

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

(SUISSE)

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin N° 14

Emile ARGAND. — L'exploration géologique des Alpes Pennines
Centrales.



LAUSANNE
IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

—
1909

Tiré du *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles.*
Vol. XLV, n^o 166.

L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

DES

ALPES PENNINES CENTRALES

PAR

Emile ARGAND

NOTE PRÉLIMINAIRE

publiée avec l'autorisation de la Commission géologique suisse.

La « Carte géologique ¹ du massif de la Dent Blanche », qui vient d'être publiée (1908), par la Commission géologique suisse, est le fruit des recherches détaillées que j'ai entreprises dans la chaîne Pennine centrale. Ces recherches s'appuient sur la base solide fournie par les travaux de H. Gerlach ². Mes premières reconnaissances dans le massif de la Dent Blanche remontent à 1902 et ont été poursuivies au cours des deux années suivantes. Quant au levé détaillé, j'y ai consacré, de 1905 à 1907, 305 jours de travail effectif ³.

¹ Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, nouv. série., XXIII, carte spéciale n° 52.

² H. Gerlach. *Die Penninischen Alpen*. N. Denkschr. schweizer. naturf. Ges. XXIII, 1869, avec carte au 1 : 200 000 et profils.

Das südwestliche Wallis. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, IX, 1871.

Die Penninischen Alpen. Réimpression du mémoire de 1869, dans Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XXVII, 1883, avec notice biographique sur H. Gerlach.

Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000, feuilles XVII, XVIII, XXII et XXIII.

³ De 1902 à 1907, j'ai en outre parcouru, dans un but de comparaison, une portion étendue des Alpes piémontaises (environ 150 jours de courses). La campagne de 1908 a été consacrée à l'extension des levés détaillés en Valais. Mes recherches s'appuient donc actuellement sur plus de 500 jours de travail effectif sur le terrain. Le nombre des échantillons recueillis dépasse 2000, et j'ai examiné plusieurs centaines de coupes minces.

En attendant l'achèvement d'un mémoire descriptif détaillé, actuellement en préparation, je désire communiquer, à titre préliminaire, quelques-uns des résultats obtenus.

LE MASSIF DE LA DENT BLANCHE COMME UNITÉ TECTONIQUE.

Le massif prétriasique de la Dent Blanche se comporte comme un lambeau de recouvrement reposant sur les terrains mésozoïques. Ce résultat, exprimé pour la première fois en 1905 par MM. Lugeon et Argand ¹, est entièrement confirmé par l'exploration détaillée des territoires.

Entre le lambeau de recouvrement et son substratum mésozoïque, il n'existe pas de vraie surface de charriage continue avec contact brusque de terrains d'âge différent. Ce qu'on observe dans la nature, c'est une zone de passage graduel, épaisse le plus souvent de quelques dizaines de mètres, mais pouvant atteindre localement un plus grand développement vertical. A l'intérieur de cette zone, le passage entre la série mésozoïque et la masse de recouvrement à lieu soit par intercalations répétées, soit par transitions lithologiques, soit par combinaison de ces deux modes de passage.

L'hypothèse de M. C. Schmidt, suivant laquelle le massif de la Dent Blanche ne ferait pas partie de la « zone du Piémont », mais s'y comporterait comme une masse étrangère ², est directement contredite par les faits. Il y a bien-

¹ Lugeon et Argand. *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sc. 15 mai 1905.

² « ...Während wir am Simplon aufgepresste und nordwärts übergeschobene Gneisse finden, die der « Zone von Piémont » selbst angehören, ist die Dent Blanchedecke tatsächlich eine dieser Zone fremdartige, ihr aufliegende, von Süden her importierte Decke, sie ist die einzige wahre « Nappe », die wir im Wallis kennen ». C. Schmidt. *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. *Eclogae geol. helv.* IX, p. 555. Sans doute, la nappe de la Dent Blanche provient du Sud-Est, comme nous l'avons montré en 1905. Mais cela n'implique nullement pour conséquence que la nappe appartienne à une zone tectonique plus interne que la « zone du Piémont ».

tôt quarante ans que les passages graduels dont il s'agit ont été signalés par Gerlach¹, et mes observations confirment les siennes. L'absence de limite tranchée entre les terrains mésozoïques et le grand pli couché surincombant montre que celui-ci fait encore partie de la zone du Piémont. Bien que la mise en place du pli couché soit le résultat d'une déformation dont la composante horizontale dépasse 50 kilomètres, on ne peut considérer la Dent Blanche comme une masse « exotique »² au sens ordinaire. Il s'agit seulement d'un pli couché complexe, atteignant de très grandes dimensions, à l'intérieur même de la zone du Piémont.

Je suis conduit au même résultat par l'étude des restes de la couverture mésozoïque du pli couché de la Dent Blanche. Si celui-ci provenait d'une région alpine plus méridionale que la zone du Piémont, on devrait s'attendre à rencontrer, dans la couverture mésozoïque, des facies marquant au moins une analogie avec les terrains synchrones du pied sud des Alpes.

Les derniers vestiges de l'ancienne couverture secondaire de la nappe se trouvent au Mont Dolin (Val d'Arolla, rive gauche). Entre le Trias du Mont Dolin et les terrains synchrones de la zone du Piémont, il n'y a pas de différences stratigraphiques ou lithologiques importantes. Ce sont les mêmes quartzites³ du Trias inférieur, surmontés par des marbres dolomitiques et des cornienles. Au-dessus vient l'ensemble que j'ai distingué sous le nom de « groupe du Dolin ». Cette formation, très probablement déjà en partie jurassique, est constituée par des calcaires tabulaires cris-

¹ H. Gerlach. *Das südwestliche Wallis*, 1871, p. 131, 133, 172.

² C. Schmidt, loc. cit. p. 580.

³ Localement, ces quartzites présentent des variétés relativement peu métamorphiques, dans lesquelles on reconnaît encore de gros grains de quartz détritique, nageant au milieu d'une mosaïque cristalloblastique plus fine, de deuxième génération.

tallins, des calcaires schisteux sombres, des brèches à éléments triasiques, des calcschistes luisants, associés à des quartzites sériciteux et chloriteux en innombrables alternances stratigraphiques. Tous ces types lithologiques se retrouvent dans le substratum mésozoïque du massif de la Dent Blanche. La seule différence porte sur le mode de groupement. Celui-ci est caractérisé, au Dolin, par une prédominance décidée des calcaires tabulaires, des brèches et des quartzites sur les calcschistes, et rappelle tout à fait les associations analogues que j'ai constatées à plusieurs reprises dans la zone dite des « schistes lustrés » de Sion et de la rive droite du Val Ferret.

En tout cas, ces formations n'ont aucune analogie avec le Jurassique inférieur des Alpes de Lombardie et portent bien décidément le caractère de la zone du Piémont. Ces faits sont peu compatibles avec l'hypothèse de M. C. Schmidt, suivant laquelle la racine de la nappe de la Dent Blanche, loin d'appartenir à la zone du Piémont, se trouverait plus au sud, dans la « zone d'Ivrée¹ ».

La zone restreinte dans laquelle s'accomplit le passage vertical entre la série mésozoïque et la masse de recouvrement peut être comparée au flanc renversé d'un grand pli couché. La réduction tectonique s'y manifeste, sur certains points, avec une intensité considérable. Au pied Est des Jumeaux de Valtournanche (Alpe des Cors), la « série d'Arolla » est réduite à quelques dizaines de mètres, tandis que son

¹ C. Schmidt, loc. cit. p. 521. L'absence de limite tranchée sous la nappe de la Dent Blanche empêche également de considérer cette unité tectonique comme un équivalent occidental des nappes austro-alpines. Dans la superposition des plis-nappes, la Dent Blanche appartient à un niveau tectonique moins élevé. Je continue à y voir un équivalent du pli couché de la Suretta, comme je l'ai déjà proposé en 1906 (C. R. Acad. Sc. 12 mars 1906), interprétation qui a pour elle, outre l'argumentation géométrique, de remarquables analogies de facies déjà relevées par M. Schardt. (*Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. sc. phys. et nat. Genève, XXIII, 1907).

épaisseur normale, estimée dans la chaîne des Grandes Dents (Aiguille de la Za-Perroc-Veisivi), atteint plusieurs kilomètres. La réduction tectonique dans le flanc renversé peut amener tout le complexe à moins de $\frac{1}{100}$ de son épaisseur primitive.

Malgré le mouvement différentiel extrêmement intense que ces chiffres mettent en évidence, la nappe de la Dent Blanche ne paraît pas avoir été entièrement décollée de son substratum mésozoïque. Elle en est restée solidaire. La zone de passage entre les deux formations n'a pas été partout détruite, mais seulement déformée et considérablement amincie. Il faut donc admettre qu'une partie des terrains du substratum, celle qui est restée au voisinage immédiat de la masse recouvrante, formait autrefois la couverture mésozoïque normale de celle-ci.

LA ZONE MÉSOZOÏQUE DU GRAND COMBIN, SUBSTRATUM DE LA NAPPE DE LA DENT BLANCHE.

Le massif du Grand Combin, qui porte le plus haut sommet mésozoïque des Alpes (4317 m.), appartient à une longue et importante zone tectonique, entièrement constituée par des terrains secondaires. Cette zone repose sur les formations primaires de la nappe du Grand St-Bernard et sert de substratum au noyau prétriasique de la nappe de la Dent Blanche. Elle affleure, sous forme d'une bande continue le long du bord nord-occidental, ou antérieur, du massif de la Dent Blanche, à travers les vallées de Turtmann, de Zinal, de Moiry, d'Hérens, d'Hérémenche, de Bagnes et d'Ollomont. Dans tout ce qui suit, je l'appellerai zone mésozoïque du Grand Combin, ou plus simplement *Zone du Combin*.

Au point de vue structural, il résulte de mes recherches que la zone du Combin est formée de trois groupes qui se succèdent de bas en haut et jouent chacun un rôle tecto-

nique différent. Au point de vue stratigraphique, ces groupes restent comparables entre eux, mais présentent néanmoins d'intéressantes différences.

Ce sont :

1° Un groupe inférieur, ou couverture secondaire normale de la nappe du Grand St-Bernard ;

2° Un groupe moyen, entièrement formé de plis couchés venus du Sud-Est ;

3° Un groupe supérieur, qui comprend le flanc renversé mésozoïque de la nappe de la Dent Blanche, et supporte sans limite tranchée le noyau prétriasique de ce grand pli couché.

La couverture secondaire de la nappe du Grand St-Bernard est constituée de bas en haut par les quartzites du Trias inférieur, le Trias calcaire et les schistes lustrés.

Dans la règle, les quartzites du Trias inférieur s'appuient *sans limite tranchée* sur la partie haute des « schistes de Casanna », souvent constituée par des micaschistes et quartzites sériciteux à foliation très marquée, alternant çà et là avec des masses lenticulaires de prasinites amphiboliques.

Considérés en gros, les quartzites du Trias inférieur semblent former un niveau remarquablement continu, et on peut les suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres, dans le sens perpendiculaire à la chaîne. Mais une étude approfondie sur le terrain montre que l'idée de cette continuité doit être acceptée seulement comme première approximation. La réalité est beaucoup plus complexe. Non seulement les quartzites compacts du Trias inférieur passent verticalement à la partie haute des schistes de Casanna ; ils y passent aussi latéralement.

Dans la partie Nord du massif, et notamment dans la vallée de Turtmann, j'ai observé sur de nombreux points

le contact *stratigraphique* direct de la partie haute des schistes de Casanna, constituée par les types lithologiques énumérés plus haut, avec le Trias calcaire. En certains endroits, le contact se fait par juxtaposition intime, de caractère non mécanique ; sur d'autres points, on observe de vraies alternances stratigraphiques. Dans beaucoup de ces contacts, l'absence des quartzites francs du type triasique inférieur est d'autant plus frappante que ces mêmes quartzites sont fort développés dans des régions très voisines, et y occupent leur position habituelle entre les schistes de Casanna et le Trias calcaire.

Sur les points où j'ai observé le contact *stratigraphique* direct de ces deux dernières formations, il est naturellement impossible d'expliquer l'absence des quartzites compacts du Trias inférieur par des suppressions tectoniques. D'autre part, l'existence de passages par alternances répétées prouve sur de nombreux points la continuité de dépôt entre la série de Casanna et le Trias calcaire. Il n'est donc pas possible de considérer l'absence des quartzites compacts comme résultant partout d'une dénudation antérieure au dépôt des calcaires triasiques.

En revanche, l'hypothèse d'un passage latéral entre les quartzites du Trias inférieur et la partie haute des schistes de Casanna explique d'une manière satisfaisante tous les faits actuellement connus de moi. Ce passage latéral est souvent réalisé d'une manière complète, c'est-à-dire qu'il peut affecter les quartzites compacts dans toute leur épaisseur. Quand le Trias calcaire est en contact stratigraphique avec la série de Casanna, cette dernière formation renferme quelquefois, à une petite distance au-dessous des derniers bancs calcaires, des lits subordonnés de quartzites qui ne diffèrent en rien du type compact dominant dans le Trias inférieur. Quand les conditions locales permettent d'exclure l'hypothèse d'une intercalation tectonique par plissement, je considère ces fines récurrences comme des *bancs*

représentatifs du niveau des quartzites, correspondant aux indentations du passage latéral.

On peut donc énoncer les résultats suivants, qui répondent en tout cas à la réalité dans les limites de ma carte détaillée.

Dans le flanc normal de la nappe du Grand-St-Bernard, les quartzites du Trias inférieur se relieut stratigraphiquement à la série de Casanna, à la fois par passage vertical, latéral, et par continuité de sédimentation.

Ils constituent ordinairement un facies néritique affectant la partie haute de cette série.

Ce facies s'individualise le plus souvent en un niveau à peu près continu, assujetti à de grandes variations d'épaisseur, même à courte distance. Dans d'autres régions, dont la vallée de Turtmann fournit un bon exemple, la répartition horizontale de ce niveau devient tout à fait sporadique, phénomène dont ma carte détaillée, ainsi que ma planche de coupes rendent compte dans les limites compatibles avec l'échelle employée. Cette disparition locale du dépôt est due, dans la règle, à des passages latéraux. Si on accepte l'âge ordinairement attribué au niveau des quartzites compacts, on ne peut pas se refuser à admettre que *les facies propres à la partie haute de la série de Casanna peuvent monter localement jusque dans le Trias inférieur.*

Dans les parties septentrionales de la nappe du Grand-St-Bernard, l'épaisseur des quartzites du Trias inférieur atteint plusieurs centaines de mètres à l'entrée des vallées valaisannes méridionales, au voisinage du Rhône. Dans les limites de ma carte, elle reste toujours au-dessous de ce chiffre et varie de 0 à 150 mètres environ. Cette circonstance est intéressante, parce qu'elle montre que les *terres émergées d'où provenait cet immense matériel détritique étaient situées principalement au nord.*

Le Trias calcaire fait suite en concordance aux quartzites.

Il ne m'a fourni jusqu'ici aucun débris fossile, mais toutes les analogies permettent de le considérer comme un dépôt néritique. Ses variations d'épaisseur sont très complexes dans le détail, et ont dû dépendre de conditions fort nombreuses. Au point de vue d'une première approximation, il convient d'observer que dans la règle, cette épaisseur est beaucoup plus grande dans les parties septentrionales de la nappe du St-Bernard (Pontiskalk) que dans les régions plus méridionales qui ont fait l'objet de mes levés détaillés. Déjà au Trias inférieur, nous avons reconnu cette prépondérance quantitative des facies néritiques dans le nord ; elle continue à se manifester pendant le dépôt subséquent du Trias calcaire.

J'ai pu, sur certains points, pousser assez loin la subdivision du Trias calcaire ; la plupart de ces groupes ou niveaux sont indiqués dans la légende de ma carte. Jusqu'ici il s'agit d'horizons fort localisés, comme on peut s'y attendre dans des formations de caractère néritique accentué¹.

Les schistes lustrés s'appuient en concordance et ordinairement sans limite tranchée sur le Trias calcaire. Les formations dont on peut encore affirmer l'origine néritique ne sont pas très fréquentes dans ce complexe. Au contraire, la zone dite des « schistes lustrés » du val Ferret et de Sion renferme en abondance des intercalations de brèches et de quartzites. Là encore nous retrouvons, à l'époque jurassique, l'indice d'une ceinture de dépôts détritiques très développée dans ce qui est aujourd'hui la région externe, septentrionale, des Alpes Pennines, et bordant une mer plus profonde située au sud.

¹ Le Trias calcaire est souvent couronné par un mince niveau de dolomie ocreuse, ferrifère (Plattenhörner), au contact même des schistes lustrés. Ailleurs la partie haute du Trias calcaire est développée sous forme de cornieule. Sur la carte l'exiguité de l'échelle m'a contraint à employer une seule teinte (jaune avec points bleus) par ces divers facies.

La partie moyenne de la zone mésozoïque du Combin est de beaucoup la plus importante en volume; elle gît en repos anormal sur la couverture normale de la nappe du St-Bernard.

Elle est entièrement formée de plis couchés venus du sud-est.

La série mésozoïque y est constituée, comme dans le groupe précédent, par les quartzites du Trias inférieur, le Trias calcaire et les schistes lustrés. Les deux niveaux triasiques renferment des intercalations assez fréquentes de prasinites; quant aux schistes lustrés, ils présentent quelquefois, à la base, un développement notable de quartzites, de brèches calcaires et de calcaires compacts en intercalations stratigraphiques.

Les minces noyaux triasiques des plis couchés qui constituent la partie moyenne de la zone du Combin nagent dans des masses beaucoup plus considérables de schistes lustrés. Le plus souvent, ces anticlinaux de Trias n'ont qu'une épaisseur très minime, eu égard à leurs deux dimensions horizontales. Ils sont fréquemment étirés et tronçonnés en lentilles perdues dans les schistes lustrés. Leur nature de plis anticlinaux couchés est prouvée par la présence souvent constatée de lames de quartzites du Trias inférieur, avec Trias calcaire dessus et dessous (structure symétrique). On n'a donc pas affaire, dans la majeure partie des cas, à des intercalations stratigraphiques. Le long du bord interne du massif de la Dent Blanche, ces paquets de plis couchés plantent leurs charnières anticlinales vers le nord-est, dans le sens de poussée. Les plus développés d'entre eux se continuent sous toute la largeur du massif pour venir ressortir le long de son bord antérieur, dans la zone du Combin. Ce sont eux qu'on retrouve, sous forme de lames anticlinales complexes, dans la région du Frilihorn, de Zinal, de Moiry et d'Evolène. Dans ces régions externes, leur nature anticlinale est directement

démontrée par la présence de *charnières frontales* de calcaires triasiques dans les schistes lustrés. Ces charnières frontales indiquent un mouvement provenant du sud-est. J'en ai observé toute une série dans le groupe du Frilihorn (points 3101, 3087).

Dans les limites de ma carte, l'affleurement des plis couchés triasiques se poursuit par Breuil, le Theodulhorn, l'arête Cervin-Hörnli ¹, auf der Seikern, Arben, Hühnerknubel, Triftkummen, les Plattenhörner, les abords du Biesjoch (sous le point 3724), in der Barr, le rocher 2760 m. entre les deux glaciers de Turtmann, la face nord des Diablons, le groupe du Frilihorn et la région de Zinal.

Dans le sens de poussée, la plupart de ces plis couchés mésozoïques se sont étendus encore plus loin au NW. De magnifiques empilements répétés de quartzites du Trias inférieur, de Trias calcaire et de schistes lustrés constituent le Meidenhorn et le groupe du Roc de Budri. La fine aiguille (3154 m.) qui domine tout le groupe des Becs de Bosson est un petit mais superbe lambeau triasique, en recouvrement sur les schistes lustrés.

Aux abords immédiats de Zermatt, dans les parois qui

¹ J'ai constaté le passage des plis couchés triasiques dans les parois SE et NE du Hörnli, où ils forment au moins trois paquets indépendants constitués par des quartzites accompagnés de Trias calcaire; ces paquets sont séparés par des schistes lustrés. La petitesse de l'espace disponible sur ma carte m'a contraint de schématiser, en n'indiquant qu'une seule bande de Trias calcaire. Pour la même raison je n'ai pu indiquer la présence des lames répétées de quartzites du Trias inférieur qui accompagnent ce dernier.

Après avoir dépassé le point 2945, et peu après le début de la montée rapide qui conduit à la cabane du Club Alpin, j'ai observé sur l'arête Cervin-Hörnli une fort jolie intercalation tectonique de Trias dans les schistes lustrés. C'est un fragment de pli couché fort étiré et dont l'épaisseur totale ne doit pas dépasser beaucoup un mètre, ce qui ne l'empêche pas de se montrer régulièrement constitué par le Trias calcaire renfermant en son centre un mince noyau anticlinal de quartzites du Trias inférieur, sans charnière visible. J'ai pu observer la continuation de cet anticlinal dans la direction du glacier du Matterhorn, à W du chemin de la cabane, ainsi que dans la paroi qui domine le Furgg Gletscher. Sur ma carte et sur la planche de coupes, j'ai dû exagérer fortement son épaisseur, afin de le rendre visible.

dominant Bodmen, Herbrigen, Hubel et Z'Mutt, j'ai reconnu en détail l'existence d'un paquet formé par de très nombreux plis couchés. Ces plis sont intéressants également à un autre point de vue : la stratigraphie du Trias y est sensiblement plus compliquée que dans les plis considérés jusqu'à présent. La zone de passage entre les quartzites et le Trias calcaire y prend un grand développement, comme on peut le constater près du pont qui franchit le Triftbach entre Bodmen et « Altes Haupt ». De minces bancs de calcaires dolomitiques jaunes ocreux, ainsi que des calcaires cristallins sombres, y alternent plusieurs fois et d'une manière très intime avec des quartzites feuilletés et des micaschistes chlorito-séricitiques, renfermant quelques masses lenticulaires isolées de quartzites plus compacts. En poursuivant cette formation vers le N. au-dessus de Bodmen et vers le S., dans les parois abruptes au-dessus de Herbrigen, j'ai vu s'y développer d'importantes manifestations prasinitiques, alternant aussi bien avec les quartzites qu'avec les calcaires. J'ai retrouvé ce complexe, avec des caractères identiques, à la base de la grande paroi qui supporte le signal trigonométrique du point 2620 (Hohlicht). Les prasinites y sont bien développées dans le Trias même.

Sur ma carte géologique détaillée, ce facies complexe du Trias (groupe de Hubel) est indiqué par la teinte brune avec pointillé rouge. La partie supérieure du paquet de plis qui nous occupe y apparaît comme couronnée par une mince bande de Trias calcaire supportant les schistes lustrés. Dans la nature, l'aire indiquée en jaune sur ma carte présente une épaisseur de quelques dizaines de mètres au maximum; elle est souvent réduite à quelques mètres. L'exiguïté de l'espace disponible m'a empêché de représenter sur la carte la véritable complexité de cet ensemble supérieur. En réalité, il se montre constitué par un certain nombre d'alternances de Trias calcaire avec des quartzites compacts du type ordinaire, tel qu'il est réalisé d'habitude

dans le Trias inférieur. On peut facilement observer ces alternances dans le lit du Triftbach, en montant du pont précité vers Altes Haupt, un peu avant l'endroit où un coude assez brusque du chemin s'approche très près du torrent. J'ai constaté la continuation de ces alternances en beaucoup d'autres points, tant vers le sud que vers le nord. On retrouve donc dans cette portion supérieure de notre complexe triasique, indiquée schématiquement par la mince bande jaune, les facies et les rapports normaux du Trias calcaire et des quartzites. Grâce à la constatation d'un certain nombre de charnières, je suis conduit à penser qu'une bonne partie de ces intercalations n'est pas stratigraphique, mais que cette bande jaune, si mince sur la carte, est formée de plusieurs plis couchés de Trias calcaire, avec noyaux de quartzites du Trias inférieur.

On trouvera le détail des faits observés et des interprétations relatives à ces minces plis couchés dans la description géologique des territoires, actuellement en préparation.

Le troisième groupe, ou *groupe supérieur de la zone du Combin*, est en repos anormal sur le précédent. Au point de vue stratigraphique, il diffère nettement des deux précédents (dans les limites de la carte), par la fréquence moindre des formations néritiques, souvent réduites à l'état d'intercalations minces et subordonnées, et par la quantité extrêmement considérable des éruptiva basiques.

Ce complexe est lui-même affecté de nombreux plis couchés, dont les charnières sont indiquées sur la carte. Les assises qui occupent actuellement la partie tout à fait supérieure de cet ensemble constituent la portion mésozoïque du flanc renversé de la nappe de la Dent Blanche. On y distingue de bas en haut :

a) Un sous-groupe constitué surtout par des schistes lustrés (calcschistes sériciteux avec quartz, albite et pig-

ment charbonneux, accompagnés de calcaires cristallins). Ce sous-groupe est stratigraphiquement supérieur au suivant ; par ses affinités lithologiques, il se place en gros sur le Jurassique, mais peut répondre en partie au Trias, dans une mesure qu'il est impossible de préciser actuellement.

b) Un sous-groupe formé surtout de roches éruptives basiques, et répondant pour une bonne part au Trias. Dans cet ensemble fort hétérogène, on rencontre à titre d'intercalations sédimentaires stratiformes, très subordonnées et discontinues :

1. Des calcschistes sériciteux (schistes lustrés) fréquents surtout au voisinage du sous-groupe *a* ;

2. Des lentilles de marbres blancs, jaunes ou gris, sériciteux, et d'habitus triasique.

Il m'est impossible de nommer ici toutes les localités du flanc renversé où j'ai observé ces marbres subordonnés aux roches vertes ; ils sont bien développés, par exemple, sur l'Alpe de Prazgras (Arolla), et sur le versant occidental des Diablons. Ils accompagnent de préférence les euphotides et leurs dérivés les prasinites épidotiques (zoïsitiques) du « groupe de Tracuit », mais on les trouve aussi, quoique plus rarement, associés à d'autres roches vertes.

3. Des quartzites sériciteux ou chloriteux, plus ou moins riches en pigment noir, et que leur foliation très accentuée distingue à première vue des quartzites compacts du Trias inférieur. Leur tissu se charge quelquefois d'albite.

Les roches éruptives basiques qui constituent notre sous-groupe, dans le flanc renversé de la Dent Blanche, sont de type assez varié. La métamorphose subie par ces roches a ordinairement été poussée très loin et ne laisse pas que de rendre difficile l'identification des types lithologiques originels. Les minéraux et les structures primaires sont rarement et incomplètement conservés.

On rencontre en quantité considérable des *prasinites*¹ chloriteuses (ovardites) d'un type très banal dans la zone du Piémont, à gros noyaux ocellaires d'albite. Les prasinites amphiboliques sont fréquentes. Des prasinites spéciales, riches en zoïsite, sont fort répandues, comme nous le verrons tout à l'heure.

Lorsque ces divers types lithologiques coexistent sur une même coupe verticale, il n'est pas rare de constater une prédominance marquée des prasinites zoïsitiques à une certaine distance du sous-groupe des schistes lustrés, tandis que les autres prasinites forment un petit niveau accessoire au contact même de celui-ci. Sans représenter autre chose que des pseudo-horizons locaux, cette subdivision n'en a pas moins une certaine valeur au point de vue du détail tectonique. Pour éviter l'emploi de longues périphrases dans la description des territoires, j'ai introduit les termes de *groupe de Tracuit* pour le complexe des prasinites zoïsitiques dominantes, et de *groupe de Bies* pour le petit niveau des autres prasinites qui existent quelquefois à la base du flanc renversé.

Les prasinites zoïsitiques constituent en tout cas, avec les euphotides (gabbros à tendance mésocrate) dont elles dérivent, une grande partie du flanc renversé de la nappe. Ce sont des roches d'un vert assez pâle, à grain plutôt petit, à structure parallèle finement zonée dans la majeure partie des cas. Elles sont habituellement formées d'albite, clinozoïsite (aussi épidote, plus rarement orthite), amphibole verte, pyrite, sphène, nuages abondants de leucoxène. Le mica chromifère en belles paillettes vert-émeraude est un élément accessoire fréquent. Sur le terrain, j'ai très fréquemment constaté la liaison géologique intime entre

¹ V. Novarese. *Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali*. Boll. R. Com. Geol. Italia, 1895, p. 164.

ces prasinites spéciales et les euphotides mésozoïques, à diallage et andésine primaires. Ces relations peuvent être nettement observées aux Diablons (versant de Zinal), et dans l'arête nord-est du Cervin vers 3400 m. Des rapports intimes existent également entre euphotides et prasinites zoïsitiques aux environs de Forclaz (Haudères). Enfin l'étude microscopique d'une longue série de préparations m'a montré l'existence de nombreux stades intermédiaires qui ne laissent aucun doute sur la métamorphose graduelle de l'euphotide primaire en prasinites zoïsitiques¹.

On trouve encore, intercalées dans les prasinites zoïsitiques, des masses restreintes de schistes serpentiniteux qui peuvent provenir de portions plus basiques de la roche éruptive primaire.

LA RÉPARTITION HORIZONTALE DES ZONES ISOPIQUES
RECONSTITUÉE AU MOYEN DU DÉROULEMENT DES NAPPES
ET DES PLIS.

Cette méthode éminemment moderne est née de la théorie des nappes de recouvrement. Depuis quelques années elle commence à entrer dans la pratique courante et a déjà fourni à divers savants des résultats importants au point de vue de la paléogéographie des mers alpines.

La première application de la méthode du déroulement des nappes à l'étude des séries métamorphiques de la zone du Piémont remonte à 1906 et est due à l'auteur².

Je me bornerai ici à insister sur un groupe de faits qui résultent de mes recherches et ressortent déjà nettement de ce qui a été exposé plus haut. Il est intéressant de retrou-

¹ Ces faits doivent être rapprochés de la métamorphose analogue constatée par M. Franchi en divers points des Alpes piémontaises. *Notizie sopra alcune metamorfosi di euphotidi e diabasi nelle Alpi occidentali*, Boll. R. Com. Geol. Italia, 1895, p. 181.

² E. Argand. *Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais*. C. R. Acad. Sc. 26 mars 1906.

ver dans la couverture du massif de la Dent Blanche, c'est-à-dire dans une région originellement fort méridionale, le mésozoïque à facies de la « zone du Piémont » avec un développement qui rappelle beaucoup plus la zone de Sion-Val Ferret que la zone du Combin. Pourtant cette dernière occupait avant le plissement, et occupe encore aujourd'hui une situation intermédiaire entre les deux zones précitées. Au Dolin comme dans la zone du Val Ferret on constate l'existence de schistes argileux rouges et verts¹ au sommet du Trias calcaire. Je n'ai pas encore, jusqu'ici, rencontré ces schistes dans la zone du Combin.

Par l'abondance des brèches calcaires, des calcaires cristallins et des quartzites feuilletés, par le faible développement relatif des calcschistes, le « groupe du Dolin » est comparable à ce qu'on observe fréquemment dans les portions inférieures de la zone dite des « schistes lustrés » de Sion-Val Ferret. Dans l'un comme dans l'autre cas on constate l'importance prise par les types néritiques, beaucoup moins abondants dans les vrais « schistes lustrés » de la zone du Combin. Ceux-ci ne sont pas entièrement exempts d'intercalations de brèches et de quartzites, mais les calcschistes proprement dits y jouent un rôle incomparablement plus important. La zone du Combin, et surtout sa partie originellement méridionale (flanc renversé de la nappe de la Dent Blanche), est une des régions du développement favori des roches vertes sur le versant suisse de la chaîne Pennine. Ces roches éruptives sont beaucoup plus rares dans la zone du Val Ferret, et je ne suis pas encore parvenu à en trouver dans le « groupe du Dolin. »

Sur un profil transversal des nappes pennines déroulées, passant par ce qui est maintenant la région du Dolin, on peut donc, en première approximation, se représenter l'existence de deux zones de hauts fonds, caractérisées par

¹ Comparables aux *Quartenschiefer* de la Suisse orientale.

des formations néritiques très développées (Sion-Val Ferret et Dolin) et comprenant au moins le Trias et une portion du Jurassique inférieur.

Le haut-fond septentrional, auquel répondent les brèches et quartzites jurassiques du Val Ferret, ainsi que les calcaires de Pontis et de grandes épaisseurs de quartzites du Trias inférieur, continue en Suisse le géanticlinal briançonnais de M. Haug ; le haut-fond méridional (Dolin), était séparé du précédent par un bras de mer relativement profond, répondant en partie à la portion supérieure de la zone du Combin, celle qui constitue maintenant le flanc renversé de la nappe de la Dent Blanche. J'ai déjà montré que les facies néritiques du Trias n'y atteignent qu'un faible développement, tant au point de vue de l'épaisseur qu'à celui de la continuité. Ils y affectent une allure lenticulaire et constituent seulement des intercalations subordonnées à un épais complexe de roches vertes. Le mode de gisement de ces dernières porte à les considérer au moins en partie comme des produits d'épanchement ou de projection, quelquefois mélangés à du matériel sédimentaire, et soumis ultérieurement à la métamorphose, en même temps que les formations avoisinantes.

Il peut y avoir avantage, pour la commodité de l'exposé, à adopter des dénominations brèves, permettant d'éviter l'emploi de longues circonlocutions. J'appellerai donc *région médio-pennine* la zone de sédimentation relativement profonde qui comprenait, au Trias, le flanc renversé de la Dent Blanche. Cette zone s'oppose dans une certaine mesure aux régions plus décidément néritiques qui se développaient vers le nord (Pontis, Sion-Val Ferret) et vers le sud (Dolin). A ces dernières j'applique les termes de *région nord-pennine*¹

¹ L'expression de facies *pennins* ou *penniques* a l'avantage d'une grande brièveté et peut être utilement employée pour désigner ce que l'on appelle habituellement « les facies de la zone du Piémont ». On se sert souvent, dans le même but, du terme de facies lépontiques. Mais comme on fait encore entrer dans la zone lé-

et de *région sud-pennine* (all. nord- u. südpenninische Faciesgebiet).

Présentée sous cette forme, la division des mers mésozoïques pennines en zones sublongitudinales n'a pas la prétention d'être rigoureuse : elle est, dans mon esprit, l'expression schématique d'une réalité plus complexe, dans les multiples aspects de laquelle je ne veux pas entrer pour le moment.

Elle se vérifie dans les grands traits, mais dans le détail il ne faut pas oublier que le dépôt des quartzites du Trias inférieur, par exemple, obéissait à des conditions océanographiques fort nombreuses et soumises à de rapides variations dans le sens horizontal. Qu'à l'époque du Trias calcaire ces conditions complexes aient été en partie aussi d'ordre bionomique, c'est ce qu'on ne songera guère à mettre en doute. Un exemple choisi entre beaucoup d'autres fera comprendre l'extrême localisation des conditions de dépôt pendant le Trias. Ma carte et ma planche de coupes montrent la curieuse atrophie dont les quartzites et le Trias calcaire sont victimes à la traversée de la vallée de Turtmann, alors que les mêmes niveaux atteignent un développement très notable au nord, au sud et à l'ouest. Si on admet, pour expliquer la réduction de ces formations néritiques, l'hypothèse d'une plus grande profondeur, on sera conduit à envisager l'existence d'une dépression qui ne paraît pas même avoir atteint, dans l'ouest, les abords de Zinal, où les quartzites du Trias mesurent au moins 100 m. d'épaisseur. Nous ne savons pas jusqu'où s'étendaient vers l'est les conditions défavorables au dépôt des formations néritiques, la continuation de la couverture de la nappe du Saint-Bernard

pontique une grande partie des nappes préalpines, ce terme acquiert une signification plus étendue et moins précise. Il recouvre sans aucun doute un ensemble de choses fort hétérogènes, dans lequel des coupures paraissent plus que justifiées. Le terme de facies penniques, limité à la zone du Piémont, ne présente pas ces inconvénients.

étant entièrement décapée par l'érosion dans cette direction.

J'interromps ici cet aperçu et crois devoir conserver pour mon mémoire détaillé l'examen des nombreux et importants problèmes que soulève la répartition horizontale des zones de sédimentation, reconstituée au moyen du déroulement des nappes et des plis.

LES FACIES DES TERRAINS PRÉTRIASIQUES DANS LE MASSIF
DE LA DENT-BLANCHE.

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES.

Dans les limites de ma carte, le lambeau de recouvrement de la Dent-Blanche est formé en grande partie de roches granitiques, accompagnées de diorites, gabbros et péridotites en quantité restreinte. Les schistes cristallins d'origine purement sédimentaire n'y jouent pas un rôle prédominant au point de vue de l'extension; grâce à eux cependant il m'a été possible de subdiviser les terrains prétriasiques du massif de la Dent-Blanche en deux formations :

PRÉTRIASIQUE (Primaire <i>pro parte</i>)	SÉRIE D'AROLLA ou division supérieure	Quartzites et micachistes chloriteux et sériciteux, quelquefois charbonneux; gneiss fins chlorito-albitiques, souvent épidotifères	} sédimentaire <i>pro parte</i>
		Gneiss d'injection Granite et gneiss granitiques . .	} types mixtes types éruptifs
	SÉRIE DE VALPELLINE ou division inférieure	Micachistes et gneiss fins riches en graphite, en alternances répétées avec des bancs et des lits calcaires; schistes et gneiss fins à biotite, gneiss à sillimanite, gneiss kinzigitiques Gneiss d'injection Granites et gneiss granitiques, masses subordonnées de diorites, gabbros et péridotites	} sédimentaire <i>pro parte</i> } types mixtes types éruptifs

Comme on le voit, la distinction que j'établis entre la

série de Valpelline et celle d'Arolla est géologique, non pétrographique ¹.

LA SÉRIE D'AROLLA.

La puissance de cet ensemble peut atteindre trois à quatre mille mètres sur certains points, mais elle reste ordinairement au-dessous de ce chiffre, fait qui s'explique en partie par des réductions tectoniques. Géologiquement, cette formation est unitaire et constitue un groupe aisé à distinguer de son entourage. Elle répond à peu de chose près au « gneiss d'Arolla » de Gerlach. Au point de vue lithologique, la variété des formes réalisées est presque inépuisable.

Sur les roches vertes mésozoïques du flanc renversé de la nappe repose *sans limite tranchée* une formation complexe de cachet assez différent. Les types prasinitiques deviennent moins abondants; les intercalations d'habités mésozoïque, schistes lustrés, marbres clairs sériciteux, semblent disparaître complètement. La prédominance appartient désormais à des schistes vert-sombre formés de quartz, séricite et beaucoup de mica vert ou de chlorite; par enrichissement en quartz, ces schistes passent localement à des quartzites. Ces divers types lithologiques renferment souvent un pigment noir charbonneux, qui devient très abondant dans certains gisements. Leur tissu admet quelquefois un peu d'albite et la roche passe alors à des gneiss finement cristalloblastiques, souvent riches en épidote. Des micaschistes à grandes membranes sériciteuses, rappelant les types analogues de la série de Casanna, ne font pas défaut. Ce groupe est plus ancien que les roches vertes mésozoïques auxquelles

¹ Je ne puis entrer ici dans l'exposé détaillé des motifs nombreux et complexes qui m'ont fait adopter ce mode de subdivision. Cette question mérite un examen très approfondi, qui m'entraînerait beaucoup au delà des limites de ce petit travail.

les il passe lentement dans le sens vertical, mais seule la considération des charnières observables dans l'intérieur du massif montre qu'on a affaire à une série renversée.

Cette formation finement schisteuse couvre des étendues assez considérables dans les régions périphériques du massif au voisinage du flanc renversé. C'est surtout près du bord antérieur du massif (arête 3615-3596) entre les deux glaciers de Turtmann, Diablons, parois sous le Bouquetin de Zinal et le Pigne de l'Allée, région du Mont-Rouge d'Arolla) qu'elle atteint un développement notable. D'autres fragments moins étendus subsistent à l'intérieur du massif granitique à titre d'enclaves et d'intercalations stratiformes.

Si la région marginale nord du massif est caractérisée par une notable extension des types finement schisteux, les régions centrales présentent un grand développement de granites et de gneiss chlorito-séricitiques¹, de structure et d'origine diverses. On trouve dans la série d'Arolla des granites à amphibole (« Arkésine » des anciens auteurs), à structure typique grenue. Certaines variétés sont remarquables par leurs grands cristaux porphyroïdes de feldspath. Il existe également des granites à amphibole et biotite. Ces roches éruptives sont recoupées par de nombreux filons aplitiques.

Les transformations secondaires subies par ces roches, en partie grâce à la collaboration de phénomènes dynamiques, sont considérables.

Les produits qui en résultent varient naturellement d'un point à l'autre, suivant le matériel primaire et suivant les circonstances de la métamorphose². Sans entrer ici dans

¹ Bien que la chlorite ne soit pas rare, l'élément coloré prépondérant est souvent représenté par un mica vert.

² Je rappelle que ces phénomènes ont déjà fait l'objet d'une importante contribution de L. Milch. *Ueber den Granitgneiss vom Roc Noir (Massiv der Dent-Blanche, südwestl. Wallis)*. N. J. 1901, I, p. 49-88.

des détails qui seront mieux à leur place dans un mémoire descriptif, je me contenterai de dire qu'en parallélisant les résultats macroscopiques et microscopiques de mes recherches, j'ai pu obtenir des séries de roches débutant par des granites normaux et conduisant par des transitions ménagées à des types cataclastiques, puis à des roches pourvues d'une structure parallèle très marquée et dans lesquelles prédomine le développement cristalloblastique des minéraux constituants. La transformation des éléments colorés et d'une partie des feldspaths en minéraux secondaires marche de pair avec les modifications structurales. Les types terminaux peuvent parfaitement être compris sous la dénomination compréhensive et commode de gneiss.

Ces orthogneiss à plagioclase, épidote, mica vert, séricite, etc., couvrent des étendues notables dans l'intérieur du massif. Ils passent sans limite tranchée aux noyaux granitiques, qui se présentent quelquefois au milieu d'eux comme des masses résiduelles (Relikte).

En quittant la région centrale du massif pour se rapprocher de la formation schisteuse du bord nord, on constate une répartition un peu différente des types lithologiques. Les granites à tendance basique, riches en amphibole, perdent la prédominance, et cèdent le pas à des roches éruptives plus acides, de type aplitique. En pratique, sur la carte, ces roches sont difficilement séparables des types mixtes, quand le matériel éruptif devient dominant dans ces derniers.

Les gneiss d'injection atteignent un remarquable développement à la périphérie de la masse éruptive, au contact de la formation finement schisteuse du bord externe du massif. Ils réalisent souvent le type par juxtaposition ¹ de M. Michel-Lévy. La pénétration de l'apport éruptif dans les

¹ A. Michel-Lévy. *Sur les schistes micacés des environs de Saint-Léon (Allier)*. B. S. G. F. 3^e sér., IX, 1881, p. 181. 196.

schistes sombres de la série d'Arolla se fait par des bandes et des veines subparallèles, plus rarement flexueuses, qui s'insinuent dans la foliation des schistes. Elles profitent de toutes les zones faibles de la roche encaissante et réussissent quelquefois à s'anastomoser.

Le contact de l'appareil granitique de la Dent-Blanche avec les schistes de la périphérie est donc extrêmement compliqué dans le détail. Cette complication va si loin que j'ai pu récolter de nombreux échantillons, du format maniable ordinaire, présentant en alternances répétées des lits sombres de schistes fins chlorito-épidotiques et des veinules blanches quartzo-feldspathiques souvent terminées en cul-de-sac, dans lesquelles on ne peut se refuser à voir le résultat d'une injection.

En grand, le même phénomène se traduit par une zébrure caractéristique des parois rocheuses, qui se montrent alors formées d'innombrables alternances blanches et vertes. Les pénétrations subparallèles du matériel éruptif présentent des épaisseurs très variables, depuis les modestes veinules dont il vient d'être question jusqu'à des masses épaisses de plusieurs dizaines de mètres, d'apparence interstratifiée.

Les régions septentrionales du massif de recouvrement (Diablons, arête 3596-3615) fournissent de bonnes illustrations de ces phénomènes.

Les faits qui viennent d'être exposés sous une forme résumée permettent déjà d'apprécier l'extrême complexité du mode de mise en place du granite.

Je reviendrai avec plus de détail sur ces phénomènes, et me contente pour le moment d'exprimer l'avis que la mise en place du granite s'est effectuée aux dépens d'une série concordante, dans laquelle des horizons élevés du Primaire sont représentés. Elle paraît s'être accomplie, dans la règle, sans dérangement important des formations encaissantes, et les structures parallèles de celles-ci, soulignées en blanc

W

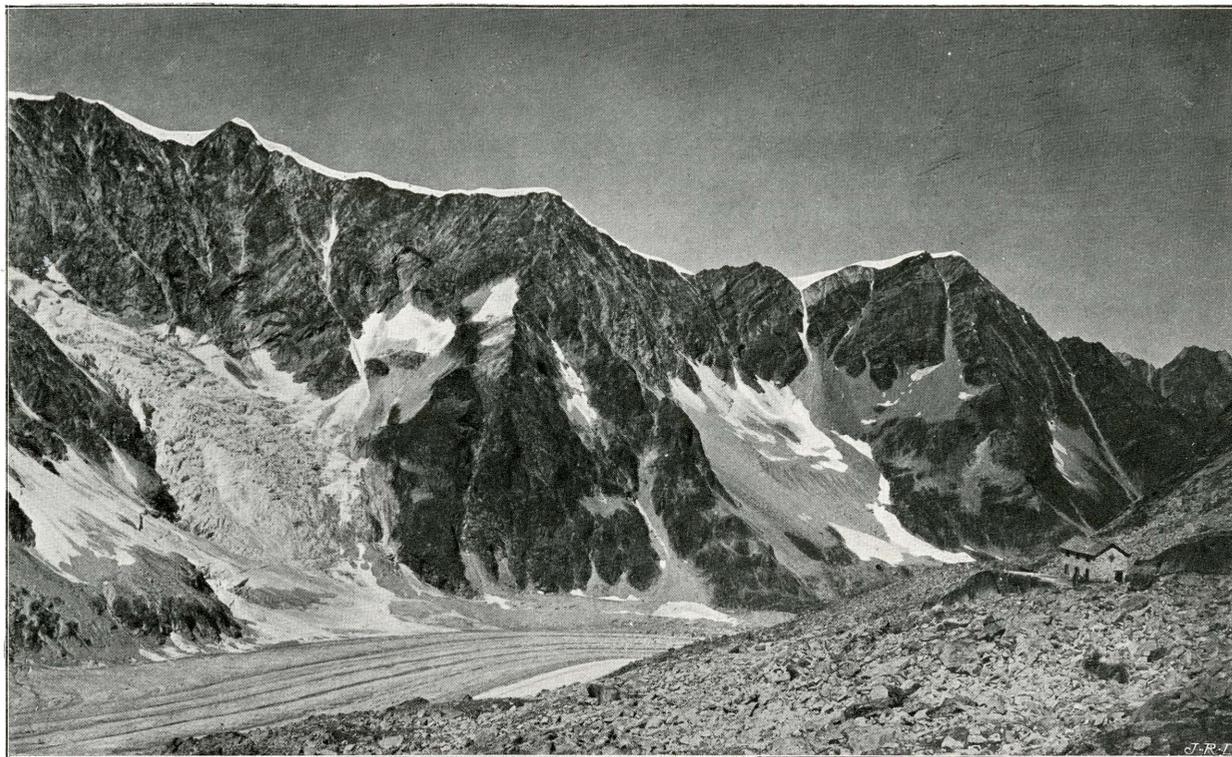
3643

Boaquetin
3484

3348

Pigne de l'Allée
3404

NW



Glacier
de Zinal

Cabane du
C. A. S.
Mountet.

Phot. Dr Brun. Ed. Wehrli S. A. Kilchberg-Zürich.

FIG. 1. — Contact de l'appareil granitique et des schistes de la série d'Arolla.

par l'injection granitique, persistent à des degrés divers.

Dans la région périphérique nord du massif, l'approche du magma se manifeste par un apport éruptif, qui utilise les voies de pénétration faciles offertes par la stratification et les structures parallèles. Ce processus engendre une variété extrême de types mixtes, par juxtaposition ou superposition.

Une partie de ces phénomènes peut être illustrée par la photographie (fig. 1) qui est jointe à cette note, et qui montre le contact renversé de l'appareil granitique (rochers clairs à gauche et en haut) avec la formation finement schisteuse de la série d'Arolla (parois sombres à droite et en bas), sur la rive gauche du glacier de Zinal. La vue est prise de la cabane du Club Alpin au Mountet. On y peut constater l'extrême irrégularité du contact, le développement des pénétrations éruptives subparallèles sous le Pigne de l'Allée, la persistance de la structure parallèle et de paquets schisteux sombres alternant avec des parties granitisées, ou avec la roche éruptive elle-même. On y observe aussi la concordance qui règne entre la structure parallèle des schistes sombres et celle des régions granitisées. La dimension du tableau, de gauche à droite, est d'environ 3500 mètres; la hauteur relative des parois au-dessus du glacier de Zinal oscille autour de 1000 mètres.

Il est avantageux, pour le tectonicien, de considérer la « série d'Arolla » comme un complexe unitaire, mais on voit qu'au point de vue du lithologiste, cet ensemble se résout en éléments de valeur génétique fort différente.

Dans la série d'Arolla, la conservation des structures parallèles antérieures à l'invasion du magma granitique est la règle; la présence de masses granitiques entièrement massives est l'exception localisée. Cette circonstance est favorable aux opérations du tectonicien, et elle m'a permis de reconstituer l'architecture intérieure du massif, à peu près comme si aucune masse éruptive n'avait fait appar-

tion dans la série d'Arolla. Cependant l'utilisation des structures parallèles par le tectonicien, dans un territoire tel que celui étudié par l'auteur, comporte de nombreuses réserves dans le détail desquelles je reviendrai ailleurs, et qui tiennent à la présence extrêmement fréquente de structures parallèles plus jeunes, en relation génétique avec les plissements alpins (Ausweichungsclivage, diaclases, foliation secondaire, etc.).

Il m'est impossible, dans l'état actuel de mes constatations, d'enfermer entre des limites rapprochées l'époque de la mise en place des roches granitiques au sein de la formation finement schisteuse de la série d'Arolla. Les phénomènes dynamiques intenses supportés en commun par les premières et par la seconde montrent que cette mise en place est antérieure à la formation des grands plis couchés.

La venue du granite est certainement postérieure à la formation finement schisteuse de la série d'Arolla. Or celle-ci se relie graduellement par le haut, aux masses mésozoïques du flanc renversé. Aucun fait connu de moi ne permet d'affirmer avec certitude que cette zone de passage, du reste fort indécise, répond exactement à la limite inférieure du Mésozoïque. Rien ne permet même d'exclure que le haut de la série d'Arolla soit déjà d'âge secondaire. Cette partie supérieure n'est en tout cas pas « archéenne », puisqu'elle se relie insensiblement dans le sens vertical aux schistes lustrés à pierre verte ; il me paraît bien difficile de la considérer comme plus ancienne que le Primaire supérieur. En raison de son épaisseur très considérable, il y a lieu de penser que la série d'Arolla se place en gros sur la partie haute du Primaire, sans qu'il soit possible de dire à quoi répond exactement sa limite supérieure. L'absence de niveaux bien définis ne permet pas, dans le flanc renversé de la nappe, l'établissement d'une série stratigraphique plus précise.

En résumé, la mise en place du granite ne peut guère s'être effectuée avant le Paléozoïque supérieur. Dans l'état présent de mes constatations, rien ne permet d'exclure ni de formuler l'hypothèse d'une intrusion mésozoïque ou plus jeune.

Sur ma carte, ces roches éruptives sont rangées dans la série prétriasique. Je n'entends nullement affirmer par là que leur mise en place ou leur consolidation soit réellement antérieure au Trias. En procédant ainsi, j'ai seulement voulu donner une satisfaction légitime aux besoins du tectonicien.

L'âge de la mise en place d'une roche éruptive est certainement un phénomène de grande importance pour la géologie générale d'une région. Cependant, au point de vue du tectonicien, dont la tâche est de reconstituer les plis couchés qui ont affecté simultanément les dérivés sédimentaires, les types mixtes et les roches éruptives, cet aspect de la question passe au second plan, et *il importe bien plus de connaître l'âge des formations dont le granite tient la place.*

La solution de ce problème n'est peut-être pas toujours possible, quand il s'agit de très grands appareils granitiques où les vestiges des formations encaissantes sont rares. Mais il m'a paru que ce desideratum est réalisable dans de larges limites en ce qui concerne les territoires étudiés ici, grâce précisément à la fréquence des vestiges en question.

Ce point de vue a donc trouvé son expression sur ma carte, tant dans la série de Valpelline que dans celle d'Arolla.

L'exploration détaillée du massif de la Dent Blanche est propre à nous renseigner sur le sort qui peut atteindre un appareil granitique entraîné passivement avec les formations encaissantes dans un système de grands plis couchés.

Le mode de mise en place du granite dans le massif de la Dent Blanche, antérieurement aux grands phénomènes

tangentiels, n'est pas sans analogie avec celui que les travaux de M. Michel-Lévy¹, puis de MM. Duparc et Mrazec² ont mis en évidence dans le massif du Mont-Blanc. Les différences qui existent entre les deux massifs sont attribuables pour une bonne partie à des déformations intervenues plus tard, au moment du plissement alpin.

Le granite du Mont-Blanc constitue un appareil normal, encore partiellement entouré de son manteau schisteux, et son substratum est inconnu. Au contraire, et pour autant qu'il est engagé dans le flanc renversé de la nappe, *l'appareil granitique de la Dent Blanche est retourné à l'envers et repose sur les schistes qui lui servaient jadis de calotte*. Non seulement la formation du grand pli couché a transporté la masse éruptive de plusieurs dizaines de kilomètres vers le nord-ouest, mais elle a perturbé complètement ses rapports primitifs dans le sens vertical. La photographie (fig. 1) qui accompagne cette note convaincra peut-être le lecteur que notre manière de voir ne repose pas uniquement sur des vues de l'esprit.

La grossière structure parallèle en éventail, voisine de la verticale, qui prévaut dans le Mont-Blanc, trahit sans doute la poussée formidable que ce massif-obstacle a subi de la part des nappes en mouvement, accumulées contre son bord interne.

L'élégante architecture des plissements de la Dent Blanche réalise avec la même matière un style absolument différent. Elle nous transporte au siège même de la force. La matière des grandes nappes cristallines a conservé avec une étonnante fidélité la forme des ondes orogéniques qui s'y sont propagées.

¹ A. Michel-Lévy. *Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc*. Bull. S. C. G. F. n. 9, 1890.

² L. Duparc et L. Mrazec. *Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc*. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, XXXIII, 1898.

Le métamorphisme subi par les roches granitiques a déjà fait l'objet d'un court exposé. Dans la mesure où elles résultent de la collaboration des facteurs dynamiques, ces transformations varient fortement en intensité d'un point à l'autre. A prendre les choses en gros, le métamorphisme est plutôt moins sévère dans les régions centrales du massif, où les caractères structuraux et minéralogiques primaires sont souvent mieux conservés. A la périphérie, et surtout dans le flanc renversé, les zones de mouvement différentiel sont plus rapprochées les unes des autres. Les types aplitiques marginaux, les gneiss de superposition et d'injection, les types sédimentaires ont subi des modifications structurales et minéralogiques presque toujours profondes. Les phénomènes résiduels y sont rares et font même défaut pour des groupes lithologiques entiers. La cataclase est extrêmement répandue dans les minéraux qui en sont susceptibles. Ses effets peuvent être partiellement ou totalement « guéris » par le développement de structures cristalloblastiques très variées.

Les modifications cristalloblastiques des gneiss d'injection à veines minces confèrent à ces roches un cachet microscopique particulier, où rien ne rappelle l'origine première. Cet habitus est peu caractéristique et fournit rarement à lui seul un point d'appui à l'interprétation génétique. M. Sederholm¹ a fait une remarque analogue à propos de types lithologiques (Adergneisse) comparables à ceux qui sont en cause ici. Le jugement du même savant, d'après lequel la considération macroscopique du gisement conduit souvent à de bien meilleurs résultats²,

¹ J. J. Sederholm. *Ueber eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges*. Bull. Comm. Géol. de Finlande, n° 6, Helsingfors 1899, p. 138.

² J. J. Sederholm. *Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia*. Ibidem, n° 23, Helsingfors, 1907, p. 13.

me paraît devoir s'appliquer à une bonne partie de nos « gneiss veinés ».

La délimitation cartographique réciproque des divers types lithologiques de la série d'Arolla se heurte à des difficultés considérables, qui proviennent de l'extrême complication de certains contacts et de l'existence de passages insensibles. Les difficultés d'accès contribuent aussi à rendre le levé détaillé fort laborieux. Elles absorbent beaucoup de temps et ne peuvent pas être entièrement surmontées avec les moyens actuels d'exploration. Il convient donc de reconnaître franchement que certaines limites à l'intérieur de la série d'Arolla ont le caractère d'une première approximation.

La teinte rouge écarlate représente l'extension de la série d'Arolla en général, en tant que formation géologique, et non pas la répartition d'un type pétrographique déterminé. Cependant, en fait, elle répond en majeure partie aux régions de prédominance des roches de consolidation et de leurs dérivés, ainsi qu'aux gneiss d'injection et de superposition, pour autant qu'ils sont formés principalement de matériel éruptif. Vu l'échelle de la carte, il n'a pas été possible de représenter toutes les enclaves et intercalations schisteuses dépendant de la série d'Arolla.

La teinte rouge écarlate avec traits bleus indique la prédominance des types finement schisteux de la même série ¹. J'ai déjà montré comment la série d'Arolla passe par transitions ménagées, dans le sens vertical, au groupe prasinitique qui, dans le flanc renversé, paraît répondre en gros au Trias, et qui admet déjà, dans sa partie supérieure, des intercalations de schistes lustrés.

¹ D'après une révision exécutée par moi en 1908, l'extension de ce groupe dans le nord du massif est un peu plus grande que ne l'indique ma carte achevée en 1907. La formation finement schisteuse comprend encore la majeure partie des Diablons, au nord du col de Tracuit.

Il résulte de ce passage vertical graduel que la délimitation cartographique de la série d'Arolla et des terrains mésozoïques comporte ordinairement une petite marge subjective, variable d'un point à l'autre, et qu'il est impossible d'éliminer complètement.

A sa limite inférieure, la série d'Arolla passe graduellement à la série de Valpelline. Il serait tout à fait prématuré de dire à quel niveau cette limite correspond sur l'échelle stratigraphique.

LA SÉRIE DE VALPELLINE.

Dans la partie méridionale du territoire de la carte, le gneiss dit d'Arolla et le granite à amphibole perdent la prédominance. Le premier rôle appartient à des types lithologiques notablement différents, qui se présentent en intime association, de sorte que leur en semble constitue une formation géologique assez individualisée et susceptible d'une délimitation cartographique approchée. Je donne à cette formation le nom de *série de Valpelline*, terme qui constitue une adaptation du nom collectif de *Valpellinegesteine*, par lequel Gerlach désignait le même ensemble ¹.

Comme la série d'Arolla, à laquelle elle fait suite en concordance, la série de Valpelline comprend des types sédimentaires et des roches éruptives consolidées en profondeur.

Le fond de la formation se montre souvent constitué par des schistes et des gneiss fins, d'habitus assez polymorphe. L'énumération des divers types étudiés ne peut trouver place ici, et nous entraînerait au delà des limites compatibles avec l'objet de cette note préliminaire. Ces roches, sur lesquelles nous reviendrons plus loin, ont souvent en commun les caractères suivants : structure parallèle plutôt fine,

¹ H. Gerlach. *Das südwestliche Wallis*. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz Lief. IX, 1871, p. 166-167.

présence de pigment charbonneux amorphe ou de graphite en paillettes caractéristiques, patine rouge fort accentuée. A ces gneiss fins sont associés, en quantité fort restreinte, des schistes verts basiques intercalés.

On trouve aussi des micaschistes et des gneiss à biotite, dont le tissu admet quelquefois d'innombrables baguettes microscopiques de sillimanite, en feutrages serrés intimement associés à du quartz. Les gneiss à biotite peuvent renfermer de volumineux grenats porphyroblastiques et se charger de graphite. Ils réalisent alors les types kinzigitiques, déjà signalés en Valpelline par M. Novarese¹. Ces roches atteignent un certain développement dans la Combe d'Oren, au voisinage du granite à muscovite. Leur structure parallèle est quelquefois à peine marquée ; mais dans la règle, elle est nettement indiquée.

Sur territoire suisse, j'ai constaté *in situ* au Schönbühl, Zmutt Tal, l'existence de types lithologiques appartenant au groupe kinzigitique.

Les formations que nous venons de passer en revue alternent un grand nombre de fois avec des lits et des bancs calcaires de toute extension et de toute épaisseur. La puissance des bancs calcaires peut dépasser cent mètres en certains cas ; celle des lits peut descendre aux dimensions d'une feuille de carton. La liaison des strates calcaires avec les roches énumérées en premier lieu est ordinairement très intime ; les unes et les autres présentent d'innombrables récurrences et constituent un complexe unitaire, au point de vue du tectonicien.

Cet ensemble est percé par des roches de consolidation profonde, parmi lesquels dominent des granites à muscovite, ou à deux micas, On les rencontre en filons souvent accumulés en quantité innombrable sur certains points (Alpe de Za-de-Zan). Au sommet de la Tête de Valpelline (3813 m.),

¹ V. Novarese. *La zona d'Ivrea*. Boll. Soc. Geol. Ital. XXV, 1906, p. 176.

les marbres à silicates sont criblés en tous sens par des filons aplitiques. Ailleurs les granites à muscovite forment des massifs plus continus (Combe d'Oren).

Le métamorphisme de contact exomorphe exercé par les granites de la série de Valpelline est d'une grande évidence. Au contact de la roche éruptive, les marbres se chargent de silicates et peuvent se transformer en vraies cornes calcaires, souvent extrêmement riches en pyroxène monoclinique, grenat, feldspath, zoïsite, épidote, graphite. L'extrême diffusion des pénétrations éruptives dans les formations sédimentaires fait que ces phénomènes s'observent pour ainsi dire à chaque pas dans la série de Valpelline. Le contact se fait souvent par injection parallèle du matériel éruptif dans les lits de la roche ; dans ce cas, les intercalations de schistes sont ordinairement plus vite résorbées que les calcaires, et l'on obtient d'admirables roches rubanées formées par des alternances de marbres à silicates de contact avec des veines aplitiques.

L'exomorphisme subi par les schistes se traduit par la production de cornéennes pyroxéniques, amphiboliques, feldspathiques, épidotiques, zoïsitiques, maclifères, grenatifères. J'ai rencontré ces roches en abondance dans le bassin du glacier de Zmutt.

Les phénomènes d'endomorphisme subis par le granite à muscovite paraissent être fréquents, quand cette roche arrive au contact des calcaires. J'ai pu en observer des exemples authentiques dans la Combe d'Oren. Dans un des cas constatés par moi, on peut observer dans le même bloc et sur un espace de quelques décimètres, le passage graduel du granite à muscovite normal à une roche sombre qui a l'habitus macroscopique et microscopique d'une diorite très peu quartzifère et assez riche en biotite. J'ai étudié en détail le phénomène au moyen de prises d'échantillons sériés. Tant à l'œil nu qu'au microscope, on y peut suivre graduellement la diminution du quartz, conduisant

à sa disparition presque totale, ainsi que l'enrichissement progressif en biotite, quand on s'éloigne du granit normal. La basicité des plagioclases croît dans le même sens. Ce dernier phénomène trahit l'enrichissement du magma granitique en chaux.

Quand la roche est altérée par les actions atmosphériques, la basicité croissante des plagioclases se traduit au microscope par la production de nuages « saussuritiques » dont la densité augmente à mesure qu'on s'éloigne du granite non endomorphisé. Macroscopiquement, la saussuritisation (zoïsitisation) des plagioclases confère à la roche un ton gris bleu dont l'intensité augmente dans des proportions considérables quand on s'éloigne du granite normal. En sens inverse, la teinte gris bleu s'atténue et passe lentement au blanc pur du granite à muscovite.

Au contact même du calcaire et de la roche sombre basique, il se développe une bordure épaisse de cinq à dix millimètres, presque entièrement formée d'augite. Le calcaire est très chargé de silicates de contact.

Certaines roches de la série de Valpelline, les gneiss à sillimanite, par exemple, se distinguent par une tendance à former des associations minéralogiques de faible volume. Au point de vue de la notion des zones bathymétriques de schistes cristallins (« Tiefenstufen »), ces roches réalisent assez bien les combinaisons minérales considérées comme caractéristiques de la zone profonde¹ de M. Becke (II) ou de M. Grubenmann (III).

Dans le massif de la Dent Blanche, les types de la « catazone » ne se rencontrent que dans la série de Valpelline, mais ils sont loin de constituer la totalité de cette dernière formation.

¹ Un rapprochement du même genre a déjà été fait par M. Novarese (loc. cit. en ce qui concerne la zone d'Ivrée.

line et certains complexes des zones alpines plus internes. Ces complexes analogues, ce sont les formations « diorito-kinzigitiques » de M. Franchi¹. Ils sont fort développés dans ce qu'on est convenu d'appeler la « zone d'Ivrée » et la zone des « Gneiss-Strona », c'est-à-dire dans des régions tectoniquement étrangères à la zone du Piémont. Mais ils existent également dans la zone du Piémont, où ils contribuent à former, en arrière du massif du Mont-Rose, dans le val Sermenza et le val Mastallone, ce que Gerlach appelait la deuxième zone dioritique.

Les analogies entre les « Valpellingesteine » et ces formations alpines internes étaient partiellement connues de Gerlach, qui appliquait aux unes et aux autres, dans sa carte au 1 : 200 000 publiée en 1869, la même teinte conventionnelle spéciale (gn E). M. Novarese² a apporté une plus grande précision lithologique dans l'indication de ces ressemblances. M. Schmidt s'appuie sur ces mêmes analogies pour affirmer que la racine de la nappe de la Dent Blanche se trouve dans la zone d'Ivrée³. En 1906, M. S. Franchi⁴ a soumis à une analyse approfondie les

Il existe de grandes analogies entre la série de Valpel-résultats acquis sur les formations « diorito-kinzigitiques » internes au cours du levé détaillé des Alpes occidentales italiennes. Le savant italien nous a appris que la zone dioritique (d'Ivrée) forme, avec les gneiss Strona, un tout génétiquement complexe mais tectoniquement unitaire et « inscindible », et lui attribue un âge antépermien. Peu de temps auparavant, M. Novarese⁵ avait montré

¹ S. Franchi. *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti*. Boll. R. Com. Geol. XXXVI, 1906.

² V. Novarese. *La zona d'Ivrea*, loc. cit.

³ C. Schmidt. *Eclogæ geol. Helv.* IX, 1907, p. 553, 555, 580.

⁴ S. Franchi, loc. cit.

⁵ V. Novarese. *Sul preteso rapporto fra le rocce della zona d'Ivrea e le pietre verdi della zona dei calcescisti*. Boll. R. Com. Geol. 1905, p. 181.

l'inexactitude de l'opinion, accréditée chez beaucoup de savants, suivant laquelle les roches de la zone d'Ivrée appartiendraient à la même formation que les « pierre verdi » mésozoïques de la zone du Piémont.

Enfin, en 1908, la nouvelle carte des Alpes occidentales italiennes au 1 : 400 000, déduite des levés détaillés du R. Ufficio Geologico, est venue nous fixer sur l'extension et les limites approximatives de la formation diorito-kinzigitique sur le sol italien.

En ce qui concerne le massif de la Dent Blanche, mes propres recherches font voir comment ce complexe, en quittant la Valpelline, pénètre sur territoire suisse en formant un certain nombre de prolongements ramifiés dans la Tête de la Valpelline, la Dent d'Hérens, le Stockje, le Schönbühl, l'Ebihorn, et comment il est encore, à l'heure actuelle, représenté par un lambeau isolé au sommet du Cervin. L'heure est encore lointaine où les nombreux problèmes lithologiques offerts par la série de Valpelline pourront être résolus. En attendant, mon effort a tendu à pénétrer la signification tectonique de ce groupe intéressant, et à perfectionner la délimitation que Gerlach a ébauchée sur la feuille XXII. La grande altitude des territoires, leur glaciation étendue et les autres difficultés d'accès ont rendu cette tâche très laborieuse.

LA TECTONIQUE INTÉRIEURE DU MASSIF DE LA DENT BLANCHE.

Grâce au plissement qui a affecté les structures parallèles principales¹, il m'a été possible d'observer de nombreuses charnières, de suivre leur propagation longitudinale et de constater leur emboîtement transversal, au cœur

¹ Il m'est tout à fait impossible d'entrer en matière sur la question des structures parallèles et sur les précautions qui s'imposent au tectonicien à ce sujet. Les multiples aspects de ce problème ne me semblent pas pouvoir être abordés avec fruit ailleurs que dans un mémoire détaillé.

même du massif de la Dent Blanche, sans beaucoup plus de difficultés qu'en pays de nappes sédimentaires.

Etant donné le nombre très considérable de ces observations tectoniques, je ne puis songer à les exposer toutes, ni à les discuter longuement dans cette note préliminaire. Sur ma carte géologique du massif de la Dent Blanche, j'ai du reste dessiné en projection horizontale les plus importantes des charnières observées par moi. Je donne en outre ici une série de coupes (planche) disposées en coulisses, avec décalément du niveau de base correspondant aux fluctuations altitudinales du plan axial des plis couchés. Le lecteur qui voudra bien se reporter à ces coupes, et les comparer avec ma carte, pourra se faire une idée de la forme et de la position des charnières observées, ainsi que de la façon dont j'interprète leurs rapports dans l'espace. Le système des coupes sériées lui permettra d'acquérir rapidement une vue d'ensemble sur la tectonique intérieure du massif. *Le grand pli couché de la Dent Blanche se résout en un certain nombre de plis couchés d'ordre inférieur, encore en parfaite continuité structurale réciproque et empilés les uns sur les autres.*

Les relations de la série de Valpelline et de la série d'Arolla à l'intérieur des plis couchés. Je n'ai pas pu observer, entre les deux séries, de contacts vraiment francs ; elles se relient par transitions graduelles. Par suite, la série de Valpelline ne constitue pas une nappe indépendante. Elle appartient au massif de la Dent Blanche et fait partie intégrante de la zone du Piémont.

Les deux séries ont été plissées ensemble et ont subi les mêmes vicissitudes tectoniques. D'une manière générale, leurs structures parallèles sont conformes et ont été intéressées par les mêmes plis. Les emboîtements des charnières observées par moi dans la série de Valpelline se propagent au loin dans la série d'Arolla.

Dans les limites actuelles de mes observations, tout se passe comme si la série de Valpelline était stratigraphiquement inférieure à la série d'Arolla.

Cette solution n'est peut-être pas la seule possible, car l'extension considérable des glaciers soustrait à nos yeux une partie des motifs tectoniques. En tout cas elle explique sans difficulté tous les faits observés et n'est contredite par aucun. Les formes des plis ainsi obtenus obéissent remarquablement bien aux lois tectoniques fréquemment vérifiées en pays de plis couchés. La structure interne du massif se ramène à un système de plis couchés et empilés marchant vers le nord-ouest. Les noyaux anticlinaux plongeants sont constitués par les terrains valpelliniens qui, au-devant d'eux, ont refoulé la série d'Arolla en boucles immenses.

Le plus caractérisé de ces anticlinaux couchés est celui qui constitue les sommets du Cervin et du Stockje et va se fermer sur la rive gauche du glacier de Zmutt (*anticlinal Matterhorn-Stockje*). Il repose sur un synclinal couché, dont la charnière formidable embrasse presque toute la face occidentale du Cervin (*synclinal de Tiefenmatten*).

Quant à l'hypothèse suivant laquelle la série de Valpelline serait stratigraphiquement supérieure à la série d'Arolla, elle soulève de nombreuses objections d'ordre structural, pour ne parler que de celles-là. Elle peut admettre deux variantes principales : l'une suivant laquelle la nappe tout entière viendrait du NW., l'autre suivant laquelle elle viendrait du SE. En se reportant aux données de fait contenues dans ma planche de coupes, il sera facile à tout tectonicien expérimenté dans les questions de plis couchés de se rendre compte de ce que peuvent être ces variantes, et de sentir combien les solides structuraux qui en résultent sont peu en harmonie avec l'ensemble des expériences actuellement acquises dans ce domaine.

Je crois inutile de discuter maintenant la première va-

riante ; quant à la seconde, elle nous retiendra un peu plus longtemps. Dans ce cas, la série de Valpelline représenterait non plus les noyaux anticlinaux de la nappe, mais sa *couverture* en repos *normal* sur la série d'Arolla et localement plissée vers le sud-est. On aurait ainsi une nappe constituée par la seule série d'Arolla. Dans son ensemble elle serait poussée au NW., mais sa surface structurale serait accidentée de quelques plis en retour. La série de Valpelline remplirait encore les synclinaux de surface de la nappe, et pourrait par suite être considérée comme mésozoïque.

Cette hypothèse n'est pas nouvelle ; je l'ai émise en 1906 dans des termes un peu différents, mais on la reconnaîtra facilement¹. Il pouvait en effet paraître plus simple, à première vue, de voir dans les charnières en discussion de simples synclinaux un peu déjetés au SE., plutôt que de les regarder comme des anticlinaux plantés vers le NW., entraînant l'admission de tout un édifice compliqué de plis couchés et empilés dans l'intérieur même du massif de recouvrement. Si donc je me suis trompé en 1906, ce n'est certes pas par « ultranappisme », c'est au contraire pour n'avoir pas attribué assez d'importance aux mouvements horizontaux qui se sont accomplis à l'intérieur du massif de la Dent Blanche.

La fonction de synclinaux mésozoïques de surface étant attribuée aux noyaux valpelliniens des charnières observées, j'ai cru pouvoir, en me basant sur les analogies certaines de facies, attribuer la même fonction de synclinal mésozoïque aux terrains de la zone d'Ivrée, opinion que je ne puis absolument plus maintenir. La solution de 1906 se présentait, en ce qui concerne le massif de la Dent Blanche, avec une simplicité relative qui semblait la rendre acceptable. Mais au cours de la campagne de 1906, la continua-

¹ E. Argand, loc. cit.

tion des recherches détaillées dans la moitié nord du massif me montra que l'extension de cette hypothèse aux parties les plus internes du profil transversal (Dent d'Hérens, Jumeaux, etc.) transformait mes modestes plis en retour en véritables plis couchés au SE. L'amplitude de ces mouvements horizontaux vers le sud-est aurait dû atteindre un nombre respectable de kilomètres. Fait plus grave encore, les formes structurales des plis ainsi reconstruits étaient peu compatibles avec l'idée d'une poussée locale en retour, venant du nord-ouest. Il fallait donc chercher autre chose.

Ces invraisemblances tectoniques ont été assez fortes pour ébranler ma conviction antérieure. A partir du début de la campagne de 1906, j'ai pu m'habituer peu à peu à l'idée d'un âge prétriasique ancien de la série de Valpelline et à ses conséquences, telles qu'elles ont été exposées plus haut. On le voit, j'ai évité toute hâte dans la publication de mes vues nouvelles, et j'ai préféré les soumettre aussi longtemps que possible au contrôle de la réalité. Depuis 1906, j'ai eu trois campagnes pour les mettre à l'épreuve sur le terrain, et il m'a été impossible, jusqu'à maintenant, de rien découvrir qui vienne les infirmer.

L'hypothèse de l'âge prétriasique ancien de la série de Valpelline, que je défends maintenant en m'appuyant principalement sur le déroulement des plis couchés ¹, a l'avantage de s'accorder d'une manière satisfaisante avec la notion d'un âge antépermien proposée par M. S. Franchi ² pour la « formation diorito-kinzigitique Ivrea-Verbanò ». Je n'ai

¹ Cette hypothèse permet aussi de comprendre pourquoi les types lithologiques de la « catazone » sont localisés dans la série de Valpelline et paraissent faire défaut dans la série d'Arolla. Avant la formation des nappes, la série de Valpelline devait en effet occuper un niveau bathymétrique plus profond que celui de la série d'Arolla.

² S. Franchi. *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica*, etc., loc. cit. La nouvelle carte au 1 : 400 000 publiée par le R. Ufficio Geologico (1908) range la série de Valpelline et les autres formations « kinzigitiques », avec les marbres qui y sont intercalés, dans les terrains précambriens.

pas séjourné assez longtemps dans les zones diorito-kinzigtiques internes pour pouvoir émettre un avis compétent sur les déductions stratigraphiques du savant italien, déductions dont le principe est en tout cas fort différent de ceux que j'ai appliqués dans le massif de la Dent Blanche. Néanmoins, les mémoires déjà cités de MM. Novarese et Franchi ont certainement contribué à l'évolution de mes idées en 1906, et je suis heureux de pouvoir remercier ces deux savants du service qu'ils ont ainsi rendu à mes recherches.

Je puis maintenant résumer tout ce qui précède en disant que le massif de la Dent Blanche, dans sa moitié septentrionale, m'apparaît comme un grand pli couché au NW., résoluble en plusieurs plis d'ordre inférieur empilés et couchés dans la même direction. Le trajet des plis d'ordre inférieur peut être précisé grâce à l'existence de deux complexes jouant approximativement, dans les limites de ma carte, le rôle de niveaux stratigraphiques : la série de Valpelline ou division inférieure et la série d'Arolla ou division supérieure des terrains prétriasiques. Tout cet ensemble repose sans limite tranchée sur des terrains mésozoïques, par l'intermédiaire d'un flanc renversé très aminci, mais non pas, dans la règle, complètement supprimé.

LE GROUPE DES EUPHOTIDES.

La délimitation de ces gabbros à tendance mésocrate, désignés par quelques auteurs sous le nom de « gabbros blancs », a été ébauchée par Gerlach. Le nom d'euphotide, appliqué par Giordano à la masse lenticulaire de gabbro qui existe à la base du Cervin, sur les versants sud et ouest, est encore en usage aujourd'hui parmi les pétrographes italiens. Les roches de ce groupe ont fait l'objet d'études pétrographiques de la part de M. Brun¹, qui a également

¹ A. Brun. *Note sur les gabbros d'Arolla*. Arch. sc. phys. et nat. Genève, 3^e pér., t. XXXII, juillet 1894. — *Péridotite et gabbros du Matterhorn*. Ibidem, 4^e pér., t. VII, janvier 1899.

signalé dans leur voisinage des gabbros à olivine et des péridotites (Cervin, Mont Collon). Dans mes propres recherches, je me suis efforcé de perfectionner la délimitation de ces roches, dans la mesure compatible avec les sérieuses difficultés d'exploration. A ce point de vue mes contours peuvent passer pour une deuxième approximation, ceux de H. Gerlach représentant la première. Ma carte fait en outre connaître de nouvelles masses d'euphotide à l'Unter Gabelhorn, à la Blaufluh (Triftkummen) et au Weisshorn.

Au point de vue purement lithologique, il me paraît légitime de rapprocher ces roches des euphotides mésozoïques qui abondent dans le substratum du massif de la Dent Blanche. Géologiquement, les euphotides qui existent dans l'intérieur de la nappe de recouvrement sont remarquables par leur liaison souvent fort intime avec des roches acides, et par le fait qu'elles sont accompagnées de phénomènes intrusifs entièrement indiscutables. Il suffit de parcourir la longue arête d'euphotide du Mont Miné, vers le point 3408 m., pour se convaincre que cette roche y est percée d'une grande quantité de filons aplitiques. J'ai également cherché si une continuité matérielle est encore observable entre les euphotides de l'intérieur du massif et celles du substratum mésozoïque, mais jusqu'ici je n'ai pas obtenu de résultat dans ce sens.

Il n'est pas impossible cependant qu'une relation génétique existe entre les unes et les autres, comme M. C. Schmidt ¹ l'admet en comparant les rapports de position du gabbro des Aiguilles Rouges d'Évolène et de ceux du Mont Collon.

La grande masse de la base du Cervin, sur laquelle je reviendrai bientôt, est formée presque entièrement d'e-

¹ C. Schmidt. *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. *Eclogae geol. Helv.* IX, p. 547, note n frapaginale.

photide et renferme relativement fort peu d'intercalations étrangères. Dans la zone qui va du Petit Mont Collon au Mont Miné par le Grand Mont Collon et les Dents de Bertol, les euphotides et les gabbros à olivine, avec péridotites en quantité restreinte, sont accompagnés d'intercalations acides assez nombreuses, de sorte qu'il est plus juste ici de parler simplement d'une *zone de prédominance* des roches gabbroïques. Mais la plupart de ces intercalations sont trop peu étendues pour être susceptibles d'une délimitation à l'échelle du 1 : 50 000, d'où l'emploi d'une teinte unitaire sur ma carte.

Au point de vue de leurs relations d'ensemble avec les plis couchés, les roches gabbroïques présentent un phénomène intéressant : leurs zones de prédominance se trouvent de préférence dans le cœur de boucles ouvertes au SE., boucles que nous avons appris à considérer comme anticlinales. Cette relation n'est pas toujours vraie pour *une* masse particulière d'euphotide prise isolément. Ainsi considérée à part, chacune de ces lentilles constitue souvent une masse éruptive de forme absolument quelconque. La relation dont je veux parler ne devient apparente que dans le cas où nous envisageons dans leur ensemble les zones du développement favori de l'euphotide pour les opposer aux régions où cette roche n'existe pas en quantité notable.

C'est ainsi que la zone du Mont Collon, *en tant que formation géologique prise dans son ensemble*, et sans égard pour les rapports particuliers de telle ou telle masse subordonnée d'euphotide, se trouve à l'intérieur de la charnière, ouverte vers le sud-est, que l'on peut observer à la montée du Plan de Bertol, et que j'interprète comme un anticlinal. La masse du Cervin, avec ses prolongements vers le Stockje, Hohenbielen et l'Unter Gabelhorn, est affectée par un autre anticlinal. Je rapporte à cet anticlinal la double charnière très nette observée par moi dans la

structure parallèle de l'euphotide, sur la paroi occidentale du Cervin, un peu au nord du couloir de Penhall, qui descend du point 3903 au glacier de Tiefenmatten (voir l'indication de cette charnière sur la carte et sur la fig. 2, p. 261).

Si les zones de prédominance de l'euphotide jouissent de la fonction anticlinale dans certains cas, c'est que la mise en place de cette roche éruptive a eu lieu de préférence dans les parties relativement basses de la série pré-triasique. Et c'est en cela que les zones de prédominance de l'euphotide, *en tant que formations géologiques*, peuvent être rapprochées de la série de Valpelline. Cette analogie, qui a trouvé son expression dans la légende de ma carte, doit être entendue seulement à ce point de vue. Ce rapprochement n'implique nullement de ma part l'idée d'une stricte équivalence entre les deux formations. En tout cas je n'ai pas, jusqu'ici, constaté sur le terrain une liaison géologique quelconque entre les euphotides d'une part, les granites à muscovite, diorites quartzifères et diorites de la Valpelline d'autre part. Sur ma carte, les zones de prédominance de l'euphotide ont été distinguées des roches nommées en dernier lieu par l'emploi d'un pointillé rouge.

LA TECTONIQUE DU MATTERHORN.

Au-dessus de la grande lentille d'euphotide, avec sa double charnière¹ qui marque pour moi le cœur d'un anticlinal, la série d'Arolla constitue la majeure partie du

¹ Dans le cas où l'on voudrait considérer la grande masse d'euphotide comme mésozoïque, la charnière observée par moi au nord du Couloir de Penhall représenterait non plus un des noyaux anticlinaux de la nappe, mais un pseudo-anticlinal faisant pénétrer le substratum mésozoïque à la manière d'un doigt de gant dans la masse de recouvrement. Il m'a été impossible, jusqu'ici, de découvrir un argument probant en faveur de cette interprétation.

Cervin¹. Seule la pyramide terminale, au-dessus du niveau de l'Épaule Suisse et de la Crête Tyndall, présente une constitution différente. On s'est quelquefois représenté la structure parallèle du gneiss d'Arolla comme peu inclinée sur l'horizon, mais la présence de nombreuses charnières

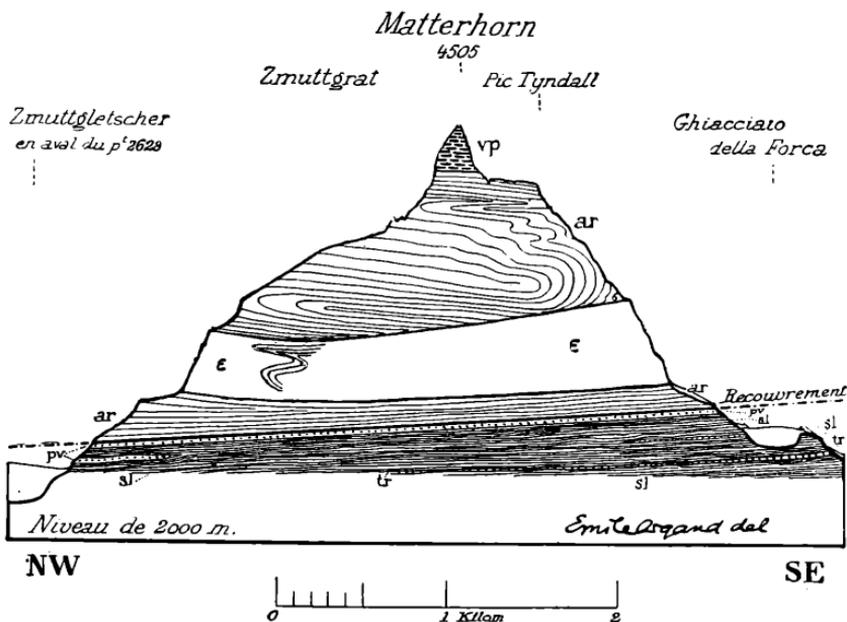


FIG. 2. — Coupe géologique du Mont Cervin.

Echelle 1 : 50000

Les charnières sont construites d'après les données observées sur la paroi occidentale.

Terrains prétriasiques de la nappe de recouvrement :	Terrains mésozoïques du substratum :
ar Série d'Arolla	sl Schistes lustrés
e Groupe des euphotides	pv « Roches vertes »
vp Série de Valpelline	tr Trias.

montre que cette apparence tranquille résulte d'un empilement de plis couchés. J'ai fait une étude prolongée des diverses charnières visibles sur les parois du Cervin, et en particulier des majestueux contournements de la face occidentale.

La série d'Arolla s'y montre ployée par une colossale

¹ Le Musée géologique vaudois, à Lausanne, possède un exemplaire du relief du Cervin au 1 : 5000, modelé par le regretté X. Imfeld et colorié géologiquement par moi.

charnière compliquée de replis anticlinaux secondaires souvent fort accentués. Sur ma carte au 1 : 50 000, la grande charnière et ses principaux replis secondaires, tels qu'ils résultent de mes observations, sont figurés en projection horizontale. On les retrouvera en élévation dans la fig. 2. L'allure des structures parallèles sur les trois autres faces de la montagne est figurée sur la planche.

M. Schmidt a essayé de fournir une interprétation tectonique du Cervin. A en juger par une coupe qui a été largement répandue dans diverses publications¹, la grande charnière qui affecte la série d'Arolla s'ouvrirait vers le Sud-Est, c'est-à-dire vers l'arrière pays alpin. Cette charnière s'appuyerait sur les terrains secondaires du substratum et supporterait un lambeau, également mésozoïque, qui constituerait la partie culminante du Cervin.

Cette construction n'est par d'une solidité à toute épreuve. Car si, dans les coupes de M. C. Schmidt, la grande charnière du Matterhorn s'ouvre au Sud-Est, dans la nature par contre, elle est tournée dans l'autre sens et s'ouvre vers l'avant-pays alpin.

Je crois devoir, par suite, la considérer comme un synclinal complexe (*synclinal de Tiefenmatten*) poussé vers cet avant-pays, et non comme un anticlinal, interprétation que la vue des coupes de M. Schmidt suggère immédiatement, mais qui est contraire à la réalité.

Sur ce synclinal complexe reposent sans limite tranchée, au-dessus du niveau de la Crête Tyndall et de l'Epaule suisse, les formations très sensiblement différentes qui constituent la région culminante.

D'après mes récoltes d'échantillons, la pyramide terminale est formée pour une bonne partie par des gneiss à grain plutôt fin, d'un type très particulier. Ces gneiss renferment : quartz cataclastique abondant, plagioclase acide

¹ C. Schmidt. *Ueber die Geologie des Simplongebietes*, etc. *Eclogæ geol.* Helv. IX, 1907, pl. 9, fig. 2. Voir aussi *Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe*, Zürich 1908, pl. V, fig. 2.

voisin de l'albite, amphibole vert pâle d'habitus actinolitique, en quantité souvent très notable, mica blanc, paillettes de graphite caractéristiques, pyrite. La patine rouge de la pyramide terminale, qui avait déjà frappé H. B. de Saussure, est dûe en grande partie à l'altération atmosphérique de ce dernier minéral. Cet enduit est très répandu dans la plupart des roches de la série de Valpelline, tandis que dans son ensemble (aplites exceptées) la série d'Arolla a une patine verte. Les gneiss fins dont il vient d'être question sont abondants vers 4300-4400 m., dans la région dite « le Toit du Cervin » ou les « Rochers Rouges ».

Ils sont percés par des filons et des veines aplitiques, ainsi que j'ai été à même de le constater, tant sur le terrain que sous le microscope.

Ils n'offrent aucune analogie avec les formations mésozoïques de la zone des schistes lustrés à pierre verdi. En revanche, je les ai retrouvés fréquemment en grande quantité, et avec des caractères analogues, dans la série de Valpelline, dont ils font certainement partie intégrante.

Très subordonnées et en quantités très petites par rapport au complexe valpellinien sont les intercalations diverses qu'on y a rencontrées. En s'appuyant sur l'existence des roches gabbroïques du sommet, décrites par M. Schæfer¹ et par M. Brun², et sur quelques trouvailles de bancs calcaires, M. C. Schmidt³ a émis l'affirmation que la partie la plus élevée du Matterhorn est mésozoïque. Cette argumentation serait indiscutable si les calcaires et les « Grünschiefer » se rencontraient uniquement dans la série mésozoïque. Or, on sait déjà maintenant que des bancs calcaires

¹ R. W. Schæfer. *Ueber die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingerbietes im Wallis*. Tschermaks min. u. petr. Mitt. 1895. XV.

² A. Brun. *Péridotite et gabbros du Matterhorn*. Arch. sc. phys. et nat. Genève, 4^e pér. t. VII, janvier 1899.

³ C. Schmidt. *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogæ geol. Helv. IX, 1907, p. 553-554; pl. 9, fig. 2 et carte pl. 13.

intercalés existent en abondance dans la série de Valpelline¹, où leur présence est caractéristique. Quant aux « schistes verts » dérivant de roches éruptives basiques, sans être aussi abondants que dans la série mésozoïque, ils ne font pas entièrement défaut dans la série de Valpelline, ni dans les formations diorito-kinzigitiques internes.

En ce qui concerne les roches du sommet, M. Brun² a montré qu'elles dérivent en partie de gabbros. Je puis ajouter que dans mes récoltes il n'existe aucun type que l'on puisse, d'après les seules analogies pétrographiques, considérer avec certitude comme mésozoïque. Il m'a été impossible, jusqu'ici, de reconnaître là-haut aucun des types caractéristiques si répandus dans les *pietre verdi* du substratum de la nappe, tels que prasinites chloriteuses (ovar-dites), amphibolites grenatifères, élogites à glaucophane, etc. J'ai recueilli dans le voisinage immédiat du sommet

¹ Il est vrai que pour M. C. Schmidt ces derniers calcaires sont aussi triasiques : « Vom Matterhorn aus sinkt gegen Südwesten das Gebirge und in der Achse des Tales von Valpelline liegt auf und in Arollagneissen, Glimmerschiefern und dioritischen Gesteinen ein System von Kalkbänken, denen ich triadisches Alter zuschreibe. » (Loc. cit. p. 554. Voir aussi la carte schématique au 1 : 350 000, du même auteur, sur laquelle les calcaires situés au voisinage de l'« axe » de la Valpelline, figurent comme « Röthidolomit und inneralpine Trias », loc. cit. pl. 13. Voir encore Erläuterungen zur geol. Karte des Simplongruppe, Zurich 1908, pl. IV.)

Je rappelle que déjà auparavant j'avais émis l'hypothèse d'un âge triasique de ces calcaires de la Valpelline (E. Argand, Sur la tectonique du massif de la Dent Blanche, C. R. Acad. Sc. 26 février 1906), et je viens de montrer une partie des raisons pour lesquelles elle ne me paraît plus guère défendable aujourd'hui.

Les seuls calcaires certainement triasiques que je connaisse en Valpelline sont ceux de la zone Roisan-Col de St-Barthélemy, auxquels on peut ajouter quelques lambeaux restreints dans la direction du NE. Quant aux marbres qui existent dans l'« axe » de la Valpelline, ils sont fréquemment associés à des roches intrusives et métamorphosés par contact. Si donc M. C. Schmidt tient absolument à en faire du Trias, il devra aussi admettre la réalité d'intrusions mésozoïques ou plus jeunes. Cette hypothèse n'a certes rien d'absurde, mais elle demanderait à être appuyée sur des données stratigraphiques très exactes, que les complexes valpelliniens se sont montrés jusqu'ici incapables de fournir.

² A. Brun, loc. cit.

oriental, dit sommet suisse, un schiste vert couvert de petites fulgurites et renfermant : amphibole vert pâle abondante, plagioclase acide voisin de l'albite, zoïsite, minéral chloriteux de basse biréfringence, en houppes constituées par des fibres à allongement négatif, ou en agrégats.

M. Brun signale au sommet suisse une microgranulite (aplite). Comme aucune intrusion acide n'a jamais été observée avec certitude dans les immenses territoires mésozoïques de la zone du Piémont, il faudra admettre, si M. C. Schmidt est dans le vrai, que cette petite surprise nous était réservée pour la première fois au sommet du Cervin.

Je n'ai pas l'intention de contester l'existence possible de lambeaux mésozoïques très restreints dans la pyramide terminale. Une négation de ce genre sera toujours difficile à formuler, puisqu'il faudrait pour cela avoir exploré chaque mètre carré de la surface de cette pyramide, chose évidemment impossible avec les moyens actuels d'investigation. Je ferai simplement observer :

1° que la présence d'un lambeau mésozoïque dans la pyramide terminale, au-dessus de l'Epaule suisse et de la Crête Tyndall n'a pas encore été prouvée et reste hypothétique.

2° que par contre j'ai constaté objectivement, et en grande quantité, la présence de types lithologiques entièrement caractéristiques de la série de Valpelline, dans la pyramide terminale du Mont Cervin¹.

M. C. Schmidt considère son lambeau hypothétique comme un reste de la couverture mésozoïque de la nappe

¹ M. Novarese a déjà rattaché la pyramide terminale à la formation que j'appelle ici série de Valpelline. « Diese Formation liegt über dem Arollagneiss, und ein Stück von ihr erscheint an der eigentlichen Spitze des Matterhorn; es ist jene rötliche Haube der Pyramide, die schon de Saussure im Jahre 1792 bemerkte und für Serpentin hielt. » V. Novarese (octobre 1903) in Guido Rey *Das Matterhorn*. Stuttgart 1905.

de la Dent Blanche. D'autre part le même auteur voit dans la nappe de la Dent Blanche un équivalent de la nappe austro-alpine¹. Si donc M. C. Schmidt désire conserver toutes les positions qu'il occupe, il devra prouver, au sommet du Cervin, l'existence du Trias *austro-alpin*.

Cette entreprise est vaine, et pour deux raisons. La première c'est que la Dent Blanche n'est pas une nappe austro-alpine. La seconde, c'est qu'il est géométriquement impossible que le sommet du Cervin appartienne à la *couverture* mésozoïque de la nappe de la Dent Blanche. Ma carte et ma planche de coupes sériées font voir, et la nature montre mieux encore, que le complexe de la pyramide terminale du Cervin possédait une continuation. Grâce à la lente descente des plans axiaux vers le SW, dans le sens de propagation des plis couchés, et à leur plongée au NW, dans le sens de poussée, la formation dont il s'agit décrit une longue intersection sur la surface topographique, et présente de nombreux points abordables. La série d'Arolla, qui constitue la masse principale du Cervin avec sa grande charnière, se retrouve à W du Col de Tournanche et plonge à W ou SW en formant une grande partie de l'arête orientale de la Dent d'Hérens jusqu'au-dessus du point 3712 m.

Au-dessus de cette formation, on retrouve les terrains de la pyramide terminale du Cervin, qui se réfléchissent dans les faces Nord et Est de la Dent d'Hérens sous forme d'une longue bande à patine rouge, et supportent de nouvelles masses appartenant à la série d'Arolla. Tout le complexe qui constitue la partie culminante de la Dent d'Hérens et de la chaîne des Jumeaux se continuait donc vers le NE *par dessus* le sommet du Cervin. Par suite, la projection tectonique de ce dernier point tombe *dans l'intérieur* de

¹ C. Schmidt. *Tektonische Demonstrationenbilder*. Bericht über die XXXX. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins zu Lindau 1907.

la nappe de la Dent Blanche et non dans sa couverture mésozoïque¹.

La nappe de le Dent Blanche était du reste beaucoup plus épaisse que les 1200 mètres de terrains prétriasiques qui constituent le Cervin. En tenant compte de tous les résultats de la projection tectonique, j'estime que le chiffre de 4 à 5 kilomètres représente encore une évaluation modérée.

Pour mieux établir la signification géologique du complexe qui apparaît dans la pyramide terminale, nous devons l'étudier non seulement là-haut, « auf der luftigen Höhe » comme dit M. C. Schmidt, mais encore dans son prolongement, partout où nous pouvons le rencontrer. Je viens de montrer que ce prolongement existe dans la Dent d'Hérens; il aboutit au point 3130 m., au pied de la paroi nord de cette montagne.

La série d'Arolla du Stockje repose sur une masse d'euphotide qui est la continuation de celle de la base du Cervin. On trouve, en outre, des manifestations restreintes d'euphotide à l'intérieur même de la série d'Arolla. Cette dernière série supporte en concordance un complexe rougeâtre qui constitue le sommet du Stockje et représente la continuation des terrains de la pyramide terminale du Cervin. Cette formation n'est autre que la série de Valpelline elle-même, et j'y ai reconnu en quantité notable les marbres silicatés valpelliniens. Elle se continue dans le Schön-

¹ Si la présence d'un lambeau mésozoïque dans la pyramide terminale du Cervin était confirmée, on pourrait interpréter ce lambeau comme le reste d'un faux-anticlinal faisant pénétrer le *substratum* de la nappe au cœur de notre pli valpellinien (anticlinal Matterhorn-Stockje), mais non comme un fragment de la couverture. Ce phénomène, s'il existait, se traduirait également ailleurs qu'au Cervin, par des complications tectoniques qu'il est aisé de prévoir dans leurs grandes lignes, mais que je n'ai pu observer nulle part dans la nature.

Il n'y a pas lieu de chercher au Cervin un prolongement quelconque de la masse certainement triasique du Château des Dames, parce que la projection tectonique de cette masse passe beaucoup au-dessus du sommet du Cervin.

bühl (arête 3190) où j'ai retrouvé des kinzigites massives à gros porphyroblastes de grenat, type pétrographique strictement valpellinien. Dans cette même arête, notre complexe est affecté d'une belle charnière ouverte au SE, et nous sommes ainsi avertis de sa nature anticlinale. Il franchit encore le Hohwänggletscher et se termine en biseau sous l'Ebihorn et le Hohwänghorn, phénomène qui s'accompagne d'une superbe convergence anticlinale dans la série d'Arolla.

Ainsi, les types lithologiques de la série de Valpelline se retrouvent non seulement dans la pyramide terminale du Cervin, mais encore dans les bandes nettement différenciées et cartographiquement séparables qui en forment le prolongement. Nulle part dans ce prolongement je n'ai rencontré des terrains attribuables au substratum mésozoïque de la nappe.

Après avoir suivi notre complexe vers le nord, nous pouvons aussi en rechercher la continuation vers le sud. A partir du glacier de Chérillon, nous le voyons disparaître momentanément sous le glacier du Mont Tabor, mais il se continue certainement de plain-pied dans la série de Valpelline, sous les Jumeaux de Valtournanche.

Avant que l'érosion ait fait son œuvre, en isolant le lambeau culminant du Cervin, il y avait donc continuité matérielle, dans le sens des structures parallèles, entre ce lambeau et la masse principale de la série de Valpelline.

Je n'ai, du reste, jamais pu observer une relation de continuité visible entre les assises valpelliniennes et les terrains mésozoïques du substratum. Entre les deux systèmes viennent s'intercaler quelques dizaines de mètres de « gneiss d'Arolla » que je considère comme le flanc renversé de la grande nappe de recouvrement.

L'anticlinal Matterhorn-Stockje et le lambeau de recouvrement du Cervin. La convergence du Hohwänghorn, la

charnière du Schönbühl et le fait que le lambeau valpellinien du Cervin repose sur un grand synclinal couché, montrent que tout notre complexe, tel que nous l'avons suivi, représente un anticlinal couché au NW. L'anticlinal, qui recouvrait la plus grande partie de la vallée de Zmutt, vient encore se planter dans les montagnes de la rive gauche de cette vallée et refoule devant lui des boucles immenses de gneiss d'Arolla, facilement observables dans la paroi nord de l'Ober Gabelhorn et dans la paroi est de la Wellenkuppe (point 3910). Le plan axial du pli couché s'enfonce au SW sous la Dent d'Hérens, dans la direction de propagation.

Les terrains valpelliniens de la pyramide terminale du Cervin forment un lambeau de recouvrement qui dépend de cet anticlinal couché, et repose sans limite tranchée sur la série d'Arolla. Un autre lambeau de recouvrement forme le sommet du Stockje.

LA RÉSISTANCE LOINTAINE DU MONT-BLANC
ET SON INFLUENCE PERTUBATRICE SUR LE MOUVEMENT
DE LA NAPPE DE LA DENT BLANCHE.

Les motifs tectoniques qui constituent le bord externe ou nord-occidental de la nappe de recouvrement subissent, au cours de la propagation longitudinale, d'importants changements dans leur profil transversal. L'examen de la planche de coupes sériées montre qu'ils ne sont pas projetables les uns sur les autres et nous donne en même temps une idée du sens et de la grandeur de ces déformations.

Dans la partie occidentale du territoire, la résistance considérable opposée par le massif du Mont-Blanc a empêché la nappe de se mouvoir librement vers le nord-ouest. La surface de contact avec le substratum se relève très rapidement jusqu'à la verticale (Veisivi), puis repart en avant

(Roussette) en se compliquant de multiples digitations (Couronne de Breonna).

On peut voir dans cette disposition soit l'arrêt forcé subi par un énorme pli frontal (Veisivi), soit une tentative faite par la nappe pour escalader un obstacle situé en avant. Au devant de la masse en mouvement, les schistes lustrés de la zone du Combin ont été gênés dans leur écoulement et se sont accumulés sous d'immenses épaisseurs, atteignant plusieurs kilomètres (Val d'Hérens).

En marchant vers l'est on voit la surface de contact se coucher davantage vers l'extérieur (Alpe et Col de l'Allée). L'épaisseur déjà moindre du substratum mésozoïque et l'allure des bandes alternantes de schistes lustrés et de roches vertes de la Garde de Bordon (convergentes vers l'amont) indiquent un mouvement plus facile.

A l'est du thalweg de Zinal les conditions d'écoulement se modifient très rapidement.

L'obstacle a cessé de faire sentir notablement son influence. La nappe, libérée de cette entrave, se couche énergiquement vers le nord-ouest (Diablons), et fauche sur son passage les terrains mésozoïques du substratum. Ceux-ci, qui atteignent un développement si puissant dans la région occidentale, sont réduits à 2-300 m. et souvent beaucoup moins dans la région orientale (Frilihorn, Brunnegghorn, Weisshorn). Ce laminage est une conséquence directe du mouvement plus facile de la nappe et il a pour effet d'abaisser le « niveau tectonique » du plan de recouvrement.

L'avancée de la nappe au nord des Diablons est plus grande qu'en aucun autre point du bord antérieur. Au contraire la région occidentale, retardée dans son mouvement par la résistance lointaine de l'obstacle, est restée à plusieurs kilomètres en arrière.

Au point de vue de ces influences extrinsèques, je crois pouvoir distinguer dans le massif de la Dent Blanche deux régions principales :

1° Un territoire sud-occidental comprenant la plus grande partie du massif, de la vallée de Zinal aux environs d'Aoste. Cette région est soumise à l'influence perturbatrice du Mont-Blanc. Elle a été gênée dans sa marche en avant et les solides structuraux portent la trace de ces phénomènes.

2° Un territoire nord-oriental qui n'embrasse plus aujourd'hui qu'une faible portion du massif à l'est de la vallée de Zinal (Diablons, Bieshorn, etc.).

La nappe s'y étale librement et sa marche en avant a été facilitée par l'abaissement de la barrière résistante entre le massif de l'Aar et celui du Mont-Blanc.

On peut s'assurer, en effet, qu'une ligne droite perpendiculaire à la racine (zone Sesia), et passant par l'extrémité nord du massif du Mont-Blanc, coupe le massif de la Dent Blanche en deux parties qui répondent sensiblement aux deux régions dont il vient d'être question. Leur limite mutuelle répond à peu près à la vallée de Zinal.

A l'est de cette limite les plis frontaux de la nappe devaient faire hernie dans la région d'écoulement facile comprise entre le massif du Mont-Blanc et celui de l'Aar. L'avancée maximale de la nappe aux Diablons permet d'affirmer que ce phénomène s'est réellement produit. Mais la destruction totale de la nappe, à l'est de la vallée de St-Niklaus, empêche la reconstruction exacte de cette protubérance.

L'influence du massif du Mont-Blanc se traduit encore par d'autres déformations d'un style tectonique très particulier.

Elles seront étudiées dans mon mémoire détaillé. Il me suffit, pour le moment, d'avoir signalé l'existence de phénomènes entièrement incompatibles avec la conception autochtone du massif de la Dent Blanche.

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DANS LES « SCHISTES
DE CASANNA ».

J'ai pu séparer des « schistes de Casanna » deux minces niveaux qui occupent la partie tout à fait supérieure de ce complexe. On les observe le long de la vallée de St-Nicolas, dans les parois du Brunegghorn, à mi-hauteur du Weisshorn, et dans le Mettelhorn, d'où ils descendent rapidement à la vallée, qu'ils atteignent tout près de Zermatt.

Le niveau supérieur est formé de quartzites séricitiques feuilletés, avec lits de prasinites, et passe vers le haut aux quartzites ordinairement plus compacts du Trias inférieur, sans limite tranchée. Ce niveau peut répondre en partie au Permien. J'attribue au Carbonifère un horizon sous-jacent au précédent, et constitué par des schistes à pigment noir charbonneux, accompagnés de quelques lentilles prasinitiques intercalées¹. Ces deux niveaux, dont l'épaisseur totale dépasse rarement 100 m., ne forment guère qu'une pellicule à la surface de la nappe IV, qui est épaisse d'au moins 2100 m. à la hauteur de St-Nicolas. La série mésozoïque et prétriasique entière, des schistes lustrés du Biesjoch aux gneiss ceillés chlorito-séricitiques de Randa, est concordante.

Plis en retour. Dans la région comprise entre le Mettelhorn et Zermatt, sur la rive gauche de la Visp, les terrains de la zone prétriasique du Grand St-Bernard forment une puissante charnière anticlinale² fermée au sud-sud-est, vers le massif du Mont Rose. Le Trias qui forme la couverture normale de ce pli pénètre dans les schistes

¹ Par exemple, dans les rochers qui dominent immédiatement la cabane S. A. C. au Weisshorn. Cette cabane est bâtie sur le Carbonifère.

² Sur la rive gauche de la Visp, le quadrant supérieur de cette énorme charnière est seul visible. Le quadrant inférieur se dégage peu à peu sur la rive droite, dans la direction de l'Alphubel (massif des Mischabelhörner), grâce à la

lustrés sous forme de longs anticlinaux couchés au SSE. Les charnières de la plupart de ces plis en retour sont aisément observables aux environs de Zermatt. Une des plus nettes est celle qui existe au-dessus du chemin qui conduit de l'Hôtel Trift à l'Alpe Kühberg, et que j'ai constatée en compagnie de M. Lugeon. On y voit nettement les quartzites du Trias inférieur se fermer dans la belle et complète incurvation décrite par le Trias calcaire. Il ne peut donc pas être question, dans ce cas, d'une intercalation stratigraphique de calcaires et de quartzites dans les schistes lustrés. D'autres charnières triasiques en retour, aisément observables, décrivent des replis superposés et répétés dans les pentes rapides de Schweifenen et de Schusslauenen.

Dans les courtes pages qui précèdent, l'auteur a attiré l'attention sur quelques-uns des problèmes qui se posent dans la région étudiée, et essayé d'en dégager certains aspects nouveaux de la réalité.

Il a été conduit à communiquer des faits, à exprimer quelques résultats et à suggérer un petit nombre de points de vue nouveaux.

L'auteur a conscience d'avoir traité d'une façon fort inégale les sujets divers qui s'offraient à lui. Une partie des idées et des résultats énoncés ici gagneront, sans doute, à être entourés de plus près par l'exposé des faits dont ils dépendent, et par l'appareil critique sur lequel ils s'appuient. Aussi bien sera-ce la tâche d'un mémoire détaillé. Quant au mode d'exposé adopté dans ce petit travail, il répond à l'idée que l'auteur se fait du but et du rôle d'une note préliminaire.

rapide ascension des plans axiaux vers l'ENE. Le rayon de courbure dépasse *deux kilomètres*; c'est probablement la plus grande charnière actuellement connue. Je l'ai considérée, en 1906, comme résultant de l'«*encapuchonnement*» d'une portion de la nappe IV par le pli frontal de la nappe V. Comparer à ce sujet la planche avec la fig. 3.

Certains points ont été traités en détail, d'autres questions seulement abordées. Mais, le plus grand nombre des problèmes, et parmi eux ceux auxquels l'auteur attache une importance particulière, n'ont pas été traités du tout. De ce nombre sont les problèmes relatifs à la tectonique générale.

On sait qu'en 1905, M. Lugeon et l'auteur¹ sont parvenus à se représenter la structure de l'ensemble des Alpes Pennines et de la moitié nord des Alpes Graies comme produite par l'empilement de plusieurs grands plis couchés (nappes de recouvrement) poussés vers l'extérieur de l'arc alpin.

Ces vues synthétiques coordonnent de nombreuses observations, dont plusieurs sont encore inédites et nous appartiennent en propre. Le territoire auquel nous avons appliqué nos vues s'étend à l'ouest de la dépression du Simplon, sur environ 8000 km², jusqu'à la ligne des deux Val Ferret et aux sommets du Grand-Paradis.

Nous avons interprété le massif de la Dent-Blanche comme un lambeau de recouvrement, découpé par l'érosion dans le plus élevé des plis-nappes de la région. Nous avons fait voir que la conservation de ce lambeau, long de 52 kilomètres, et de quelques autres témoins analogues (Mont Emilius, etc.) est due à un abaissement transversal des plans axiaux, phénomène qui se manifeste également par les bombements du Mont-Rose et du Grand-Paradis. Nous avons mis ces déformations en relation génétique avec la présence des deux massifs-obstacles situés en avant, Aar et Mont-Blanc. Nous avons montré que les nappes inférieures, à partir de celle du Mont-Rose (V) et au-dessous sont encore en parfaite continuité matérielle

¹ Lugeon et Argand. *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sc. 15 mai 1905.

Id. *Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sc. 29 mai 1905.

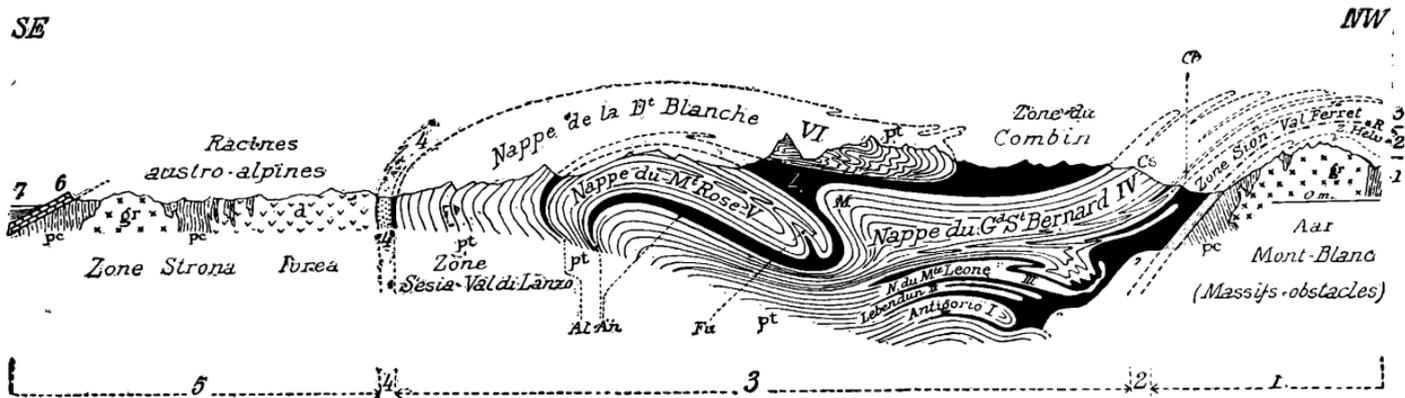


FIG. 3. — Les nappes de recouvrement de la chaîne Pennine (schématique).

1. Massifs obstacles (Aar-Mont-Blanc).

Schistes cristallins précambriens (*pc*), avec intrusions granitiques (*gr*).

2. Zone à faciès helvétique (Trias et Jurassique).

3. Zone du Piémont, ou zone des nappes pennines.

Largeur de la zone, 40-80 km. — Les plis-nappes sont numérotés de I à VI, suivant l'ordre ascendant. — Synclinaux mésozoïques (noir plein), et noyaux anticlinaux prétriasiques (*pt*). — *R*, recouvrement. — *Cb*, Zone carbonifère dite axiale. — *Cs*, zone des « Schistes de Casanna ». — *M*, charnière en retour, due à l'encapuchonnement d'une partie de la nappe IV (massifs des Mischabelhörner et de Valsavaranche) par le pli frontal de la nappe V. La moitié supérieure de cette charnière est visible sur le profil détaillé pl. I. — *Z*, position de Zermatt. — *An*, Synclinal IV-V, ou d'Antrona (substratum mésozoïque de la nappe du Mont-Rose). — *Fu*, digitation synclinale retournée (fenêtre) de Furggen (V. de Saas), dépendant du synclinal d'Antrona. — *Al*, Synclinal V-VI ou d'Alagna.

4. Zone du Canavese. Granites et porphyres, avec sédiments mésozoïques.

5. Zone interne (Ivrea-Strona).

Schistes cristallins précambriens (*pc*), avec intrusions granitiques (*gr*) et gabbro-dioritiques (*d*).

6. Alpes calcaires sud.

7. Plaine piémontaise.

avec leurs racines. Nous avons mis en évidence un certain nombre d'homologies structurales sur lesquelles l'attention n'avait pas encore été attirée, et fait voir que certains massifs fort éloignés les uns des autres remplissent la même fonction tectonique.

Nos conclusions de 1905 ont, en général, rencontré un accueil favorable et sont acceptées par nombre de géologues alpins. Quelques savants ont adopté une partie de nos résultats et combattu ouvertement ce qui leur a paru inacceptable. D'autres enfin croient pouvoir les rejeter entièrement.

Nous aurions grand tort de nous plaindre des critiques que nous vaut l'initiative prise par nous il y a quatre ans. Nous aurions regretté que ces critiques ne se fussent pas produites. Dans la mesure où elles portent sur le fond des questions, elles nous paraissent devoir, en définitive, servir la cause du progrès scientifique. Elles définissent un terrain contesté. Elles marquent un conflit qui n'est pas seulement dans les interprétations, mais dont la racine, plus profonde, s'étend jusqu'aux méthodes de travail elles-mêmes.

J'interromps ici ma tâche d'aujourd'hui, pour ne pas empiéter sur celle de demain.

Lausanne,
Laboratoire de Géologie de l'Université.

Janvier 1909.

ERRATA

- Page 7, ligne 26, au lieu de : cornienles, lire : cornieules.
» 25, » 11, au lieu de : et, lire est.
» 39, au haut de la page, lire : Il existe de grandes analogies entre la série de Valpelline et certains complexes...

La ligne 21 doit être supprimée et le texte de la ligne 20 se continue directement dans la ligne 22 comme suit : ... a soumis à une analyse approfondie les résultats acquis...

Ligne 30, au lieu de : *sulli*, lire : *sulle*.

- » 57, ligne 19, au lieu de : pertubatrice, lire : perturbatrice.
» 59, ligne 3, au lieu de : pertubatrice, lire : perturbatrice.
-