse caractéristique, intercalées dans les calcaires cristallins blancs;
5. des brèches calcaires, massives, grises à patine jaune, à éléments de dolomies triasiques et de calcaires cristallins dont la base est souvent rubéfiée (lacune ou même émerision);
6. des calcschistes blancs ou crème, à patine jaune, ressemblant un peu à des « marbres en plaquettes »;
7. la grande série schisto-gréseuse à brèches et conglomérats du « flysch de Tarentaise »; elle est transgressive soit sur les calcaires (4), soit sur les brèches (5); le contact direct est bien visible, en particulier, près du gisement fossilifère (4) où les brèches de base encroûtent directement les calcaires (fig. 2 *c*).

On a donc là une série stratigraphique tout à fait identique à celle de la nappe des brèches de Tarentaise. Rhétien et Trias supérieur font défaut, sauf les gypses et cargneules, d'ailleurs déplacés. Mais les causes en sont probablement tectoniques, car cette zone est fortement plissée et les pyramides forment, non pas un anticlinal régulier, mais deux lames différentes (fig. 3 a).

Le niveau 4 est certainement liasique comme l'indiquent ses fossiles et par analogie avec les calcaires liasiques de Tarentaise [3 et 45]. Les brèches (5) sont identiques à celles du Télégraphe, du Niélard, de Villette : on peut donc les attribuer au Malm par comparaison. Quant aux calcschistes (6), ils sont peut-être crétacés ainsi que le pense H. SCHOELLER pour des couches analogues à Villette (p. 7). Enfin la grande série schisto-gréseuse est bien l'enveloppe des terrains précédents, sur lesquels elle est transgressive, et la suite du « Flysch de Tarentaise ».

Mais, ici non plus, on ne peut la dater avec précision en l'absence de fossiles : on peut seulement dire qu'elle est postérieure au Malm (brèches) et peut-être au Crétacé supérieur (calcschistes).

Je n'ai malheureusement pas pu voir le Col de la Seigne et le gisement de Bélemnites signalé par S. FRANCHI [16]. D'autres Bélemnites viennent du reste d'y être trouvées, ainsi qu'a bien voulu me le signaler M. le Professeur G. B. Dal PIAZ<sup>1</sup>. Mais puisque la série stratigraphique de la nappe des Brèches de Tarentaise se retrouve identique de la Tarentaise au Valais, il me paraît logique d'en conclure qu'au Col de la Seigne ces Bélemnites ont probablement été trouvées dans une lame de Lias. Ceci est d'autant plus vraisemblable que les terrains sont très laminés dans cette région vers laquelle se prolonge le Lias de la Pyramide méridionale en une lame de plus en plus mince.

#### **b) La Testa di Tronchey.**

Ce petit massif s'appuie, au Nord, sur la Testa Bernarda (2.534), réapparition momentanée du socle cristallin du Mont de la Saxe. Partant de ce sommet en suivant les arêtes, on observe successivement (fig. 2 a et fig. 3 b) :

1. Cristallin de Testa Bernarda;
2. Calcaires gris, parfois à entroques ou un peu marneux (à Bélemnites), et schistes noirs du Jurassique autochtone. Les calcaires sont directement transgressifs sur le Cristallin comme au « Trou des Romains » ;

<sup>1</sup> Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia, vol. LVI, n° 4, p. 171, 1950.

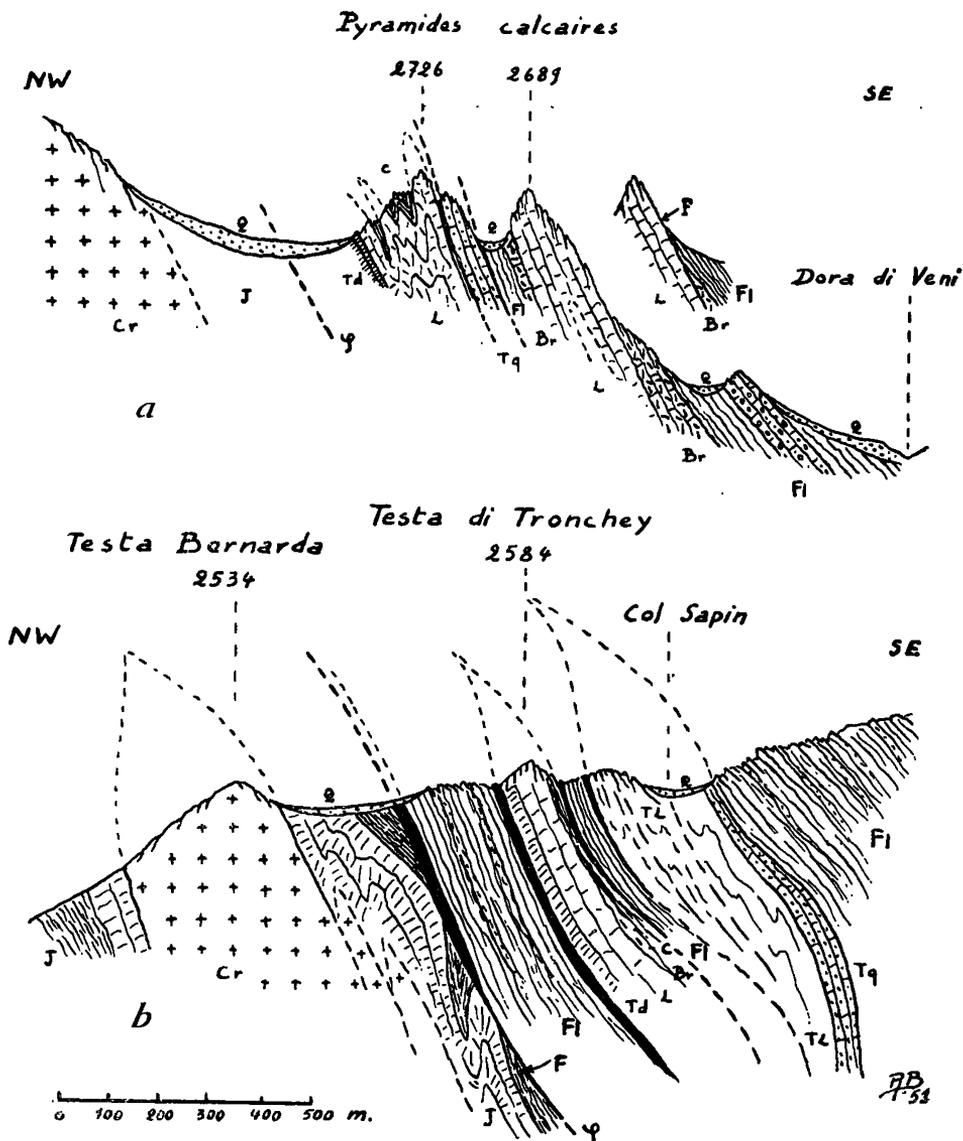


Fig. 3. — Deux coupes à travers la « zone anticlinale externe » de la nappe des Brèches de Tarentaise dans le Haut Val d'Aoste.

*a.* Coupe passant par le sommet des Pyramides calcaires.

Celles-ci forment deux écaïles indépendantes à ossature liasique, séparées par une lame de quartzites triasiques; le « Flysch » est transgressif sur les brèches du Malm. La petite coupe annexe passe par le point fossilifère liasique situé à mi-chemin entre le sommet de la Pyramide Sud et les chalets inférieurs de la Lex Blanche; le Flysch est ici transgressif sur les calcaires liasiques (voir fig. 2, c).

*b.* Coupe passant par la Testa Barnarda et la Testa di Tronchey à l'Est de Courmayeur.

La zone delphino-helvétique (Testa Barnarda à gauche) chevauchée par la zone « subbriançonnaise ». Celle-ci débute par deux écaïles « anticlinales » de Trias et de Lias (Testa di Tronchey et Col Sapin) séparés par deux bandes « synclinales » de Flysch (FI). Des lames de cirgueules (Tc) jalonnent les limites de ces écaïles et le chevauchement du Subbriançonnais sur l'Helvétique.

*Zone Autochtone ou Parautochtone* : Cr = Massifs cristallins; J = Calcaires et schistes jurassiques. *Zone « Subbriançonnaise »* : FI = Flysch de Tarentaise; C = Calcschistes jaunes; Br = Brèches calcaires (Malm); L = Calcaires cristallins (Lias); Tc = Cargneules (Trias supérieur); Td = Calcaires dol. (Trias moyen); Tq = Quartzites (Trias inférieur); TL = Trias et Lias non séparés; φ = Limite des zones delphino-helvétique et subbriançonnaise (nappe des Brèches de Tarentaise); F = Points fossilifères; Q = Quaternaire

3. Une lame de cargneules de 20 à 40 m. d'épaisseur;
  4. Du flysch (plaquettes gréseuses brunâtres et schistes noirs) : 100 à 200 m.;
  5. une mince lame de cargneules, en partie masquée par des éboulis;
  6. une masse surtout calcaire formant le sommet et le Col Sapin et séparée en deux barres par une lame de flysch. Dans le détail, cette zone, très écaillée, est fort complexe et les divers termes n'en peuvent être séparés sur une carte au 1/50.000°. J'ai cependant noté les divers terrains déjà rencontrés aux Pyramides calcaires :
    - des calcaires dolomitiques clairs ou gris, à patine blanche ou jaunâtre du Trias;
    - des calcaires blancs ou gris, spathiques ou largement cristallins du Lias;
    - des brèches calcaires à gros éléments (Malm.);
    - des calcschistes jaune paille (Crétacé ?);
  7. une lame de quartzites accompagnée d'un petit lambeau de schistes noirs, probablement houillers;
  8. la grande masse de flysch axiale, comportant des grès et surtout des schistes, avec bancs de microbrèches mais sans grosses brèches ou conglomérats.
- Cette nouvelle coupe, bien que fort malmenée par les plissements, permet cependant de retrouver les mêmes terrains qu'aux Pyramides calcaires, les mêmes par conséquent aussi que ceux de la nappe des Brèches de Tarentaise.

#### B. La « Zone antielinale » interne.

Cette zone est beaucoup moins développée, en Italie, que la précédente. Ceci tient sans doute au passage de la nappe du Briançonnais et du Grand-Saint-Bernard qui a fortement écrasé les terrains, faisant même disparaître complètement, à l'affleurement, le Subbriançonnais interne.

Nous verrons le même phénomène en Suisse, avant que cette zone ne s'élargisse au Six Blanc et à la Pierre à Voir.

La carte italienne indique bien là des terrains triasiques, surtout entre Morgex et le Col du Grand-Saint-Bernard. Mais ils sont presque toujours séparés du flysch par du Houiller : dans la plupart des cas il s'agit donc de Trias se rattachant à la zone houillère. Ce sont surtout des quartzites et des calcaires dolomitiques beaucoup plus épais que ceux de la zone subbriançonnaise et à faciès nettement « briançonnais ».

a) **Les abords du Col du Grand-Saint-Bernard.**

Le tronçon de la route allant de Pra d'Arc à la Douane offre une très bonne coupe :

L'ossature en est une épaisse barre de quartzites en gros bancs à faciès briançonnais, très plissés et pincés synclinalement entre le Houiller de la douane et celui du Pain de Sucre.

En descendant vers Pra d'Arc, ces terrains viennent chevaucher une lame de schistes noirs (probablement du flysch) et une lame de quartzites feuilletés, assez mince, bien différents des précédents : c'est sans doute le début du Subbriançonnais.

Le vallon de Pra di Farco est complètement encombré de moraines et d'éboulis à gros blocs. Il se termine en cirque vers le haut. L'Aiguille de Leisasse est formée de dalles isoclinales redressées (plongement SE de 60 à 75°) : ce sont surtout des dalles finement gréseuses très régulières et exploitées en divers points; elles sont accompagnées de schistes noirs et de bancs de microbrèches : il s'agit déjà du flysch.

Ce terrain se prolonge dans l'arête qui mène au Mont-Fourchon. Mais on rencontre là de grosses lentilles de brèches calcaires que la neige m'a empêché d'observer en place, mais dont les éboulis contiennent de gros blocs. Il s'agit de brèches analogues à celles de Tarentaise et des Pyramides calcaires. Ce sont donc probablement celles du Malm. Mais leur disposition en lentilles dans le flysch, due à des étirements tectoniques, peut prêter à confusion. Nous reverrons le même fait, de l'autre côté de la frontière, aux Lacs de Fenêtre.

b) **Le vallon de Saint-Léonard, à l'Ouest d'Etroubles.**

Le Houiller est très développé dans ce vallon, surtout rive droite. Il comporte surtout des schistes noirs micacés. On y rencontre aussi des quartzites ainsi que des calcaires dolomitiques, en minces lames dans le versant Nord et très développés, au contraire, dans le versant Sud. Toutes ces roches sont nettement à faciès « briançonnais ».

Au hameau des Côtes, ces terrains chevauchent directement le « flysch » des sommets, dominant le fond du vallon (Crêton du Midi, Tête de Face, Aiguille de Saulié) et plongeant sous eux à 65°. Ce sont les mêmes éléments qu'à l'Aiguille de Leisasse : dalles gréseuses rousses et schistes noirs.

Notre zone anticlinale interne a donc disparu ici et le contact se fait directement entre le Houiller briançonnais et ses lames triasiques d'une part, et le flysch subbriançonnais d'autre part. Le laminage intense observé au Mont-Fourchon aboutit donc ici à une suppression complète.

### C. La région du Petit-Saint-Bernard.

A mi-chemin entre la Thuile et le Col du Petit-Saint-Bernard, la route fait plusieurs lacets dans le versant Nord-Est de la Tête de Chargeur. La bosse rocheuse de la Crétaz, située un peu au Nord (cote 1866), est formée de gros bancs de grès calcaires et aussi de microbrèches. Par ces dernières, ce terrain rappelle beaucoup le « flysch de Tarentaise » voisin, dont il est probablement la suite.

Dans le versant Nord-Ouest de la Tête de Chargeur, G. B. DAL PIAZ vient de décrire une nouvelle écaille de Trias non indiquée sur la carte au 1/100.000° de S. FRANCHI [8]. Certains calcaires blancs cristallins ressemblent beaucoup au Lias de Tarentaise et l'on pourrait alors penser à une « écaille anticlinale », symétrique des Pyramides calcaires par rapport au vaste synclinal de flysch.

Qu'elle se rattache à l'un ou à l'autre, cette écaille marque de toute façon la limite entre le flysch de la Crétaz et les calcschistes noirs, cristallins, à Bélemnites blanches de Verney. Ce Lias métamorphique à faciès de « schistes lustrés » contient de nombreuses Bélemnites, bien visibles à proximité des chalets où S. FRANCHI les a signalées depuis fort longtemps [15]; il est tout à fait identique à celui qui s'étend, sur le versant français, jusqu'à Bourg-Saint-Maurice. Tant en Italie qu'en France, il se relie aux schistes à roches vertes du Versoyen et de Pointe Rousse : c'est la « zone du Petit-Saint-Bernard » de H. SCHOELLER sur l'interprétation de laquelle nous reviendrons plus loin.

Cette unité, apparue brusquement près de Bourg-Saint-Maurice, disparaît donc de même ici après avoir formé un court feston lentriculaire.

## II. — OBSERVATIONS EN VALAIS ET VAL FERRET SUISSE

Mes observations ont porté de Viège à la frontière du Grand-Saint-Bernard <sup>1</sup>. Mais la coupe qui m'a paru la plus typique et la plus nette est celle de la Pierre à Voir par laquelle je commencerai.

### A. Le massif de la Pierre à Voir <sup>2</sup>.

L'étude de ce massif a été faite autrefois par C. G. S. SANDBERG [43]. Elle est actuellement reprise par R. TRUMPY qui a eu

---

<sup>1</sup> Je tiens à remercier ici M. Jean Gard, de Sierre, Dr. de l'Université de Besançon, qui fut un agréable compagnon lors de cette tournée et dont la famille me reçut de façon si sympathique.

<sup>2</sup> Les nouvelles cartes orthographient « Pierre Avoi ».

la grande amabilité de nous guider pendant deux jours dans cette région, ce dont je tiens à le remercier très vivement. Laissant donc à R. TRUMPY les études de détail, je ne donnerai ici que mon interprétation des grandes lignes.

Une coupe transversale d'Ouest en Est, passant par le sommet (2.472,9) montre bien la série des terrains, de l'Helvétique à la zone houillère pennine.

#### a) L'Helvétique et l'Ultrahelvétique.

Les terrains de la zone helvétique forment plusieurs écailles redressées et plaquées contre le Cristallin du Catogne en une fort belle coupe.

Au-dessous de Levron, R. TRUMPY nous a montré une zone d'écailles extrêmement complexes appartenant à la zone ultrahelvétique. Ce sont surtout des schistes et calcschistes du Lias supérieur et du Dogger, au travers desquels apparaissent plusieurs lames de Trias (dolomies à patine jaune, argilolites schisteuses rouges et vertes très laminées, cargneules).

Cette série, en partie masquée par du Quaternaire, passe ensuite au Pas du Lin pour aller rejoindre la plaine du Rhône entre Saxon et Riddes.

#### b) La zone de la Pierre à Voir.

1. L'énorme bassin de réception du torrent du Merdenson est entièrement creusé dans la série des « brisés du Valais » ou « schistes lustrés de la zone de Sion ».

Très monotone dans son ensemble, cette série comporte des types lithologiques très divers et alternés. On rencontre là des dalles et des plaquettes de calcaires plus ou moins siliceux, des dalles et plaquettes gréseuses, des schistes argileux noirs et des schistes gris ou noirs un peu sériciteux. Vers le haut (topographiquement) surtout, on observe également des bancs, souvent gros, de microbrèches à éléments de dolomies triasiques, puis des brèches schisteuses à éléments plus gros, très polygéniques. Il est frappant de constater que ces brèches apparaissent à la partie inférieure de la série, près du mésozoïque sous-jacent.

Ce qui caractérise donc cette série, c'est la répétition indéfinie d'alternances des dalles et plaquettes gréseuses ou plus ou moins calcaires et de schistes, et vers le haut, des brèches : c'est l'aspect classique d'un flysch et je crois que R. TRUMPY est tout à fait d'accord avec nous à ce sujet.

L'aspect lustré tient à la séricite. Mais cela n'a rien d'anormal puisqu'en Tarentaise aussi ces terrains deviennent souvent très sériciteux à partir de Moûtiers. Des calcschistes tout aussi sériciteux s'observent également dans le Nummulitique autochtone de Saint-Jean-de-Maurienne. Cette séricite semble donc bien apparaître dans toutes les zones soumises à de fortes pressions et écrasements : il semble bien qu'elle soit due à ce que P. TERMIER appelait du « dynamométamorphisme ».

Ce terrain est tout à fait analogue au « flysch de Tarentaise » et n'a pas non plus pu encore être daté par des fossiles. Mais il ne contient pas de roches vertes et présente des caractères lithologiques tout à fait différents des schistes lustrés de la région de Viège (nappes simploniques).

2. Le sommet est formé d'un empilement de lames de terrains divers, notés en Trias sur la carte au 1/200.000<sup>e</sup>, mais où l'on peut reconnaître :

— des calcaires dolomitiques gris à patine jaune avec quelques lits minces d'argilolites vertes du Trias supérieur, et des calcaires dolomitiques gris, à brèches monogéniques du Trias moyen;

— des calcaires clairs, massifs et souvent cristallins, analogues à ceux où W. NABHOLZ a trouvé des Gryphées dans le Val Ferret [40] et tout à fait semblables aux calcaires liasiques de Tarentaise;

— des brèches calcaires claires, à gros éléments, formant en particulier la grosse masse du sommet; elles sont très polygéniques (on y rencontre même des quartzites, mais je n'y ai pas vu d'éléments cristallins); elles sont identiques aux brèches du Malm de Tarentaise.

On a donc là une série absolument identique à celle de la nappe des Brèches de Tarentaise;

3. Entre le sommet et les rochers de la Toumille, on rencontre à nouveau une série schisteuse avec des brèches schisteuses polygéniques. Je pense qu'il s'agit là d'une nouvelle lame de flysch. Celui-ci paraît donc bien être l'enveloppe des écailles « anticlinales » de la Pierre elle-même, mais je n'ai pas pu observer de contact stratigraphique direct.

### c) La zone houillère pennine.

Les rochers de la Toumille sont formés de deux barres épaisses de quartzites et de calcaires dolomitiques à faciès tout à fait « briançonnais » : ce sont des lames « synclinales » se rattachant

à la zone houillère pennine qui débute là avec son Houiller normal, non métamorphique.

Il s'agit donc bien, dans ce massif, du prolongement de la zone subbriançonnaise (nappe des Brèches de Tarentaise) chevauchant les écailles ultrahelvétiques de Levron et chevauchée par la « zone houillère ».

### B. La coupe de Riddes à Isérables.

Le sentier et la gorge montrent très bien une série de type « flysch » analogue à celle de la Pierre à Voir. Les grès y sont même plus développés et forment de gros bancs alternant avec de minces lits de schistes noirs donnant au terrain un aspect « rubané » caractéristique des flyschs gréseux. Vers le haut apparaissent également de gros bancs de microbrèches et de brèches à éléments moyens.

Au-dessus, affleurent dans l'arête rocheuse dominant la combe cultivée un peu avant le village, des calcaires massifs clairs et des brèches calcaires à gros éléments identiques au Lias et au Malm de Tarentaise (notés en Trias sur la carte au 1/200.000°).

### C. La vallée du Rhône.

Dans cette région, le « flysch » est analogue, souvent gréseux, à surface sériciteuse luisante, mais je n'y ai pas observé les brèches et microbrèches de la Pierre à Voir et d'Isérables.

Cette région a été étudiée en détail par M. LUGEON [32], ainsi que je l'ai rappelé plus haut. Il est donc inutile de revenir ici sur les coupes si détaillées relevées par l'auteur, qui montrent d'ailleurs combien la tectonique de détail y est complexe, écaillée, ce qui peut expliquer l'absence de certains termes de la série.

Dans le Trias supérieur, M. LUGEON a noté la réduction considérable des schistes bariolés par rapport à l'Ultrahelvétique et le Rhétien manque : ce sont deux caractères de la nappe des Brèches de Tarentaise.

D'autre part, certains calcaires massifs paraissent pouvoir peut-être représenter le Lias comme à la Pierre à Voir et en Tarentaise. Quant aux « Brèches calcaires à éléments triasiques, fréquentes dans la zone inférieure » (des schistes lustrés), elles paraissent bien être l'équivalent de nos brèches du flysch (et peut-être, dans certains cas, du Malm).

Les faits restent donc les mêmes, seule l'interprétation peut être modifiée par comparaison avec des régions où la tectonique est moins complexe et où les terrains ont fourni des fossiles.

#### D. Le Haut Val Ferret.

De Ferret aux lacs de Fenêtre près du Grand-Saint-Bernard, on traverse une épaisse série très monotone rappelant beaucoup le « flysch » du Merdenson sous la Pierre à Voir. Dans les rochers situés au bord Nord du chemin, entre les Ars-dessus et les Ars-dessous (à côté de la cote de courbe 2.000 de la carte au 1/50.000<sup>e</sup> n° 585), j'ai observé des brèches schisteuses très polygéniques avec quelques galets de granite clair. La présence de galets cristallins rapproche encore ce flysch de celui de Tarentaise.

Dans les lacets du sentier, près de la cote 2.225, on recoupe un horizon épais de gros bancs de microbrèches qui semble se prolonger vers le col des Angroniettes. Le flysch schisteux et gréseux reprend ensuite.

La dépression des trois lacs est en grande partie couverte de Quaternaire. L'arête qui la domine à l'Est est déjà formée de Houiller qu'accompagnent des quartzites dans les pentes du col (Fenêtre de Ferret). C'est déjà la « zone houillère » à faciès briançonnais dont nous avons vu le prolongement dans la coupe voisine de la route du Grand-Saint-Bernard (p. 17).

Il ne reste donc plus beaucoup de place pour rechercher ici le prolongement de la Pierre à Voir. Dans le bord occidental de la cuvette cependant, diverses bosses, souvent polies par les glaciers, montrent des calcaires clairs massifs et des brèches calcaires à gros éléments tout à fait identiques au Lias et au Malm de la Pierre à Voir et de Tarentaise. Mais ici, la zone « anticlinale » de la Pierre à Voir est complètement laminée et les terrains étirés en lentilles emballées dans le Flysch. Nous avons déjà vu qu'il en est de même sur le versant italien.

Mais il s'agit bien certainement de Lias puisque c'est dans des calcaires analogues que W. NABHOLZ a trouvé des Gryphées non loin de là [40], à l'Est de Prarion (Prayon). Mais surtout, c'est juste au-dessous de cette zone que le Professeur OULIANOFF de Lausanne et R. TRUMPY ont trouvé un bloc éboulé renfermant des Gryphées, découverte encore inédite et qui m'a été communiquée oralement par R. TRUMPY.

Nous avons donc bien là, comme aux Pyramides calcaires, un chaînon intermédiaire et fossilifère entre la Tarentaise et la

Pierre à Voir, montrant nettement la continuité des terrains et le prolongement en Italie et en Suisse de notre nappe des Brèches de Tarentaise.

### E. Les environs de Viège (Visp).

Cette région vient d'être étudiée en grand détail par R. JÆCKLI [31] et c'est surtout à son travail que nous ferons appel ultérieurement (p. 38).

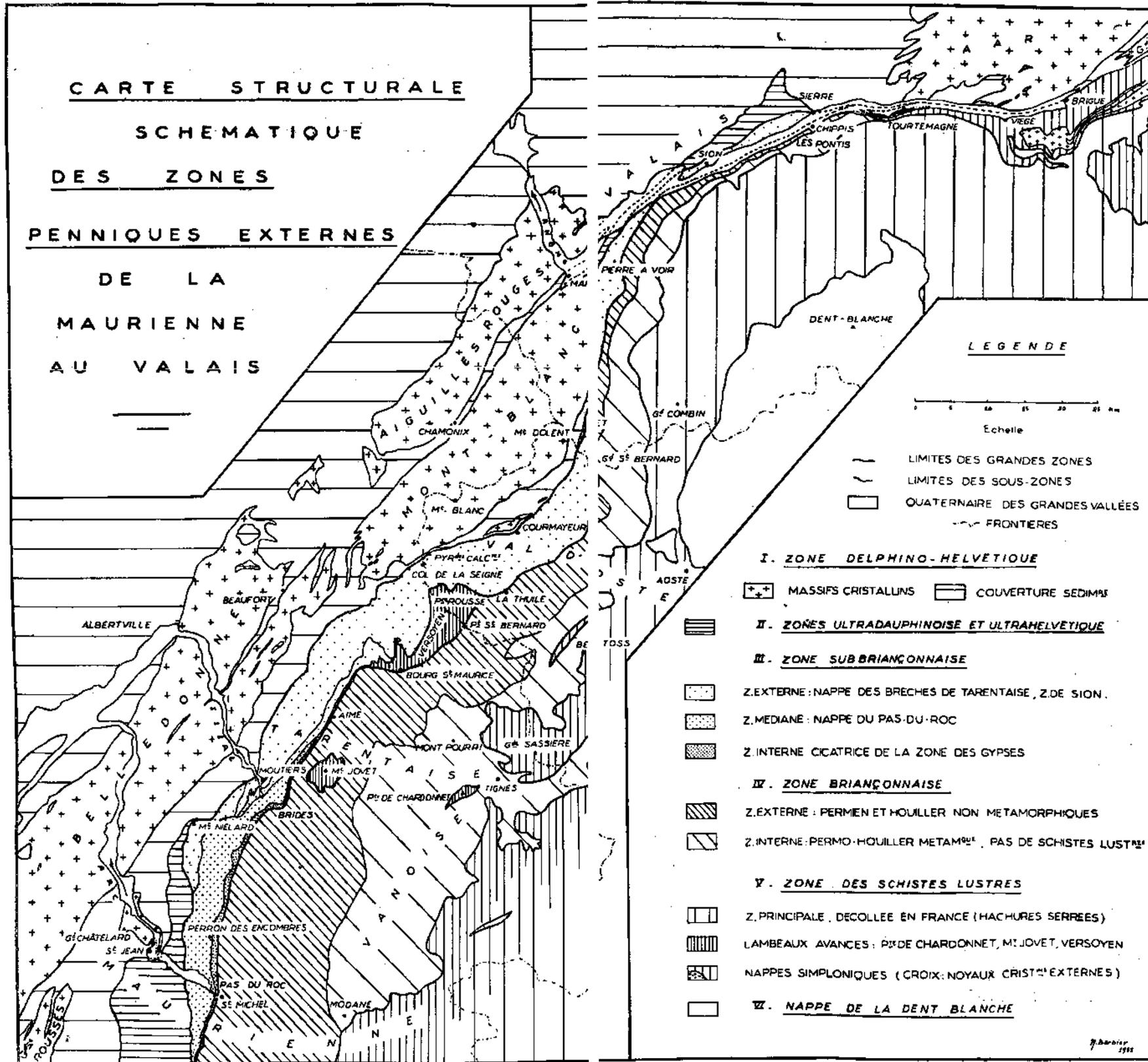
Les schistes lustrés des nappes simploniques offrent une bonne coupe le long de la route de Viège à Zeneggen. Il s'agit bien là de schistes et calcschistes très métamorphiques avec belles lentilles de roches vertes, identiques à nos schistes lustrés à roches vertes de la zone piémontaise. On ne peut, en aucun cas, les confondre avec les « schistes lustrés » de Sion.

Ces derniers ont tout à fait une allure de flysch, comme nous l'avons vu un peu plus haut (p. 21) avec leurs alternances de calcaires, grès et schistes indéfiniment répétées, mais en dalles et lits nettement tranchés. Ici au contraire, tout est fondu, et les passages progressifs entre les niveaux plus schisteux ou plus calcaires; la patine est généralement gris-bleu ou noirâtre et non plus rousse comme pour les dalles du flysch. Enfin, il y a ici la présence des roches vertes, jamais signalées dans la zone de Sion.

Or, si de ces deux terrains l'un commence où l'autre finit, l'espace qui les sépare dans la région de Sierre n'est que de quelques kilomètres. Elle me paraît tout à fait insuffisante pour pouvoir admettre un passage de l'un à l'autre par variations de faciès et métamorphisme; et ceci d'autant plus qu'il s'agit là de zones que l'on suit, l'une à l'Est, l'autre à l'Ouest, sur de très grandes distances, sans changement dans la série stratigraphique (il y a plus de 120 kms à vol d'oiseau de Moûtiers à Sierre).

Il me paraît donc certain que ces deux zones sont étrangères l'une à l'autre, et nous indiquerons plus loin une possibilité de solution (p. 38).

Ajoutons que le même problème de relais à l'affleurement de deux zones laminées, étrangères l'une à l'autre, se pose aussi en Tarentaise où la zone du Petit-Saint-Bernard apparaît au moment où la nappe du Pas-du-Roc disparaît.



Pl. I. — Carte structurale schématique des zones penniques externes de la Maurienne au Valais.

## TROISIEME PARTIE

**Essai de raccord entre les unités penniques  
de France, Italie et Suisse**

---

Les observations précédentes vont nous permettre maintenant, en nous basant sur les travaux des géologues suisses et italiens, de rechercher en Italie et en Suisse les prolongements des unités reconnues et définies dans notre Tarentaise.

## A. QUELQUES IDEES DIRECTRICES

Dans cette recherche, quelques conclusions tirées de nos travaux antérieurs [3] pourront nous servir de « fil directeur ».

a) Tout d'abord, et si l'on s'en tient aux *grandes lignes*, on peut dire que, dans ce domaine pennique externe, *les unités tectoniques s'alignent sur les zones stratigraphiques*. C'est ainsi que j'ai pu définir, en Maurienne et Tarentaise, deux grandes unités subbriançonnaises, la nappe du Pas-du-Roc et la nappe des Brèches de Tarentaise, même si, dans le détail, j'ai dû y séparer plusieurs « digitations » (sous-unités à série stratigraphique légèrement différente) ou « faisceaux » (sous-unités uniquement tectoniques). Et ceci n'a rien de surprenant si l'on veut bien tenir compte du grand rôle joué par la composition stratigraphique du « matériau » plissé dans la détermination du style tectonique, idée sur laquelle j'ai déjà eu l'occasion d'attirer l'attention à propos de ces mêmes régions [4].

Si E. ARGAND s'opposait, en partie au moins, à cette idée, cela provenait surtout des difficultés soulevées par des zones dans lesquelles, disait-il, « si le faciès dauphinois pénètre un peu plus dans le domaine de la nappe IV, ou le faciès briançonnais dans l'avant-pays de cette nappe, cela ne s'oppose en rien à la continuité des objets structuraux qui passent à travers tout cela » ([1], p. 18). Mais, précisément, ces difficultés sont levées maintenant dans le

sens indiqué plus haut, par la création de ces nouvelles zones intermédiaires ultradauphinoise et subbriançonnaise, unités indépendantes et bien définies du double point de vue stratigraphique et tectonique.

b) En second lieu, ainsi que l'avaient déjà indiqué M. GIGNOUX et L. MORET [24] puis moi-même ([3], p. 164) *les diverses unités à l'affleurement ne se prolongent pas indéfiniment mais sont disposées en « festons »*, c'est-à-dire qu'elles prennent naissance en un point, s'étalent, puis disparaissent, à nouveau laminées et ne laissant souvent plus aucune trace en surface. Ce fait s'impose avec particulière netteté en Maurienne et Tarentaise ainsi que nous le rappellerons tout à l'heure (voir [3], pl. VIII et la planche I ci-jointe).

Mais si cette notion est évidente à l'affleurement, il est en général bien difficile de savoir dans quelle mesure on est autorisé à prolonger, en profondeur, ces unités disparues en surface. Quelquefois cependant la présence de « cicatrices » superficielles permet de se rendre compte qu'initialement ces zones s'étendaient sur de grandes longueurs et que la disposition « en festons » à l'affleurement n'empêche pas d'envisager de les prolonger en profondeur au-delà de leurs limites superficielles actuelles. La disparition en surface d'une unité, laminée entre deux autres, n'implique donc pas nécessairement sa disparition en profondeur où elle peut fort bien se prolonger par des racines non apparentes qu'une érosion plus intense ferait réapparaître. Que connaîtrions-nous, par exemple, des nappes simploniques si grâce à une surélévation axiale, l'érosion n'avait pas enlevé le manteau des Mischabel qui les recouvrait ?

Mais l'on peut aussi, dans certains cas, envisager la disposition en « festons profonds », c'est-à-dire la disparition même de ces racines non apparentes.

c) Il en résulte qu'il y a tout de même une certaine « logique » dans la distribution des masses sans laquelle toute synthèse serait impossible, et cette logique provient de la superposition des grands ensembles tectoniques aux grandes zones stratigraphiques. Encore une fois ceci n'est vrai qu'à grande échelle mais permet tout de même de classer comme « aberrants » certains cas particuliers, comme celui du Mont-Jovet dont la solution ne peut être donnée alors que par la tectonique. N'est-ce pas d'ailleurs un tel raisonnement qui a permis de comprendre, autrefois, le sens véritable des Klippes de Savoie, du Chablais et des Préalpes suisses ?

Mais cela permet aussi de prévoir que lorsqu'une unité manque à l'affleurement, c'est qu'elle a été laminée comme nous le verrons de façon frappante pour la disparition de la zone subbriançonnaise en Italie et en Suisse et qu'il doit probablement subsister, en profondeur, des racines non apparentes.

d) Enfin, j'ajouterai une autre considération sur le problème des racines que j'avais déjà notée antérieurement [3]. Lorsqu'une unité s'est écoulée au loin, vers l'extérieur de la chaîne, elle a fort bien pu se détacher de ses racines, complètement laminées et « larguer ses amarres ». Il peut alors être tout à fait impossible de retrouver trace de ces racines à l'affleurement. C'est ce qui explique, en Tarentaise, le chevauchement direct de la zone briançonnaise sur la nappe des Brèches de Tarentaise, tout le Subbriançonnais interne ayant disparu, laminé, dans la zone des racines, pour s'écouler vers les Préalpes. C'est encore ce qui explique l'absence de racines préalpines visibles en Valais, le laminage intense du Subbriançonnais en Tarentaise (c'est-à-dire au droit des Préalpes et des Klippes de Savoie) et son élargissement en Maurienne où le feston ne s'était pas encore écoulé au loin vers l'Ouest.

## B. PROLONGEMENTS DES UNITÉS FRANÇAISES EN ITALIE ET EN SUISSE

Nous ne ferons qu'esquisser ici un schéma général, sans pouvoir, évidemment, entrer dans les détails.

Fig. 4. — Stéréogramme schématique du tronçon de l'arc alpin compris entre la Maurienne et le Val Ferret suisse.

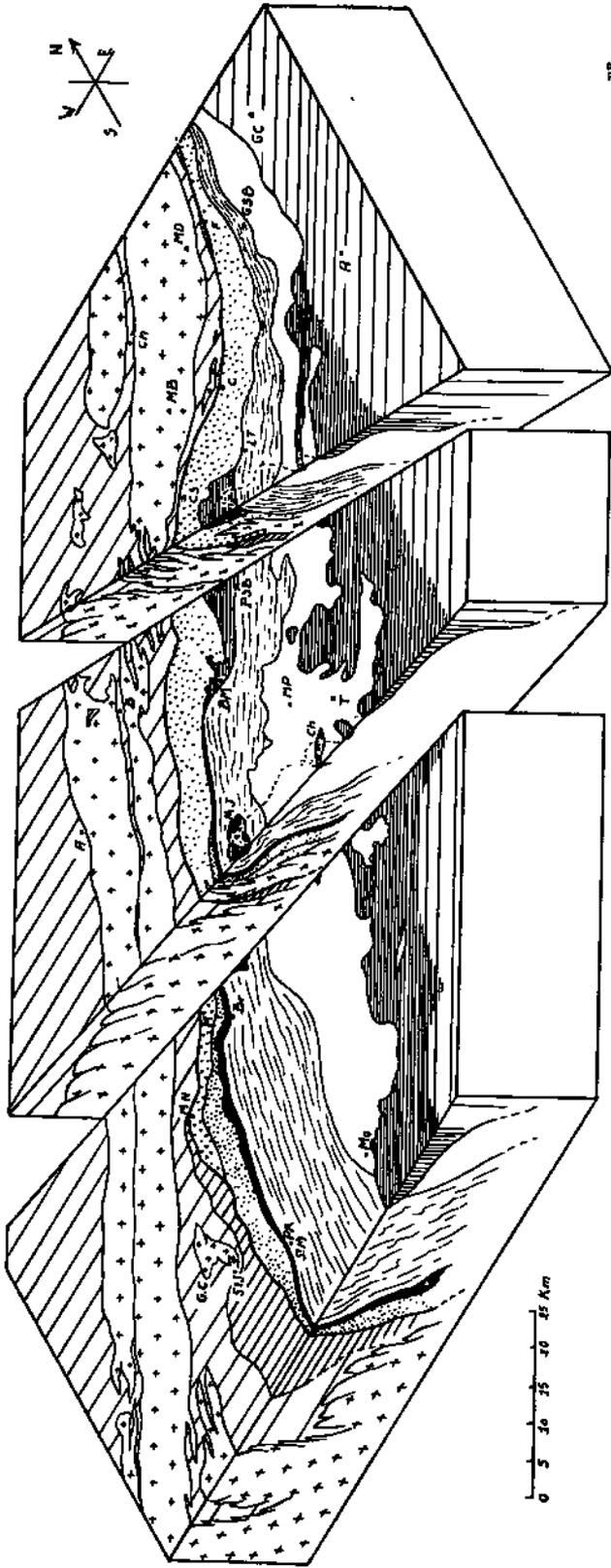
En arrière des massifs cristallins externes, la zone *ultradauphinoise* se lamine vers le Nord et la zone *ultrahelvétique* n'apparaît qu'à la frontière italo suisse. Le domaine subbriançonnais comporte trois unités successives de l'intérieur vers l'extérieur : zone *des gypses* (équivalent du Subbriançonnais interne de l'Ubaye-Embrunnais), la *nappe du Pas du Roc*, qui se lamine au Nord de Moûtiers, la nappe des *Brèches de Tarentaise*, dont le Cristallin affleure au massif d'Hautecour près de Moûtiers et qui se prolonge par le Haut Val d'Aoste jusqu'à la zone de Sion en Valais.

La zone *briançonnaise* a été divisée en deux parties : zone externe à Houiller et Permien non métamorphiques et zone interne (Vanoise). La zone *des schistes lustrés* est décollée en nappe au moins dans la région de Tignes au droit de laquelle s'observent divers lambeaux de recouvrement reposant sur la zone briançonnaise (Pointe de Chardonnet, Mont-Jovet) ou repincé entre celle-ci et la nappe des Brèches de Tarentaise (zone du Petit-Saint-Bernard).

Dans le premier bloc : GC = massif du Grand Châtelard (Rocheray); St-J = St Jean de Maurienne; MN = Mont Niélard; M = Moûtiers; Br = Brides; PR = Pas du-Roc; St-M = St Michel de Maurienne; Mo = Modane.

Dans le deuxième bloc : A = Albertville; B = Beaufort; BM = Bourg-St Maurice; MJ = Mt Jovet; PSB = Col du Petit-St-Bernard; MP = Mont Pourri; Ch = Pointe de Chardonnet; T = Tignes.

Dans le troisième bloc : Ch = Chamonix; MB = Mont Blanc; MD = Mont Dolent; F = Ferret; C = Courmayeur; LT = La Thuille; GSB = Col du Grand-Saint Bernard; GC = Grand Combin; A = Aoste.



2254

**ZONE DELPHINO-HELVE TIQUE**

MASSIFS CRISTALLINS

COUVERTURE SEDIMRE

ZONE ULTRADAUPHINOISE

ET ULTRAHELVE TIQUE

**ZONE SUBBRIANÇONNAISE**

NAPPE DES BRECHES DE TAREN TAISE

NAPPE DU PAS-DU-ROC

ZONE DES GYPSES

**ZONE BRIANÇONNAISE**

ZONE EXTERNE OU ZONE HOUILLERE

ZONE DES SCHISTES LUSTRES

ZONE EXTERNE DECOLLEE ET LAMBEAUX DE RECOUVRT

ZONE INTERNE (VANOISE)

ZONE INTERNE

Notre but principal était la recherche des prolongements de notre zone subbriançonnaise. Mais nous nous verrons obligé de déborder de ce cadre étroit, car à ce propos se poseront deux problèmes annexes : celui du Petit-Saint-Bernard en France et en Italie et celui des nappes simploniques en Suisse (fig. 4 et pl. I).

a) *La zone dauphinoise* ne sera citée ici que pour mémoire. Il est en effet admis que son prolongement est la zone helvétique et ce sont seulement les changements de faciès locaux et les raccords entre les diverses sous-unités qui peuvent poser des problèmes, du reste en dehors de notre sujet.

b) *La zone ultradauphinoise* correspond, en Maurienne et Tarentaise, à la zone des Aiguilles d'Arves dont j'ai montré qu'elle se lamine et disparaît, vers le Nord, avant d'atteindre l'Isère [3]. C'est ensuite la zone subbriançonnaise qui chevauche directement la zone dauphinoise et il semble bien qu'il en soit ainsi jusqu'au Val Ferret suisse où apparaît, dans la même position tectonique, la zone *ultrahelvétique*. Il y a donc là deux « festons » distincts dont la parenté commune est la position tectonique identique entre la zone delphino-helvétique et la zone subbriançonnaise. Les différences de faciès, dans le détail, sont certainement dues à ce qu'il se passe ici le même phénomène que dans la zone subbriançonnaise : relais de sous-unités distinctes stratigraphiquement et tectoniquement, mais pouvant toutes être rattachées à la même grande zone. Il semble, malheureusement, que l'on n'ait plus, à l'affleurement, de jalons intermédiaires pour résoudre ce problème.

c) *La zone subbriançonnaise* comporte trois sous-unités se relayant du Sud, où prédominent les plus internes, au Nord, où ce sont au contraire les plus externes qui l'emportent. Mais les festons coexistant un certain temps, il ne peut y avoir de doutes sur leurs positions respectives. Partant du Sud, cette disposition particulière nous oblige donc à considérer les unités les plus internes en premier lieu.

1. *Le Subbriançonnais interne* est surtout développé dans l'Ubaye-Embrunais où il a été étudié et défini par M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS [23 et 44]. Cette position interne est bien marquée par l'observation de passages progressifs aux faciès briançonnais dans les digitations les plus internes (Escouréous-Chabrières).

Vers le Nord, au contraire, cette zone se lamine et disparaît pour n'être plus représentée, en Maurienne, que par la « zone des

*gypses* » [3], longue « cicatrice » à la limite du Briançonnais et du Subbriançonnais où les « blocs-klippes » emballés dans les gypses sont encore surtout à faciès subbriançonnais interne (calcaires à zones siliceuses du Crétacé inférieur, calcaires à silex du Lias...).

2. *Le Subbriançonnais médian* correspond, au Sud, à la *digitation de Piolit*, bordure externe du vaste feston subbriançonnais de l'Embrunais. Vers le Nord, cette unité se prolonge par la *nappe du Pas-du-Roc* bien développée en Maurienne, puis se laminant et disparaissant vers le Nord dans la région d'Aime-Longefoy entre Moûtiers et Bourg-Saint-Maurice. Mais il est important de remarquer qu'au Sud ce Subbriançonnais médian coexiste avec le Subbriançonnais interne (*digitation de Piolit*) et que, vers le Nord, il existe encore lorsque le Subbriançonnais externe apparaît (Tarentaise). Il s'agit donc bien de trois zones distinctes, laminées en festons à leurs extrémités et non de variations de faciès d'une seule et même zone lorsqu'on va du Sud au Nord.

3. *Le Subbriançonnais externe*, correspondant à la « cordillère tarine », ayant donné la « Nappe des Brèches de Tarentaise », comme je l'ai montré antérieurement [3]. Cette unité est inconnue à l'affleurement vers le Sud. Elle n'apparaît qu'en Tarentaise, à partir du cirque de Valbuche, c'est-à-dire bien avant la disparition du Subbriançonnais médian et son extension maximum se trouve entre Moûtiers et le Mont-Blanc, dans la zone étudiée par H. SCHOELLER [45].

\*\*

Ce rappel un peu long est cependant utile pour montrer clairement cette idée d'*unités se relayant en festons successifs*. Il est aussi indispensable pour comprendre les rapports avec les unités que nous rencontrerons en Italie et en Suisse. La première constatation importante est qu'à la frontière italienne, au Sud du Mont-Blanc, la zone subbriançonnaise n'est plus représentée à l'affleurement, que par sa partie *la plus externe*, la zone des Brèches de Tarentaise. Subbriançonnais interne et médian ont, au contraire, disparu parce qu'ils ont coulé au loin vers les Préalpes. Et ceci nous montre bien qu'il ne suffit pas qu'une unité disparaisse à l'affleurement pour qu'on puisse affirmer qu'elle ne s'y trouvait pas avant le dernier paroxysme de l'orogénèse.

A la frontière italienne, nous n'avons donc, entre la zone dauphinoise et la zone briançonnaise, que la zone des Brèches de Tarentaise (en dehors de la zone du Versoyen-Petit-Saint-Bernard,

sur laquelle je reviendrai plus loin). Or, j'ai pu montrer, avec des arguments nouveaux, dans la première partie de cette étude (p. ) que la « zone de Courmayeur » est identique à la zone des Brèches de Tarentaise et se prolonge par le Val Ferret suisse et Sion (fig. 5 et pl. I). Tectoniquement, et suivie à l'affleurement, il y a bien là une seule et même unité, ainsi que l'avait admis H. SCHOELLER [45] suivi par F. HERRMANN [26]. Mais c'est également vrai au point de vue stratigraphique, comme je l'ai montré dans la note précitée, en me basant, non pas sur ce « Flysch de Tarentaise » dont l'âge n'a encore pu être établi avec certitude par des fossiles, mais sur son substratum dont la série a pu être précisée, elle, par de récentes découvertes de fossiles (p. 9).

En passant en Italie et en Suisse, nous voyons donc notre zone subbriançonnaise perdre ses éléments internes et médians. Seule la zone externe s'y prolonge pour former la zone de Courmayeur puis la zone de Val Ferret-Sion qui se lamine et disparaît vers Sierre à l'approche des massifs de l'Aar et du Gothard. En même temps un certain métamorphisme apparaît, progressivement, mais il reste léger et s'il tend à rendre les trouvailles de fossiles plus rares, il n'empêche pas de reconnaître les divers éléments de la série stratigraphique que l'on retrouve d'un bout à l'autre.

d) *La zone briançonnaise*, en Maurienne et en Tarentaise, comporte deux sous-unités distinctes, ainsi que vient encore de le montrer F. ELLENBERGER [12] reprenant, en les modifiant, les idées de L. MORET [38] et J. BOUSSAC [6]. J'ajoute que des études faites en 1947 dans la région de Bozel et restées inédites, m'avaient également amené à cette opinion.

La parenté commune de ces deux unités (qui permet de les grouper sous ce qualificatif commun) est d'avoir, à partir du Trias, une couverture sédimentaire complète (bien qu'avec des lacunes stratigraphiques) allant jusqu'au Crétacé et même parfois au Flysch vraisemblablement Eocène. Ceci est vrai, ainsi que l'avait prévu M. GIGNOUX [21], même pour la Vanoise où P. TERMIER attribuait tous ces terrains au Trias. Après les découvertes déjà anciennes de E. RAGUIN dans la région de Tignes [41], c'est ce que montrent les travaux récents de F. ELLENBERGER [9]. *Mais cette couverture sédimentaire n'est jamais sous le faciès de « schistes lustrés ».*

1. *La zone briançonnaise externe* ou « zone houillère » se caractérise par un puissant Houiller et Permien non métamorphiques. A cause de cela et par continuité tectonique, on peut la considérer comme le prolongement, vers le Nord, du Briançonnais proprement dit, la surélévation axiale y ayant simplement amené un décapage progressif de la couverture mésozoïque.

Vers le Nord, elle se lamine sous le Mont-Pourri, puis se prolonge, de façon évidente, par la zone houillère (exploitée) du Petit-Saint-Bernard et de la Thuile (Italie), puis par le Grand-Saint-Bernard et la « zone houillère pennine » qui se lamine et disparaît en Valais vers Chippis. On a donc, ici encore, un vaste feston largement étalé au Sud et laminé complètement vers le Nord-Est.

2. *La zone briançonnaise interne* ou « zone Vanoise-Mont-Pourri » de F. ELLENBERGER correspond à la plus grande partie de la Vanoise. Elle se caractérise par l'absence du Permien et Houiller non métamorphique et leur remplacement par une série rappelant les « schistes de Casanna » et attribuée autrefois, par H. TERMIER, et actuellement par F. ELLENBERGER, à du Permo-Houiller métamorphique.

Cette zone sort brusquement, à Modane, d'au-dessous des schistes lustrés, puis s'étale en Vanoise pour aller probablement ensuite se laminer en Italie et en Suisse. Au-dessus de la zone houillère pennine on a en effet toute une zone qui, comme ce Briançonnais interne, n'a plus de Houiller non métamorphique, mais n'a pas encore de schistes lustrés. La prolongation dans cette région présentera cependant des difficultés, car il semble bien que l'on n'y rencontre comme terrains sédimentaires, que du Trias, et non, comme en Vanoise, une série complète.

On peut seulement se demander s'il ne faudrait pas en voir la fin dans la zone des Pontis où R. JÆCKLI a récemment montré l'existence de deux unités externes distinctes [31]. La zone de Chippis avec Houiller non métamorphique et Trias sous forme de « dolomies de Beauregard » correspondrait à l'extrême pointe du feston briançonnais externe. Les épais calcaires triasiques des Pontis surmontant directement le Cristallin de Niouc à allure de « schistes de Casanna » pourrait alors, au contraire, représenter la terminaison du feston briançonnais externe.

La disparition progressive de la couverture mésozoïque du Sud au Nord pose un problème analogue dans ces deux unités. Des études ultérieures préciseront probablement s'il s'agit d'érosion tardive, ou en cours de plissement, ce qui est peut-être le cas pour la zone briançonnaise proprement dite passant, en Maurienne, à la zone houillère; soit de dénudation tectonique ce qui pourrait être le cas pour la prolongation italo-suisse de la Vanoise, F. ELLENBERGER ayant montré les analogies de la Vanoise avec les Préalpes médianes, bien que pour le Trias seulement jusqu'ici [11].

e) *La zone des schistes lustrés* constitue, à l'Est de la zone briançonnaise, une unité bien caractérisée par cette « série compréhensive

sive » métamorphique accompagnée de ses classiques roches vertes et correspondant à la partie axiale de la fosse géosynclinale alpine où les terrains ont subi un métamorphisme général d'âge alpin. Il n'y a donc pour nous, à l'origine, qu'une seule et même zone stratigraphique caractérisée par des schistes lustrés.

Mais les difficultés d'interprétation viennent du fait que cette zone stratigraphique unique a été ultérieurement débitée en plusieurs unités tectoniques qui ne sont donc, en réalité, et quelle que soit l'importance des charriages subis, que des *sous-unités de la même zone originelle*.

*En France*, il n'est pas absolument certain que cette zone constitue une nappe indépendante vers le Sud. M. LEMOINE qui vient de décrire là une zone à faciès intermédiaires entre les domaines briançonnais et piémontais, sa « zone du Gondran » [34], apportera sans doute des précisions à ce sujet.

En Maurienne et Tarentaise, au contraire, le charriage des schistes lustrés sur les écaïlles de la Vanoise, admis autrefois par P. TERMIER, E. RAGUIN, L. MORET [35], et actuellement par F. ELLENBERGER [12] est tout à fait évident et ne peut être nié. Toutes les études et courses que j'ai pu faire dans ces régions, soit seul, soit avec F. ELLENBERGER, m'ont confirmé dans cette idée.

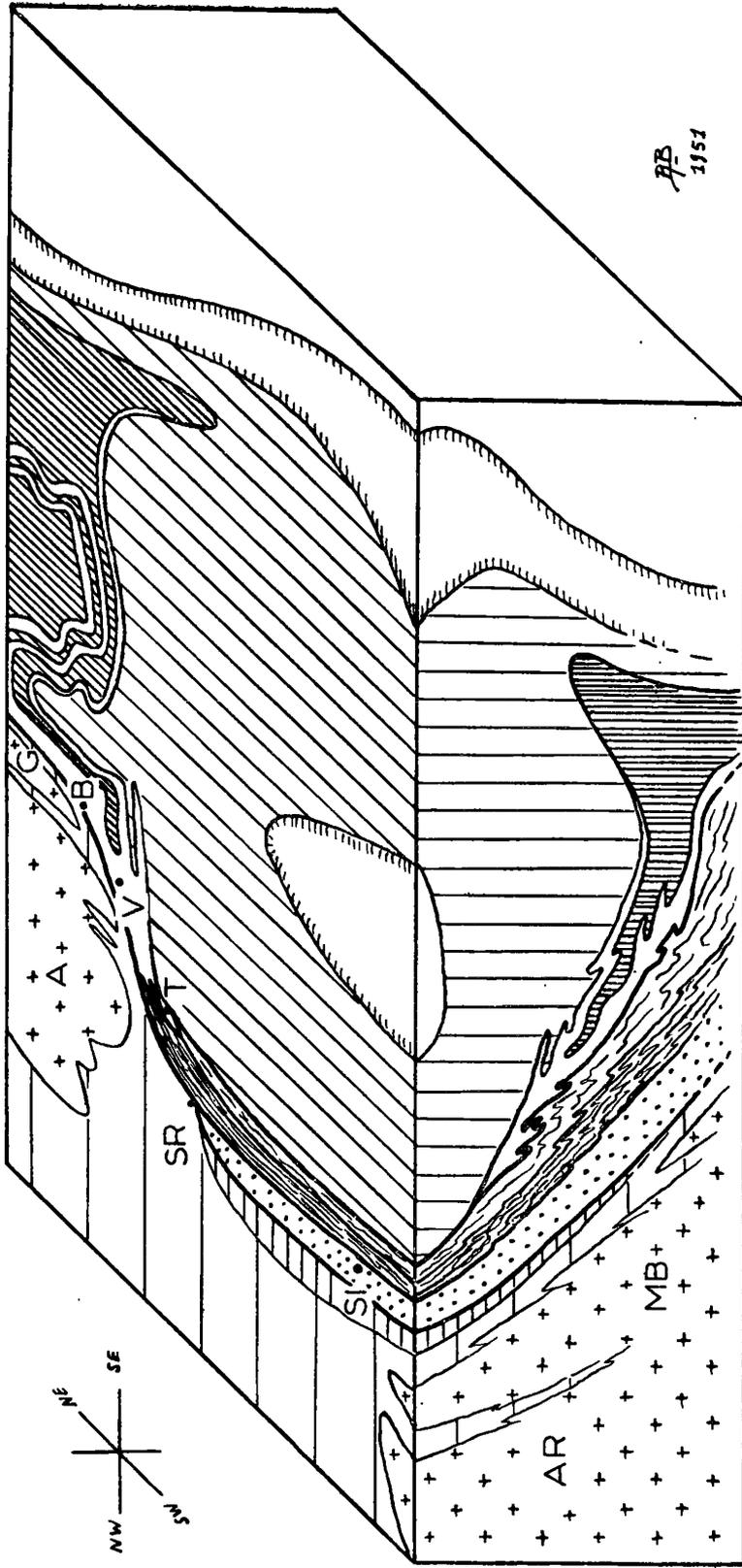
*En Suisse*, on sait qu'en général l'idée d'une nappe des schistes lustrés n'est pas admise bien qu'elle ait encore été récemment défendue par F. HERMANN [29 et 30]. Les schistes lustrés sont considérés, au contraire, comme la couverture normale et commune des noyaux cristallins des diverses grandes nappes de ces régions : nappes simplio-tessinoises, nappe du Grand-Saint-Bernard et du Mont-Rose ou des Mischabel, nappe de la Dent-Blanche.

Mais, à mon sens, l'un n'exclut pas l'autre. Les schistes lustrés peuvent très bien adhérer normalement à leur noyau aussi bien en Suisse que dans le Briançonnais et former, en Maurienne et Tarentaise, un feston d'extension restreinte que l'on pourrait désigner sous le nom de « *feston de Tignes* » car c'est peut-être dans cette région que le décollement en est le plus évident (fig. 4). Ce fait pourrait très bien être attribué, ainsi que le suggère F. ELLEN-

Fig. 5. — Stéréogramme schématique du tronçon de l'arc alpin compris entre les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar.

Ce stéréogramme, inspiré d'E. Argand, a été très simplifié dans les zones internes et, au contraire, modifié complètement pour les zones externes. On remarquera le laminage de toutes ces zones dans la région de Sierre et Viège où les nappes simplioniques sont en contact direct avec l'Helvétique.

A et G : massifs de l'Aar et du Saint Gothard; AR et MB : massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc; B : Brigue; V : Viège; T : Tourtemague; SR : Sierre; SI : Sion.



-  MASSIFS CRISTALLINS EXTÉS
-  Z. HELVETIQUE ET ULTRAHELVÉTIQUE
-  Z. SUBBRIANÇONNAISE (SION)
-  Z. BRIANÇONNAISE " (Z. HOUILLE, PENNE, PONTIS)
-  NAPPE SIMPLONIQUE (noyaux cristallins et schistes lustrés)
-  NAPPE DES MISCHABEL (GR SIBERNID, MËROSE)
-  NAPPE DE LA DENT-BLANCHE

BERGER [10], à la présence, dans ce secteur de la chaîne, d'un Keuper gypseux exceptionnellement développé et ayant facilité ce décollement de la couverture. Ce serait donc un cas classique de décollement au niveau des gypses triasiques comme dans la nappe du Pas-du-Roc [3].

Ceci nous amène donc à concevoir une « zone des schistes lustrés » primitivement unique et débitée ultérieurement en une série d'unités tectoniques distinctes dont les principales sont la nappe de la Dent-Blanche et celles du Mont-Rose et du Grand-Saint-Bernard (ou des Mischabel). Mais nous devons alors logiquement y rattacher les nappes simploniques également pourvues d'une couverture de schistes lustrés et en retrancher la partie externe de la zone du Grand-Saint-Bernard, c'est-à-dire la zone houillère pennine et probablement la zone des Pontis qui apparaissent comme les prolongements de notre Briançonnais, laminés avant d'atteindre le massif de l'Aar, comme la zone subbriançonnaise. Ceci implique, d'une part, le laminage en feston de ces unités externes : cela n'a rien d'étonnant puisqu'aussi bien il en est ainsi pour les diverses unités subbriançonnaises et pour le feston ultrahelvétique, laminé à ses deux extrémités en arrière du Mont-Blanc et de l'Aar-Gothard. Mais, d'autre part, il en résulte également que les nappes simploniques devraient s'enraciner entre la nappe des Mischabel et la zone pennique houillère : cette possibilité sera envisagée au chapitre suivant. On pourrait donc, en somme, comparer cette « zone des schistes lustrés » à la zone delphino-helvétique qui forme un même ensemble stratigraphique, mais débité, en Suisse, en un grand nombre de nappes. Or, ici encore, nous avons affaire à des « festons » : c'est au départ de plis français d'assez faible envergure, que se développent, en Suisse, les nappes helvétiques.

### C. DEUX PROBLEMES :

**La zone du Petit-Saint-Bernard et les nappes simploniques.**

Ces deux problèmes, en apparence étrangers l'un à l'autre, sont cependant liés car ils se posent tous deux à propos d'unités formées de schistes lustrés.

#### a) La zone du Petit-Saint-Bernard.

J'ai indiqué plus haut les raisons pour lesquelles H. SCHOELLER avait été amené à créer cette unité indépendante (p. 7). J'ai montré aussi qu'elle forme un feston, amygdalaire à l'affleurement, et à

cheval sur la frontière franco-italienne au Nord du Col du Petit-Saint-Bernard (p. 18).

Ainsi que je l'ai déjà rappelé, cette idée fut également partagée par F. HERMANN [26] et P. TERMIER [49]. Mais alors que F. HERMANN et H. SCHOELLER (45) y voyaient un équivalent des nappes simploniques, P. TERMIER, par comparaison avec le Mont-Jovet, rattache cette unité à la nappe des schistes lustrés. F. HERMANN admet actuellement, au contraire, qu'il s'agit d'un lambeau de la nappe de la Dent-Blanche [29].

Au Nord-Est, elle chevauche partout et directement la nappe des Brèches de Tarentaise, puisqu'ici Subbriançonnais interne et médian ont déjà été laminés et n'apparaissent plus en surface. Au Sud, elle est partout chevauchée directement par la zone briançonnaise externe, à Houiller non métamorphique et productif.

Elle apparaît donc à la place du Subbriançonnais interne, mais ce remplacement est trop rapide pour qu'on puisse penser à un changement de faciès. Nous savons d'autre part que s'il n'y a pas de racines apparentes, c'est parce que ce Subbriançonnais a coulé jusqu'aux Préalpes qui se prolongent au droit de l'Aar-Gothard et qu'il doit donc en rester des racines profondes jusqu'en Valais, mais n'apparaissant pas à l'affleurement.

La seule explication plausible est donc celle qui avait été admise par P. TERMIER, et qui consiste à considérer cette zone du Petit-Saint-Bernard comme un lambeau avancé de sa « nappe des schistes lustrés » repincé ultérieurement (fig. 4). C'est du reste celle que j'avais antérieurement déjà considérée comme la plus vraisemblable et figurée sur mon schéma général ([3], pl. VII). Or il se trouve que nous sommes précisément ici au droit de ce « feston de Tignes » où le décollement des schistes lustrés est manifeste et a pu être comparé au déferlement de la masse du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais par L. MORET [37] et, plus récemment, par F. ELLENBERGER [13]. Cette comparaison peut même être poussée plus loin car nous savons qu'au Nord-Est de Gap, à la base du massif de Piolit, un lambeau de Flysch à Helminthoïdes a été pris sous la masse du Subbriançonnais qu'il avait devancée. La zone du Petit-Saint-Bernard, pincée sous l'avancée de la zone briançonnaise qu'elle avait devancée, occupe donc une position tout à fait comparable à ce lambeau de Flysch à Helminthoïdes décrit par M. GIGNOUX et L. MORET ([23], pl. V). La seule différence est le redressement ultérieur de l'ensemble en Tarentaise au moment de la surrection tardive des massifs cristallins externes ([3], p. 252).

Mais, de plus, le Mont-Jovet, formé aussi de schistes lustrés et de roches vertes, repose d'une façon tout à fait anormale sur la zone

briançonnaise externe, caractérisée, comme nous l'avons vu plus haut, par son Houiller et son Permien non métamorphiques et sa couverture mésozoïque n'ayant jamais le faciès « schistes lustrés ». Cette montagne constitue donc un témoin évident de l'avancée, dès ce secteur, de la « nappe » des schistes lustrés.

Enfin, ajoutons que des lambeaux intermédiaires de schistes lustrés pincés dans la couverture mésozoïque de la Vanoise peuvent s'observer en divers points. Le plus important est le faux synclinal (ou synclinal de nappe) qui passe au Col du Palet et forme la Pointe-de-Chardonnet à l'Ouest du lac de Tignes.

Cette unité se rattache donc, par ses schistes lustrés et ses roches vertes, à la grande zone des schistes lustrés et, dans cette région de Tarentaise où ceux-ci sont manifestement décollés, rien ne s'oppose, du point de vue tectonique, à cette interprétation de lambeau avancé et repincé.

#### *b) Les nappes simploniques.*

Ces nappes sont également composées de noyaux cristallins à manteau de schistes lustrés et roches vertes. A l'affleurement, elles débutent au Sud de Sierre, c'est-à-dire au point même où se termine la zone subbriançonnaise de Sion. Or si ces deux unités se relaient à l'affleurement, il n'y a aucune analogie entre leurs séries stratigraphiques. Et si les schistes de la zone de Sion sont devenus plus ou moins métamorphiques, c'est un métamorphisme qui est bien loin d'être comparable à celui des schistes lustrés de Viège qui sont, de plus, accompagnés de roches vertes inconnues dans la zone de Sion. Il n'y a donc aucun doute que *ces deux unités sont différentes et ne peuvent être le prolongement l'une de l'autre avec variation de faciès*. Il faut donc rechercher une autre explication.

Celle-ci ne peut être trouvée que dans le secteur très restreint de Sierre, où ces nappes disparaissent brusquement. Car vers l'Est, la surélévation axiale générale et l'érosion qui les a dégagées permettent de les étudier facilement : elles sont là, manifestement, au-dessous de la masse principale de la nappe du Grand-Saint-Bernard (ou des Mischabel).

Or cette région vient de faire l'objet d'une étude détaillée de R. JÆCKLI qui en a donné une carte au 1/75.000<sup>e</sup> et des coupes au 1/20.000<sup>e</sup>, et dans lequel on trouvera une abondante bibliographie [31].

La nappe des Mischabel ne forme pas un seul bloc, mais se divise, dans sa « zone frontale », en trois sous-unités tectoniques : la supérieure, seulement séparée de la nappe de la Dent-Blanche par un coussinet de pennique supérieur (Ober-und-Hochpenninikum),

la moyenne, dont la base est constituée par la lame des quartzites de Saint-Nicolas et enfin l'inférieure (ou basale) groupant les deux zones de Chippis et des Pontis (fig. 6).

Il y a donc là trois unités tectoniques qui peuvent, dans une certaine mesure, être disjointes. Rien ne prouve que l'on n'a pas ici les mêmes phénomènes de laminage qu'en Tarentaise et qu'il n'y a pas eu entre certaines de ces unités des racines laminées et invisibles actuellement à l'affleurement.

Or nous avons vu, plus haut, qu'il est logique de voir dans cette unité basale le prolongement laminé de notre zone briançonnaise chevauchée par la masse des Mischabel à Cristallin de type « schistes de Casanna » et couverture de schistes lustrés. Mais, dans la région de Tourtemagne (Turtmann), on voit s'intercaler entre des replis de Trias et de Houiller non métamorphique des lames de schistes lustrés. Mais ceux-ci sont le prolongement occidental de la couverture des nappes simploniques et n'appartiennent pas à la « zone basale » : il y a là deux unités tectoniques différentes qui se sont chevauchées puis ont été ultérieurement plissées ensemble. C'est ce qu'admet l'auteur : « Doch auch die Bündnerschiefer im Hangenden dieser Schuppe gehören-wie ihr Ophiolithgehalt zeigt-primär nicht an die Mischabelstirn; sie sind tiefpenninisch » — ([31], p. 86).

R. JÆCKLI admet donc bien l'indépendance de ces deux unités replissées ensemble mais il conserve l'opinion classique qui veut que les nappes du Simplon soient du pennique profond, inférieur à l'ensemble des Mischabel. Il en résulte que ces replis de schistes lustrés sont alors des « plis en retour » d'une unité inférieure dans une unité supérieure. Ceci paraît mécaniquement bien invraisemblable surtout dans une zone de laminage aussi intense (fig. 6, 2).

Les alluvions du Rhône masquent malheureusement les terminaisons réelles de ces zones. Mais ne serait-ce que du point de vue mécanique, il nous semblerait beaucoup plus logique d'admettre que ces schistes lustrés appartiennent à une unité supérieure à cette zone basale, qui s'est avancée sur elle et a été ultérieurement replissée avec elle. Ceci serait beaucoup plus normal et identique à ce que nous avons vu pour la zone du Petit-Saint-Bernard et pour la Pointe-de-Chardonnet où le fait est indéniable.

Les nappes simploniques s'enracineraient donc entre les deux unités inférieures de R. JÆCKLI : la zone basale, sans schistes lustrés (zone houillère pennine correspondant à la fin de notre Briançonnais) et la zone moyenne se rattachant déjà à la « zone des schistes lustrés ». Les nappes simploniques seraient alors un vaste *repli inférieur de cette zone à schistes lustrés, mais supérieur à la*

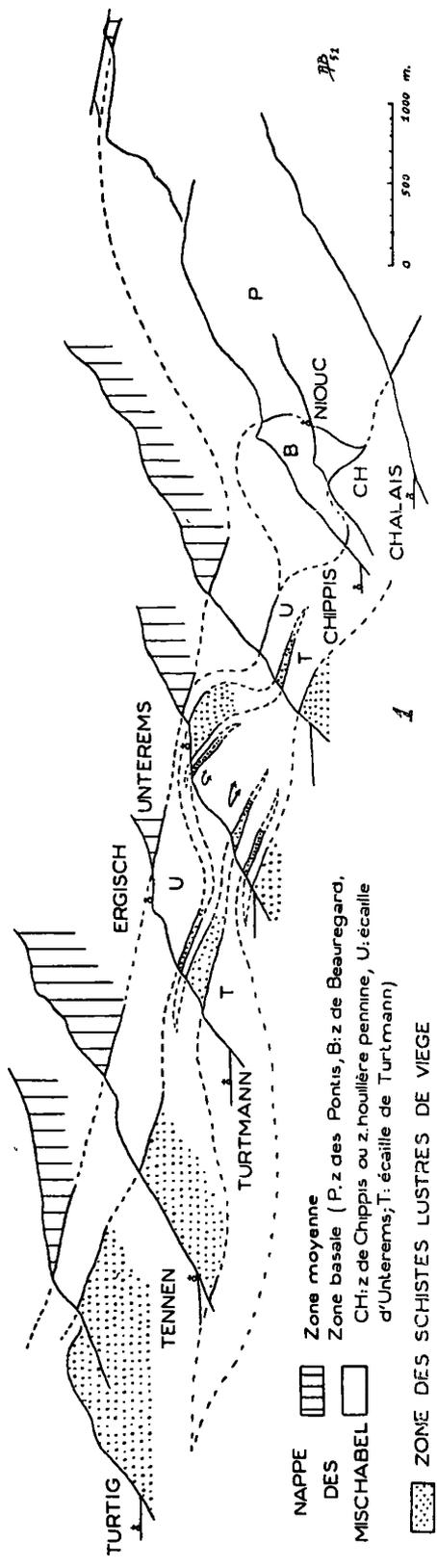
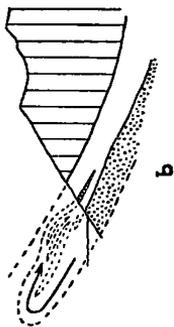
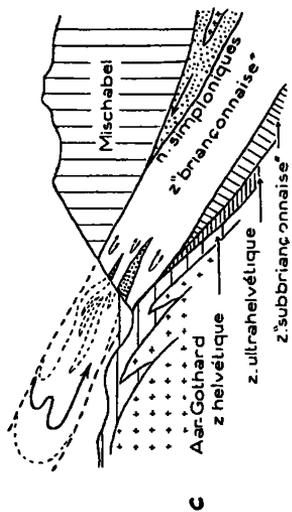
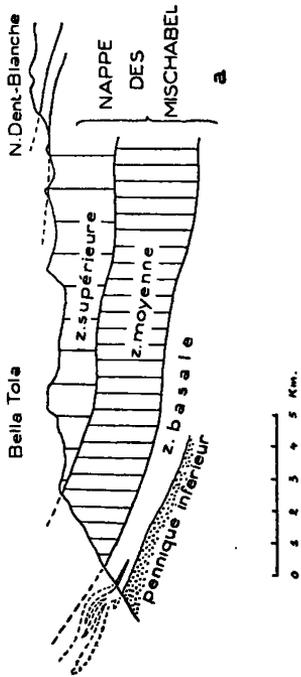


Fig. 6. — Coupes dans la rive gauche de la vallée du Rhône au niveau de Sierre (Valais).

1. Coupes sériées d'après R. JÄCKLI (Bibl. [31]).

Ces coupes, simplifiées, montrent l'intrication des lames de schistes lustrés A roches vertes de Viège (nappes simplifiées) entre les écailles de la « zone basale » de la nappe des Mischabel.



2

## 2. Coupe d'ensemble de la région d'après R. Jäckli.

Dans l'opinion classique adoptée par R. Jäckli les schistes lustrés constituent du « pennique inférieur » s'étendant longuement sous la nappe des Mischabel (a) ; ceci suppose que les intrusions apparaissant en 1, seraient dues à une sorte de « pli en retour » (b). Il nous paraît au contraire plus logique mécaniquement, de faire venir les schistes lustrés d'au-dessus, par un encauchement analogue à celui de la zone du Petit-Saint-Betaud en France (c) : la « zone basale » de R. Jäckli, ou « zone houillère pennine » devient alors l'équivalent de notre « zone brianconnaise ». La coupe a été complétée, schématiquement, sur la gauche jusqu'à l'Helvétique (Cristallin de l'Aar-Gothard).

On remarque sur ces coupes l'opposition entre l'écaillage et les intrusions de la zone inférieure et l'allure beaucoup plus massive et continue, en « traineau éraseur » de la nappe des Mischabel. Ceci rend vraisemblable l'hypothèse émise : écoulement des schistes lustrés des nappes simploniques sur la zone « brianconnaise », écaillage et intrusions de ces deux zones prises entre le Cristallin de l'Aar et la masse de la nappe des Mischabel, laminage des racines des schistes lustrés, sous le poids de ce « traineau ».

*zone houillère pennine prolongeant notre Briançonnais.* Les grandes lignes que nous avons pu suivre jusqu'ici se trouveraient donc respectées et tous les faits liés en un ensemble cohérent.

A cette interprétation on peut objecter qu'à l'Ouest d'Unterems on n'observe plus de « racine » de schistes lustrés entre les deux unités inférieures des Mischabel. Mais ceci ne nous paraît pas une impossibilité. Tout d'abord parce que dans toute cette région entre Viège et Chippis, seule la couverture de schistes lustrés est engagée dans ces replis bien que les noyaux cristallins soient très effilés vers l'Est. Il n'est donc pas très étonnant qu'elle se lamine complètement vers l'Ouest, même sans laisser de traces, puisque nous avons vu que ce cas est fréquent, notamment dans notre zone sub-briançonnaise. D'autre part, si l'on prolonge vers l'Ouest la direction axiale des noyaux cristallins simploniques affleurant au Sud-Est de Viège, on voit qu'ils doivent nécessairement rester très en arrière et s'enfoncer rapidement en profondeur comme E. ARGAND l'a du reste admis dans ses schémas (voir aussi les coupes accompagnant la carte au 1/200.000°).

Enfin, et pour reprendre un terme argandien, nous pouvons considérer, schématiquement, l'ensemble des nappes simploniques et des Mischabel comme un même « solide » fractionné en plusieurs replis. Il devient alors clair que si les replis inférieurs (nappes simploniques) se développent beaucoup vers l'Est, ce doit être, au moins en partie, parce qu'en même temps la nappe des Mischabel (s. l., prolongée par celles de Tambo et Surretta) s'amincit pour finalement disparaître sous les Alpes orientales. On peut alors admettre que, par un certain équilibre des masses, l'inverse doit se produire vers l'Ouest où les replis supérieurs des Mischabel se développant, les replis simploniques inférieurs doivent s'amenuiser d'autant et probablement disparaître au bout d'un certain temps.

#### D. CONCLUSIONS

En suivant, pas à pas, les diverses unités penniques de France en Italie et en Suisse on arrive donc aux conclusions suivantes (pl. I) :

a) *La zone subbriançonnaise* n'est plus représentée, à la frontière italienne, que par la zone la plus externe, la nappe des Brèches de Tarentaise. C'est celle-ci qui va constituer la zone de Courmayeur en Italie, celle du Val Ferret et de Sion en Suisse. Elle disparaît, à son tour, à Sierre avant d'atteindre le massif de l'Aar.

b) *La zone briançonnaise* se lamine beaucoup et se prolonge par la zone houillère pennine qui disparaît également dans la région de Sierre.

c) *La zone des schistes lustrés française* devient alors le prolongement de la nappe du Grand-Saint-Bernard (ou des Mischabel) en en retranchant cette « zone houillère pennine ».

d) *La zone du Petit-Saint-Bernard et le Mont-Jovet* doivent être rattachés à la « zone des schistes lustrés » qui, au moins en Tarentaise, forme bien une nappe chevauchant la zone briançonnaise (Mont-Jovet) et replissée avec elle (Petit-Saint-Bernard, Pointe-de-Chardonnet).

e) *Les nappes simploniques*, dans la solution envisagée, se rattacheraient à la grande « zone des schistes lustrés » dont elles formeraient des replis inférieurs bien développés à l'Est, laminés en surface à l'Ouest et s'enracinant entre la « zone pennine houillère » et la masse principale de la nappe du Grand-Saint-Bernard (ou des Mischabel).

f) Toutes ces unités revêtent, à l'affleurement, l'allure de « *festons* », laminés à leurs extrémités. Les plus externes disparaissent progressivement et successivement vers le Nord-Est : Subbriançonnais interne et médian en France déjà, Subbriançonnais et Briançonnais externes en Suisse. Mais c'est à l'approche du « môle » cristallin de l'Aar-Gothard que leur est donné le coup de grâce, car entre la couverture helvétique et les schistes lustrés des nappes simploniques qui les chevauchent directement, manquent ici : la zone ultrahelvétique, la zone subbriançonnaise et la zone briançonnaise, soit écoulées vers les Préalpes, soit englouties en profondeur.

Signalons une note toute récente de F. HERRMANN, parue après la rédaction de ce travail, étudiant les mêmes problèmes [29]. Comme moi-même, l'auteur admet que « la nappe du Briançonnais et ses parties valaisannes » sont indépendantes ainsi que la zone du Petit-Saint-Bernard (qu'il rattache à la nappe de la Dent-Blanche à cause des gneiss de Pointe Rousse, rappelant ceux du Mont-Emilius et du lambeau intermédiaire de la Becca de Toss). Par contre, dans la nappe du Grand-Saint-Bernard, cet auteur rattache à une même sous-unité le Combin et la Vanoise-Mont-Pourri, ce qui n'est pas logique si l'on admet la liaison des schistes lustrés à leur substratum et c'est pourquoi j'ai proposé une solution différente. Mais l'auteur, lui, admet une nappe générale des schistes lustrés et il revient encore sur cette idée dans sa toute dernière

note [30]. Enfin les nappes du Simplon sont considérées comme partie inférieure de la nappe du Grand-Saint-Bernard, mais sans autre explication.

g) *Le chevauchement pennique frontal* passe en Suisse, entre l'Ultrasubalpique et la zone de Sion. Celle-ci étant le prolongement de notre Subbriançonnais, celui-ci doit être englobé dans le domaine pennique. Le chevauchement pennique frontal marque donc bien, en France, la limite entre le pays des nappes débutant avec la zone subbriançonnaise et la zone dauphinoise autochtone à laquelle se rattachent les écailles parautochtones ultrasubalpicoises.

Ajoutons que ces idées nouvelles auront des répercussions sur le problème de l'enracinement des masses charriées, klippes de Savoie, en particulier. Il ressort en effet de cette note que l'Ultrasubalpique est externe par rapport à la zone Brèches de Tarentaise-Sion, alors que la nappe du Pas-du-Roc est en arrière. Si les klippes de Savoie sont à rapporter à l'Ultrasubalpique comme le pense M. LUGEON [33], elles ne peuvent donc pas s'enraciner dans la nappe du Pas-du-Roc. Mais il y a là un problème très vaste, en dehors de notre sujet présent et qui fera l'objet d'une étude ultérieure.

---

## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

---

1. ARGAND (E.). — Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. (*Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. série, 31<sup>e</sup> livraison, 1911.)
2. — Les grands plis couchés des Alpes pennines (*Ibid.*, 27<sup>e</sup> livr., 1911).
3. BARBIER (R.). — Les zones ultrasubalpicoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Carte géol. Fr.*, 1948).
4. — De l'importance du matériel stratigraphique dans la détermination du style tectonique des nappes alpines (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 123, 1946).
5. — Sur la découverte de fossiles aux « Pyramides calcaires » (Haut Val d'Aoste) et aux étroits du Saix (Tarentaise) et sur ses conséquences (*C. R. Ac. Sc.*, t. 332, p. 748, 1951).
6. BOUSSAC (J.). — Sur la constitution géologique de la Haute-Tarentaise (*C. R. Ac. Sc.*, t. 157, p. 658, 1913).
7. COLLET (L. W.). — The Structure of the Alps (London, Ed. Arnold & Co., 1927).

8. DAL PIAZ (Gta). — Nuova scaglia di Trias e pieghe trasversali dei calcascisti nella gola della Dora di Verney presso Chapontaille (Alta Valle d'Aosta) (*Ann. Hébert et Haug*, t. 7, Paris, 1949).
9. ELLENBERGER (F.). — Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise (*Bull. Carte géol. Fr.*, t. XLVII, p. 83, 1949).
10. — Sur les gypses de la Vanoise (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 266, 1950).
11. — Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (Coupes de la Grande-Eau et de St-Triphon) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 231, p. 1326, 1950).
12. — Sur la succession et le style des phases tectoniques dans la Vanoise (zone du Briançonnais entre Arc et Isère) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 231, p. 1524, 1950).
13. — Le Crétacé supérieur briançonnais au Nord de l'Arc et la nappe des schistes lustrés (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 10, 1951).
14. FRANCHI (S.). — Sull'Eta mesozoica della zona delle pietre verdi nella Alpi Occidentali (*Boll. d. R. Com. geol. Italia*, vol. 9, fasc. 3 et 4, 1898).
15. — Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del Piccolo San Bernardo (*Ibid.*, vol. 10, p. 305, 1899).
16. — Relazione biennale dell'Ispettore-Capo del R. Com. geol. (*Ibid.*, 4<sup>e</sup> s., vol. 2, parte uffle, p. 35, 1901).
17. — Excursioni in Valle d'Aosta (*Boll. Soc. geol. Ital.*, t. 26, p. CLVII, 1907).
18. — Carta geologica al 100.000°, F. 27, Monte Bianco (*Istit. geogr. De Agostini*, Novara, 1912).
19. — Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. XLVI, fasc. 2, p. 201, 1927).
- 19 bis — Sul confine franco-italiano tra il colle del Piccolo S. Bernardo ed il Colle della Seigne, a sud del Monta Bianco (*Rendic. R. Ac. Naz. dei Lincei*, vol. X, fasc. 12, 1929).
20. FRANCHI (S.) et STELLA (A.). — I Giacimenti di antracite delle Alpi occidentali italiane (*Mem. Carta Geol. Italia*, vol. 12, p. 24, 1903).
21. GIGNOUX (M.). Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 15, p. 98, 1929).
22. — Sur la question des brèches de Tarentaise (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 209, 1913).
23. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Description géologique du bassin supérieur de la Durance (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 21, 1938).
24. — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Alpes méridionales du 10 au 17 septembre 1938 (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 247, 1938).
25. HEIM (A.). — Geologie der Schweiz, Band II, Die Schweitzer Alpen. (*C. H. R. Herm. Tauchnitz*, Leipzig, 1922).
26. HERMANN (F.). — Les écaillés de gneiss de la Pointe rousse de Verney aux environs du Petit-Saint-Bernard (*Ecl. géol. Helv.*, t. 21, n° 1, p. 72, 1928).
27. — Carta geologica delle Alpi Nord Occidentali al 1/200.000° (*Uff. Cart. Milano*, 1937).
28. — La gerbe d'éclats tectoniques des Mischabel (Valais) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 232, p. 642, 1951).

29. — La structure clastique dans les Alpes Occidentales (*Ibid.*, p. 859, 1951).
  30. — Ecoulement et serrage final des Alpes Occidentales (*Ibid.*, p. 1307, 1951).
  31. JÆCKLI (R.). — Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis) (*Ecl. geol. Helv.*, vol. 43, n° 1, 1950).
  32. LUGEON (M.). — Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (*Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. série, 60° livr., fasc. 3, 1918).
  33. — A propos de la note de M. R. Barbier sur le problème de l'enracinement des Klippes de Savoie (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. 16, p. 485, 1946).
  34. LEMOINE (M.). — Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon (*C. R. Ac. Sc.*, t. 332, p. 86, 1951).
  35. MORET (L.). — Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 200.000<sup>e</sup> (Lib. Dardel, Chambéry, 1928).
  36. — Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 1928).
  37. — La bordure occidentale des schistes lustrés entre Ceillac et Saint-Véran (Hautes-Alpes) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 215, p. 165, 1941).
  38. — Un problème de la Vanoise (Savoie) : le charriage de la Vanoise septentrionale (Mont-Pourri, Bellecôte, Grand Bec) et ses conséquences (*C. R. Ac. Sc.*, t. 225, p. 948, 1947).
  39. — Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 1950).
  40. NABHOLZ (W.). — Gryphaenfunde in den Schistes lustrés — Serien Bündens und des Wallis (*Ecl. geol. Helv.*, vol. 36, 1943).
  41. RAGUIN (E.). — Découverte d'une Faune de Foraminifères très probablement crétacés dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon du Pâquier, près de la Grande-Motte (Savoie) (*C. R. Ac. Sc.*, 16 nov. 1925).
  42. ROCH (E.). — Etudes stratigraphiques et tectoniques des environs de Moûtiers (Savoie) (*Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 29, p. 181, 1926).
  43. SANDBERG (C. G. S.). — Etudes géologiques sur le Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais) (Thèse, Paris, 1905).
  44. SCHNEEGANS (D.). — La Géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. Carte géol. Fr.*, 1948).
  45. SCHOELLER (H.). — La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse (*Bull. Carte géol. Fr.*, t. 27, p. 77, 1927).
  46. — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*Bull. Carte géol. Fr.*, t. 33, 1929).
  47. — Sur la présence de Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise au Nord de l'Isère (*C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 123, 1947).
  48. STELLA (A.). Sezioni geologiche attraverso l'Alta Valle di Aosta (*R. Uff. geol.*, Roma, 1927).
  49. TERMIER (P.). — Le pays des nappes des Alpes françaises (*C. R. Ac. Sc.*, p. 113, 1928).
  50. Carte géologique de la Suisse au 1/200.000<sup>e</sup>, feuilles n° 5 (Genève-Lausanne) et n° 6 (Sion), 1937 et 1948.
-