

Pour l'année 1909 : Partie III, Tectonique : descriptions régionales

Autor(en): [s.n.]

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **11 (1910-1912)**

Heft 2

PDF erstellt am: **03.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-157080>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

De son côté, M. C. BÜHRER (18) a signalé plusieurs mouvements séismiques légers, qui ont affecté la partie orientale du bassin du Léman en janvier et février 1909. Le 10 et le 17 janvier, de faibles secousses ont été ressenties à Saint-Gingolph; le 17 février, un mouvement notablement plus important a ébranlé toute la plaine du Rhône en aval de Saint-Maurice et les deux rives du haut Léman, spécialement la rive N jusqu'à Lausanne.

Géothermie.

En 1908, M. J. KÖNIGSBERGER avait proposé une formule pour la détermination du degré géothermique, en tenant compte de l'influence des infiltrations (voir Revue pour 1908). Depuis lors M. E. VON WILLMANN (56) a montré que, dans l'évaluation de l'action des infiltrations sur la température, il faut tenir compte non seulement de la quantité des eaux, mais aussi de la durée de leur trajet souterrain et de la façon dont elles s'amoncellent en profondeur.

III^e PARTIE — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Tectonique alpine en général.

La théorie des grandes nappes de recouvrement alpines tend à se répandre dans des cercles toujours plus étendus et chaque année des conférences sont consacrées à ce sujet. C'est ainsi qu'en 1909 M. L. BERTRAND (62) a fait un exposé de l'interprétation actuelle de la structure des Alpes en mettant spécialement en lumière l'ampleur du phénomène des recouvrements et des transports vers le N.

J'ai signalé dans la *Revue* pour 1907 une notice, dans laquelle M. O. Ampferer cherchait à réfuter la théorie des charriages alpins par des arguments d'ordre physique. Récemment M. M. SMOLUCHOWSKI a repris la question et est arrivé à des conclusions diamétralement opposées (88).

D'après lui aucun fait dans la physique du globe n'est contraire à la propagation lointaine d'un effort tangentiel et d'autre part l'idée de M. Ampferer, d'après laquelle l'écorce terrestre comprendrait des parties dures séparées par des régions plus tendres, ne pourrait être admise que si les sou-

lèvements orogéniques prenaient une forme réticulée, ce qui n'est pas le cas.

M. Smoluchowski conteste du reste plusieurs des assertions de M. Ampferer, entre autres celle suivant laquelle les systèmes de plis n'auraient pu se former que dans les bordures des zones relativement tendres de l'écorce.

Parlant de la théorie de la contraction de la terre par refroidissement, l'auteur montre que les arguments mis en avant, soit en faveur de cette hypothèse, soit contre elle, sont loin d'être péremptoires; il prône la plus grande réserve pour la détermination de l'état physique de la lithosphère.

Quant à la notion des grands charriages, M. Smoluchowski est d'avis que ni M. Ampferer, ni MM. Bonney et Read n'ont opposé à cette manière de voir aucun argument décisif, qu'elle reste par conséquent admissible au point de vue physique, surtout si l'on suppose aux roches une certaine plasticité, si l'on tient compte des effets de la pesanteur, et si l'on admet pour les phases de plissement de longues durées.

M. E. HAUG (70) a établi une classification des grandes nappes alpines en tenant compte particulièrement de leurs caractères stratigraphiques. Il distingue :

1° La nappe du Gapençais, qui se continue jusque dans le massif de Morcles.

2° La nappe des Diablerets, qui se prolonge dans les plis encore enracinés de la couverture sédimentaire du versant septentrional du massif de l'Aar.

3° Les nappes helvétiques, dont les racines doivent être cherchées dans les massifs de l'Aar et du Gothard.

4° La nappe inférieure des Préalpes qui s'enracine dans la vallée du Rhône.

5° La nappe moyenne des Préalpes (Lias bien développé, Dogger à Zoophycos), dont la racine doit se trouver dans la bordure septentrionale de la zone des Schistes lustrés du Valais.

6° La nappe supérieure des Préalpes (Lias absent, Dogger à Mytilus, Malm coralligène), qui correspond probablement à l'anticlinal couché cristallophyllien du Grand-Saint-Bernard.

7° La nappe de la Brèche, qui doit s'enraciner plus au S, dans une zone difficile à préciser.

Dans une seconde note, M. E. HAUG (72) a cherché à définir la répartition dans les régions alpines des géosynclinaux et de géanticlinaux mésozoïques. En remplaçant les terrains

sédimentaires dans leurs positions respectives primaires il admet l'existence de :

1° Un géosynclinal vindélicien entre le Jura et le massif de l'Aar.

2° Un géanticlinal helvétique correspondant à ce massif.

3° Un géosynclinal valaisan, qui se suit depuis la Tarentaise jusque dans les Grisons, et duquel sont parties les nappes préalpines inférieures.

4° Un géanticlinal briançonnais, auquel appartiennent d'une part la zone du Briançonnais, de l'autre la nappe supérieure des Préalpes.

5° Le géosynclinal du Piémont (zone du Piémont, nappe rhétique).

6° Le géanticlinal lombard (zone cristalline des lacs).

M. A. TORNQUIST (91) a entrepris de démontrer que les systèmes de montagnes en général et les Alpes en particulier sont nés dans des régions antérieurement couvertes par les mers et que toute la première phase de leur soulèvement a dû s'effectuer sous les eaux. Pour lui certaines formes de dislocation de la Molasse impliquent nécessairement que celle-ci était non seulement couverte par les eaux au moment où ses couches ont été redressées, mais qu'elle n'était encore que très imparfaitement consolidée.

Les formes de dislocation du Flysch permettent d'appliquer à ce dépôt les mêmes conclusions; en outre M. Tornquist est amené à considérer le Flysch comme un dépôt de profondeur relativement grande (800 m.) et à admettre qu'une partie de ces sédiments sont le produit d'érosions et de transports exclusivement sous-marins, qui se sont effectués pendant les premiers ridements.

M. Tornquist a commencé du reste une série d'expériences destinée à préciser les formes que prennent respectivement des corps durs et des sédiments encore mous qui se pénètrent réciproquement sous l'effort de poussées. Il a constaté déjà la facilité avec laquelle un corps dur peut s'enfoncer dans un dépôt non encore consolidé et a tiré de cette constatation cette première conclusion, que les gros blocs exotiques que l'on rencontre parfois isolément dans des sédiments fins, par exemple dans le Flysch et dans le Crétacique supérieur, peuvent fort bien s'être déposés à la surface d'une couche beaucoup supérieure, puis s'être enfoncés lentement dans la vase ou le sable par le simple fait de leur propre poids, et se trouver ainsi en fin de compte très loin de leur gisement primaire.

A l'occasion du 9^e congrès international de géographie, M. H. SCHARDT (85) a conduit à travers la Suisse occidentale une excursion destinée à montrer la tectonique particulière des différentes zones alpines et il a rédigé un bref rapport sur cette excursion. L'itinéraire suivi comprenait le Jura neuchâtelois, le plateau fribourgeois, la Gruyère, Château d'Oex, les chaînes du Rubly et de la Gummfluh, le Sanetsch jusqu'en Valais.

Enfin je crois devoir signaler à la fin de ce chapitre une carte géologique d'ensemble de la région des massifs du Gotthard, de l'Aar et du Mont-Blanc et des régions valaisannes situées plus au S qu'a publiés M. C. SCHMIDT (87) et qui donne une idée générale du territoire, auquel notre collègue de Bâle a plus spécialement consacré son activité.

Alpes.

Alpes valaisannes et piémontaises. M. H. SCHARDT (84) s'est servi des nombreuses excursions qu'il a faites ces dernières années dans les Alpes valaisannes et bernoises, ainsi que des importants travaux publiés par différents géologues sur ces mêmes contrées, pour écrire une description de la **géologie générale du Valais.**

Après avoir exposé dans un chapitre plus spécialement géographique quels sont les éléments très divers qui constituent le territoire du Valais, il a cherché à donner une idée de la stratigraphie de cette région.

A propos du Flysch il discute la question de l'âge et de l'origine de ces dépôts qu'il attribue à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur; parlant du Nummulitique, il montre les variations brusques que subit ce terrain dans les Hautes Alpes calcaires vaudoises, bernoises et valaisannes; puis il résume les faits, bien connus maintenant, qui concernent la stratigraphie des terrains secondaires dans les Préalpes et les Hautes Alpes calcaires et décrit les sédiments des deux grandes zones houillères du Valais, celle de Vallorsine et du soubassement de la Dent de Morcles et celle qui s'étend de la région du Saint-Bernard à Sion.

Les Schistes lustrés sont pour M. Schardt en partie jurassiques, mais probablement aussi en partie crétaciques et tertiaires et les roches vertes, qui sont intercalées dans leur masse, doivent correspondre à des intrusions et des épanchements contemporains des sédiments qui les encadrent.

Quant aux roches cristallines M. Schardt les classe comme suit :

A. Massifs autochtones :

1° Les gneiss schisteux, métamorphiques, injectés et traversés par des roches filoniennes diverses du massif des Aiguilles Rouges.

2° La protogine du Mont Blanc avec son enveloppe de schistes injectés et ses innombrables filons de roches porphyriques.

3° La protogine du massif de l'Aar enveloppée aussi par des gneiss schisteux et recoupée par des filons variés, avec le granite moins acide de Gasteren.

4° Le granite du Gothard, dans lequel les schistes métamorphiques s'enfoncent en coins multiples.

B. Régions cristallines charriées des Alpes valaisannes :

1° Gneiss de Grodo ou de Verampio, foncé, schisteux, très riche en mica.

2° Gneiss d'Antigorio, qui correspond à un orthogneiss.

3° Gneiss de Lebendun, variable d'aspect mais toujours schisteux.

4° Gneiss du Monte Leone, très semblable à celui d'Antigorio mais avec une structure parallèle plus accusée.

5° Gneiss, micaschistes souvent granatifères, schistes amphiboliques de la zone du Grand-Saint-Bernard.

6° Gneiss de couleur claire, schisteux ou granitoïdes du Mont Rose.

7° Gneiss en partie amphiboliques de la Dent Blanche.

Dans la partie tectonique de son travail, M. Schardt commence par décrire les caractères particuliers des Préalpes du Chablais; il montre comment les terrains mésozoïques de ces chaînes sont manifestement en superposition mécanique sur la Molasse rouge du Val d'Iliez et du Bouveret, comment le grand lambeau de recouvrement préalpin supporte dans sa partie méridionale le lambeau moins étendu de la Brèche du Chablais, enfin comment il faut admettre une nappe préalpine inférieure, à laquelle appartiendraient, soit la zone des Cols, soit celle des Voirons et du Gurnigel, et une nappe préalpine supérieure, recouvrant celle de la Brèche, représentée par des lambeaux de terrains mésozoïques et de roches basiques et connue sous le nom de nappe rhétique.

M. Schardt décrit ensuite, assez longuement, la tectonique des Hautes Alpes calcaires, dont le caractère essentiel est fourni par la superposition des trois plis-nappes de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn, sur lesquels reposent encore

les lambeaux d'une quatrième nappe, celle du Mont Bonvin. Il fait ressortir les relations existant entre ces lambeaux du Mont Bonvin, du Tubang, du Rohrbachstein etc.... et les formations mésozoïques de la zone des Cols, il note l'existence d'un ensellement transversal très accusé entre le Wildstrubel et la Gemmi, et signale un grand nombre de complications secondaires que je ne puis indiquer ici.

A propos des massifs centraux, l'auteur fait remarquer qu'il faut voir dans ces chaînes non de simples anticlinaux mais des faisceaux de plis. Il cherche ensuite à préciser les relations qui peuvent exister entre ces plis et les nappes helvétiques et arrive ainsi à supposer :

1^o Que le noyau cristallin du pli de Morcles correspond à l'anticlinal d'Arpille.

2^o Que le noyau cristallin du pli des Diablerets correspond à une zone anticlinale septentrionale du massif du Mont Blanc, tandis que la nappe du Wildhorn aurait pour noyau cristallin une zone anticlinale méridionale du même massif.

3^o Que la nappe du Mont Bonvin s'enracine dans la bordure septentrionale de la zone des Schistes lustrés et doit avoir pour noyau cristallin le massif du Saint-Gothard.

Passant ensuite aux nappes cristallines des Alpes valaisannes, M. Schardt décrit sommairement :

1^o La nappe gneissique d'Antigorio, qui s'enfonce et disparaît vers le SW.

2^o La nappe digitée du gneiss de Lebendun qui s'enracine dans le versant N du Pizzo Pioltone-Rovale et disparaît aussi vers le SW.

3^o La nappe du Monte Leone, dont la partie radicale forme la crête du Pizzo Pioltone-Rovale et qui se couche au N dans la chaîne du Simplon, où elle comporte de nombreuses complications.

4^o La nappe du Grand-Saint-Bernard, formée surtout de micaschistes, qui recouvre la précédente jusque dans la région du Col du Simplon et de Bérésal et se suit de là par le Fletschorn et les Mischabel, puis le long de la vallée du Rhône jusqu'au Grand-Saint-Bernard.

5^o La nappe du Mont Rose, dont le bord frontal reste notablement en retrait sur ceux de la nappe précédente et de la suivante.

6^o La nappe de la Dent Blanche, à laquelle appartiennent les gneiss chevauchants du Mont Mary et de la Dent Blanche et dont la racine doit se trouver dans la zone des gneiss de Sesia.

Enfin, abordant la question si controversée des relations qui existent entre les nappes cristallines des Alpes pennines et les nappes mésozoïques et tertiaires des Préalpes, M. Schardt cherche à démontrer la nécessité de placer les racines de ces dernières au S de la zone des Schistes lustrés, contrairement aux idées émises par MM. Schmidt et Haug; il considère comme probable que le noyau cristallin de la nappe des Préalpes médianes correspond à la nappe du Grand-Saint-Bernard, tandis que la nappe de la Brèche se rattacherait à celle du Mont Rose, les nappes rhétique et austro-alpine à celle de la Dent Blanche.

Cette publication est terminée par un index bibliographique très complet; elle est en outre illustrée par sept planches de profils qui en facilitent la compréhension.

M. H. SCHARDT (86) a d'autre part donné un aperçu sur la géologie du Simplon et sur l'empilement de nappes cristallines qui constitue ce massif dans un bref rapport consacré à une excursion du neuvième congrès international de géographie.

M. E. ARGAND, dont les persévérantes recherches ont abouti, en 1908, à la publication d'une fort belle carte au 1 : 50000 du **massif de la Dent Blanche**, a fait paraître, en 1909, une sorte de commentaire de cette carte (60), en attendant de pouvoir nous donner la description complète du vaste territoire des Alpes pennines qu'il explore depuis 1902.

L'auteur commence par définir le massif cristallin de la Dent Blanche comme formé par un grand pli couché qui, bien que recouvrant les terrains secondaires sur une largeur de plus de 50 km., ne peut pas être considéré comme une masse exotique au sens ordinaire, mais qui appartient encore à la zone du Piémont. En effet, il y a d'une part passage graduel entre la masse recouvrante cristalline et son soubassement mésozoïque; d'autre part, les vestiges de l'ancienne couverture secondaire de la nappe, qui existent au Mont Dolin, se rattachant par leur faciès aux Schistes lustrés et non aux sédiments mésozoïques des Alpes lombardes.

Dans la zone de terrains mésozoïques qui sépare les gneiss de la Dent Blanche des schistes cristallins de la nappe du Grand-Saint-Bernard, et pour laquelle il adopte le nom général de zone du Combin, M. Argand distingue :

1° Une partie inférieure, qui correspond à la couverture des schistes du Grand-Saint-Bernard et qui offre les particularités suivantes : a) les quartzites de la base du Trias diminuent d'épaisseur du N au S; ils passent verticalement et

latéralement aux schistes cristallins sous-jacents, qui peuvent même les remplacer complètement et dont ils sont un équivalent néritique ; *b*) le Trias calcaire, qui vient ensuite, diminue également d'épaisseur du N au S et représente aussi un dépôt néritique ; *c*) les Schistes lustrés contrastent avec ceux de la zone du Val Ferret-Sion par un caractère de sédimentation plus profonde.

2^o Une partie moyenne, entièrement formée de plis couchés venus du SE. Les cœurs de ces plis sont formés par des quartzites et des calcaires triasiques, auxquels se mêlent des prasinites et qui forment des zones très effilées et même déchirées, enveloppés de Schistes lustrés. Ce complexe tectonique se suit par le Theodulhorn, le Cervin et le versant gauche de la vallée de Zermatt jusqu'aux glaciers de Turtmann, aux Diablons et à la région de Zinal.

3^o Une partie supérieure qui est en repos anormal sur la précédente et représente le jambage mésozoïque renversé de la nappe de la Dent Blanche, compliqué par des replis. La série stratigraphique nettement moins néritique que les deux précédentes comprend : *a*) au niveau du Trias des roches éruptives basiques associées à des calcschistes, à des marbres et à des quartzites ; *b*) au niveau du Jurassique, des calcschistes accompagnés de calcaires cristallins. Les roches basiques, très profondément métamorphisées, sont essentiellement des prasinites variées, les unes chloriteuses ou amphiboliques, les autres riches en zoïsite, qui paraissent être intimement liées à des euphotides.

Déroulant ensuite, par la pensée, les terrains des nappes des Alpes pennines dans un plan horizontal, M. Argand montre que le revêtement normal de la nappe de la Dent Blanche (lambeau du Mont Dolin) a beaucoup plus d'analogie avec les sédiments mésozoïques de la zone du Val Ferret qu'avec celle du Mont Combin, ayant en commun, avec la première, un caractère néritique prononcé et possédant, comme elle, une forte proportion de brèches, de calcaires, de quartzites, tandis que la seconde est caractérisée par la prédominance des calcschistes et par l'abondance des roches vertes. Il y avait donc, au début, dans la zone pennine, une sous-zone médiane de sédimentation relativement profonde, correspondant à la partie supérieure de la zone du Combin et bordée, au N comme au S, par deux zones de sédimentation de plus en plus néritique.

Dans la masse cristalline de la Dent Blanche, M. Argand, distingue deux séries superposées :

1^o La série d'Arolla comprend, d'une part, des schistes

verts, micacés, chloriteux ou sériciteux, d'autre part, des roches granitoïdes à amphibole ou à biotite, en général profondément métamorphisées, et, entre deux, des schistes injectés. Les schistes verts d'Arolla, qui sont surtout développés dans la partie NW du massif passent graduellement au Trias renversé sous-jacent et semblent être directement plus anciens que lui, représentant ainsi la partie supérieure du Paléozoïque. Le granite intrusif dans les schistes de la Dent Blanche, ne peut être que postérieur au Paléozoïque supérieur, sans que l'époque de sa mise en place puisse être autrement précisée ; son contact avec les schistes encaissants est très complexe avec une injection et une pénétration filonienne très développées.

2° La série de Valpelline, se compose essentiellement de roches gneissiques, finement schisteuses, souvent riches en pigment charbonneux, ou bien granatifères, au milieu desquelles sont intercalés soit des schistes verts basiques, soit des bancs calcaires d'épaisseur très variable. Cet ensemble est percé par des roches granitiques, au contact desquelles on peut observer de beaux exemples soit d'exomorphisme, soit d'endomorphisme. Cette série de Valpelline présente des analogies très marquées avec les formations « diorito-kinzigitiques » de M. Franchi, qui sont particulièrement développées dans la zone d'Ivrée.

Tandis que la série d'Arolla forme toute la partie septentrionale du massif, la série de Valpelline est développée dans la partie méridionale, où elle forme de grands plis enfoncés du S au N, dans la première. Après avoir considéré d'abord ces plis comme des synclinaux du revêtement normal de la série d'Arolla, M. Argand est arrivé maintenant à la conviction qu'ils représentent au contraire des anticlinaux culbutés et que la série de la Valpelline est en réalité plus ancienne que la série d'Arolla. Il voit dans le massif de la Dent Blanche un grand pli couché au NW, résoluble en plusieurs plis d'ordre inférieur empilés, couchés dans la même direction et affectant à la fois la série inférieure de Valpelline et la série supérieure d'Arolla.

Quant aux euphotides, qui forment d'une part la zone Petit Collon-Grand Collon-Aiguilles de Bertol, d'autre part toute la base du Cervin et le pied S du rocher du Stokje, M. Argand est disposé à y voir des têtes anticlinales culbutées, enfoncées au NW et à les assimiler tectoniquement à la série de Valpelline.

Dans un chapitre spécialement consacré à la tectonique

du Mont Cervin, M. Argand montre l'impossibilité de voir dans cette montagne, avec M. C. Schmidt, un anticlinal couché au S de la série d'Arolla, encadré entre un soubassement de terrains mésozoïques et un lambeau des mêmes terrains qui formerait la pyramide culminante. En effet, les gneiss d'Arolla, qui constituent en grande partie le Cervin, dessinent une charnière fermée au SE et non au NW. Les euphotides, qui forment leur soubassement et qui se continuent de là au Stockje et au Schönbühl, où elles dessinent une charnière fermée au N, n'appartiennent pas à la série mésozoïque sous-jacente ; elles représentent un anticlinal effilé et couché au NW, qui appartient tectoniquement à la série de Valpelline. En troisième lieu, le chapeau schisteux du Cervin est constitué par des formations typiques de Valpelline ; de plus, il est nettement le prolongement d'une bande formée des mêmes schistes, qui traverse du S au N la Dent d'Hérens, pour se continuer jusqu'au Stockje et au Schönbühl, et qui disparaît à l'W sous le gneiss d'Arolla qui constitue l'arête des Jumeaux et du Mont Tabor. Les schistes du sommet du Cervin ne peuvent donc pas appartenir au revêtement de la nappe de la Dent Blanche ; ils correspondent à un anticlinal de la série de la Valpelline, couché au N sur un synclinal fermé au S, de la série d'Arolla, et celui-ci est porté par le pli couché inférieur des euphotides.

M. Argand consacre quelques pages à montrer l'effet de la résistance du massif du Mont Blanc sur le développement de la nappe de la Dent Blanche, cette résistance ayant provoqué l'accumulation des Schistes lustrés en une masse très épaisse et le relèvement très marqué de la nappe cristalline, tandis que, plus à l'E, le front de la nappe de la Dent Blanche a pu s'étaler librement beaucoup plus loin vers le N, sans se relever et en laminant au contraire la zone des schistes qui la séparait de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

Dans un dernier chapitre M. Argand commence par décrire deux niveaux lithologiques, qu'il a pu distinguer dans la partie supérieure des schistes de Casanna ; ce sont d'abord des quartzites séricitiques feuilletés, probablement permien, qui passent vers le haut aux quartzites plus compacts du Trias, ensuite des schistes à pigment charbonneux avec quelques lentilles de prasinites, qui représentent vraisemblablement le carboniférien. Puis l'auteur décrit un bel anticlinal déjeté au S des schistes de Casanna qui, dans la région de Zermat, figure un pli en retour de la nappe du Grand Saint-Bernard et qui se reproduit sous une forme déjetée dans le Trias et les Schistes

lustrés du revêtement. Enfin, pour conclure, M. Argand montre que les explorations détaillées qu'il a poursuivies pendant ces dernières années dans les Alpes pennines n'ont fait en général que confirmer les idées qu'il a publiées en 1905, en collaboration avec M. Lugeon sur la structure de l'ensemble de ces régions alpines.

M. E. ARGAND (61) a eu d'autre part l'occasion de s'occuper de la question de la **racine de la nappe rhétique**, dont M. Steinmann a signalé le premier les lambeaux de recouvrement, à la suite de plusieurs excursions entreprises soit dans la zone du Canavese, au N de Turin, soit dans les environs de Locarno.

Il a en effet retrouvé dans cette zone des Alpes méridionales les éléments lithologiques les plus caractéristiques de la nappe rhétique, et arrive ainsi à la conclusion que cette nappe a sa racine dans la zone du Canavese-Locarno, qui est écrasée entre le massif de Sesia, soit le pli le plus interne de la zone du Piémont, et la zone diorito-kinzigitique d'Ivrée-Verbanò, telle que l'a définie M. Franchi, qui représente le faisceau radical des nappes austro-alpines.

En opposition avec cette manière de voir il faut signaler celle qu'a développée presque simultanément M. E. HAUG (71) qui place la racine de la nappe rhétique beaucoup plus au Nord. Pour lui la nappe de la Brèche, comme les nappes préalpines proprement dites, ne peut pas avoir une racine interne au sens de M. Lugeon, et la nappe rhétique ou ophiolithique, qui lui est superposée, doit s'enraciner en arrière du bord S E de l'anticlinal du Grand-Saint-Bernard, dans la zone du Piémont, là où les roches ophiolithiques abondent au niveau du Lias, et où l'empilement des plis cristallins explique fort bien, comme contre coup naturel, la formation d'une nappe dans la couverture sédimentaire.

Il convient de citer ici la description que M. L. DESBUISSONS (67) nous a donnée récemment de la **vallée de Binn**, envisagée aux divers points de vue de la topographie et de l'hydrographie, de la géologie, de la minéralogie, de l'ethnographie et de l'histoire, de l'alpinisme et de la géographie botanique. La partie principale de ce livre de 328 pages concerne en effet les richesses minéralogiques du Binnenthal.

M. Desbuissons, après une description sommaire de la géologie de ce territoire, basée sur les travaux récents de MM. H. Schardt, C. Schmidt, H. Preiswerk et complétée par une carte et une planche de profils dessinés par M. Schardt, aborde l'étude minéralogique des environs de Binn par un

exposé historique des fouilles successivement entreprises dans les diverses roches minéralisées. Puis il examine successivement chacun des gîtes minéraux à lui connus qui se répartissent comme suit :

1° Les dolomies du Lengenbach avec leurs cristaux célèbres de sulfoarséniures et leur richesse minérale extraordinaire.

2° Les gneiss de l'Alpe Lercheltini avec leurs beaux cristaux d'anatase accompagnés de nombreux minéraux.

3° Les amphibolites et les serpentines de l'Ofenhorn avec leurs belles albites, leurs quartz, leurs épidotes, leurs hématites, etc...

4° Les gisements analogues de l'Albrunhorn.

5° Les Schistes lustrés de la Turbenalp qui contiennent entre autres de beaux cristaux de rutile et de tourmaline.

6° Les gisements analogues mais moins importants du Feldbach.

7° Les serpentines du Geisspfad.

8° La zone de contact entre la serpentine et le gneiss du Cherbadung caractérisée en particulier par ses jolis cristaux de diopside ou de tourmaline.

9° Le gneiss de Kriegalp avec ses hématites, ses anatases, ses rutilés, etc....

10° Les gisements du Ritterpass, célèbres surtout par leurs magnifiques cristaux de magnétite.

11° Les gisements d'améthyste, accompagné de minéraux divers de Gibelalp.

12° Les calcaires à tourmaline, épidote, etc,... du lac Bleu et les gîtes inclus dans les fentes des gneiss de la Furggenalp.

13° Divers gîtes minéraux de la vallée inférieure de la Binna.

14° Les gîtes des environs d'Ernen, du Rappenthal et de la région située au N de cette vallée.

15° Les filons à fluorine qui coupent le gneiss au Giebelbach et les divers gîtes minéraux des environs de Fiesch.

16° Les quelques richesses minérales du versant N du Simplon.

17° Les gisements de rutile de l'Alpe Veglia et de l'Alpe Buscagna, et les gisements d'épidote et d'apatite des environs de Varzo.

Après cette description des divers gisements et des associations minéralogiques caractéristiques pour chacun d'eux, M. Desbuissons traite dans un long chapitre de chacun des minéraux connus dans le Binnenthal. Cette partie du travail

que je ne puis analyser ici, a pour but de faciliter au collectionneur la détermination des échantillons récoltés, en précisant les signes extérieurs caractéristiques pour chaque espèce; elle prend par suite l'allure d'un ouvrage didactique; les descriptions y sont heureusement complétées par des planches photographiques d'échantillons typiques. Plus de 60 minéraux y sont ainsi définis d'une façon claire et simple et le groupe, si important pour le Lengenbach, des sulfoarséniures y est l'objet d'une étude spécialement détaillée.

L'auteur expose sommairement les grands traits de l'histoire du Binnenthal et fait ressortir les caractères particuliers de la population, puis, dans un chapitre spécial, il décrit les principales excursions à faire depuis Binn en n'envisageant pas simplement le côté touristique, mais en fournissant de nombreux renseignements géologiques sur les affleurements intéressants, sur les dépôts morainiques, etc.... Enfin un dernier chapitre, rédigé par M. A. Binz, traite de la flore du Binnenthal.

En résumé le livre de M. Desbuissons, sans être à proprement parler une contribution originale à la connaissance géologique et minéralogique de la vallée de Binn, réunit un très grand nombre d'informations intéressantes ces deux sciences, qui étaient éparses jusqu'ici dans une littérature très étendue, et, pour le reste, il renvoie à cette littérature, sur laquelle il fournit des données complètes.

Alpes grisonnes. M. O. WILCKENS (93) a fait une nouvelle étude de la région du **front de la nappe cristalline de l'Adula**. Il a ainsi constaté, dans les environs de Vals, la superposition, sur les Schistes lustrés de la nappe de l'Adula, d'une lame très étirée et laminée de gneiss œillé, sur laquelle reposent d'abord des calcaires dolomitiques, puis une association de calcschistes et de schistes verts. Le gneiss, qui est ici évidemment en superposition mécanique, est très différent de celui de l'Adula, tandis qu'il ressemble à celui du Tambo; aussi M. Wilckens considère-t-il que ce gneiss marque la base d'une nappe supérieure à celle de l'Adula, qui n'est autre chose que le prolongement de la nappe du Tambo. Ainsi cette dernière, dont M. Alb. Heim arrête le front au S du Rheinwaldthal, s'étend en réalité, sous une forme amincie, beaucoup plus loin au N.

M. W. FREUDENBERG (68) a fait, en même temps que M. Wilckens et en sa compagnie, une série d'excursions dans la région du Bernardin et du massif de l'Adula, mais est arrivé à une interprétation toute différente de la géologie de ce

massif. Pour lui les pénétrations réciproques du gneiss de l'Adula et des roches calcaires ou schisteuses du Trias et du Jurassique ne sont pas le fait de plissements ou d'imbrications, mais sont dues à l'intrusion post-triasique d'un magma granitique dans les sédiments mésozoïques.

L'auteur cite comme arguments en faveur de cette manière de voir plusieurs cas de véritables enclaves calcaires englobées dans le gneiss, ainsi à l'Alpe di Muccia au SE du Bernardin, puis des formations de contact typiques, et des apophyses répétées de gneiss s'insinuant entre des couches sédimentaires métamorphisées.

M. Freudenberg décrit en détail un profil pris au N du col du Bernardin, dans lequel il a reconnu l'existence de 3 éléments sédimentaires : des schistes micacés probablement carbonifériens, des dolomies (Röthidolomit), des Schistes lustrés, puis d'autre part des bancs de gneiss insinués parallèlement aux couches et présentant tous les caractères d'apophyses.

Entre le Mittaghorn et la Marschol Alp M. Freudenberg relève la présence de ces 3 mêmes complexes en série apparemment normale et plongeant au NW ; puis il constate que le gneiss de la Marschol Alp butte contre les schistes paléozoïques perpendiculairement à leur stratification, qu'il pénètre par apophyses soit dans ces schistes soit dans les couches dolomitiques sus-jacentes et qu'il contient de nombreuses enclaves de schistes.

Pour conclure M. Freudenberg admet donc une première intrusion granitique, suivie, pendant la sédimentation des Schistes lustrés, par des venues basiques. Le gneiss de l'Adula ne représente donc pas pour lui le soubassement cristallin d'une série sédimentaire, mais au contraire une roche intrusive plus jeune que celle-ci et la notion des empilements tectoniques est remplacée pour lui par celle des pénétrations magmatiques.

Un peu plus à l'E un autre élève de M. G. Steinmann, M. A. WELTER (92) a entrepris l'étude détaillée du territoire compris entre la vallée du Rhin postérieur et le Safiental, apportant ainsi un heureux complément aux travaux de M. H. Hoek sur le massif de la Plessur.

Après avoir fourni quelques renseignements sur la zone gneissique de la Rofna, M. Welter donne une description sommaire des Schistes lustrés, qui forment tout le soubassement de sa région, et qu'il définit comme une série très hétérogène de dépôts primairement calcaires, marneux, argileux, gréseux, ou bréchiformes, profondément affectés par le méta-

morphisme, et appartenant probablement au Jurassique, au Crétacique et au Tertiaire.

Ensuite, M. Welter décrit stratigraphiquement trois séries superposées, formées de Trias, de Lias et de Malm, qui sont intercalées tectoniquement entre le soubassement de Schistes lustrés et les calcaires austro-alpins chevauchants.

Dans ces trois séries le Trias reste assez semblable à lui-même; il comprend un terme inférieur de calcaire dolomitique compact, ressemblant au Rötidolomit et passant vers le haut à des assises argileuses rouges et vertes, puis un terme supérieur de cornieules avec par places du gypse.

Le Lias est représenté dans la série inférieure par des calcaires gris-clair, bien lités, contenant de nombreuses bélemnites du type des paxillosoi; dans la série moyenne il est plus schisteux, mais contient les mêmes bélemnites; il est séparé du Malm par des conglomérats polygéniques; dans la série supérieure le Lias comprend de nouveau des calcaires gris à bélemnites, à gryphées, à brachiopodes et à débris d'ammonites.

Au-dessus de ces dépôts liassiques la série inférieure est constituée par des calcaires durs, sonnants, à polypiers, probablement tithoniques et correspondant aux « Sulzfluhkalke »; dans la série moyenne les schistes calcaires et les conglomérats polygéniques sont surmontés par une brèche à ciment calcaire contenant des éléments, en partie très gros, de Trias et de Cristallin, qui semble être l'homologue de la « Tristelbreccie » d'une part, de la « Taspinit » d'autre part. La série supérieure ne comporte pas de terme plus jeune que le Lias.

Quant au Trias austro-alpin qui chevauche sur le tout, M. Welter a dû renoncer à y distinguer des niveaux stratigraphiques; par contre il y a découvert des Diplopores du type des annulatae et il a reconnu dans son épaisse série des imbrications tectoniques répétées, qui, par places, sont rendues particulièrement claires par l'intercalation au milieu du Trias d'écaillés de porphyre de la Rofna.

Enfin M. Welter signale la présence, soit au-dessous, soit au-dessus des calcaires austro-alpins, d'un complexe schisteux, tendre et délitable, dont l'attribution reste très douteuse, quoiqu'on puisse peut-être le comparer à certains schistes de la nappe rhétique existant au Piz Curver.

Passant au côté tectonique de son étude, l'auteur démontre avec facilité que les séries superposées décrites ci-dessus représentent autant de nappes et, par comparaison avec le

massif de la Plessur et le Rhätikon, il attribue les deux séries inférieures qui recouvrent les Schistes lustrés aux nappes préalpines, la troisième série à la nappe de la Brèche et la série du Trias austro-alpin à la nappe austro-alpine.

Le petit massif du Piz Tuff et du Piz Tarantschun, au S du Piz Beverin, est formé par un lambeau de recouvrement, à la constitution duquel prennent part les nappes préalpine-inférieure, préalpine-supérieure et de la Brèche. Au Gelbhorn et à la Muotalta on peut voir la superposition sur les Schistes lustrés des deux nappes préalpines, qui s'enfoncent au SE sous les calcaires austro-alpins. Le territoire culminant qui entoure le Weisshorn, l'Alperschnellihorn, le Piz d'Annarosa, le Cufercalhorn, le Steilerhorn est formé par une vaste klippe austro-alpine, qui au S s'appuie directement sur les Schistes lustrés, qui à l'E et au N est séparée de ceux-ci par les nappes préalpines plus ou moins laminées et déchirées.

Dans un chapitre spécial M. Welter insiste sur l'importance du laminage subi par les nappes préalpines, qui se traduit par des variations d'épaisseur considérables de leurs divers éléments, souvent même par des suppressions complètes. Il attire l'attention sur le fait que, dans les chaînes calcaires de Splügen comme dans le Schams, les nappes comportent une proportion beaucoup plus forte de leurs termes inférieurs, Trias et Lias, que plus au N dans la ceinture du Prättigau, ce qui est conforme à l'idée de poussées venues du S. Enfin il remarque que dans son domaine, bien plus rapproché de la zone des racines que le Prättigau et le Rhätikon, le métamorphisme a donné aux roches des nappes une cristallinité beaucoup plus accusée.

Sans avoir pu déchiffrer la tectonique spéciale du lambeau austro-alpin des Alpes de Splügen, l'auteur est arrivé à la conviction que le Trias y est compliqué par plusieurs imbrications, grâce auxquelles des lames de charriage arrachées au massif porphyrique de la Rofna ont pu s'insinuer en plein calcaire. Il s'est même posé, sans la résoudre, la question de savoir si les cornieules intercalées par places dans les calcaires dolomitiques ne représenteraient pas aussi des lames arrachées aux nappes préalpines et englobées tectoniquement dans la masse chevauchante supérieure.

Au contact de la nappe austro-alpine et des nappes sous-jacentes M. Welter a trouvé des zones de broyage imbriquées et très compliquées, qui prennent un développement particulièrement important au N du Piz d'Annarosa, au N du Piz Calandari et à l'W du Piz Vizan.

Passant à l'étude tectonique du massif cristallin de la Rofna et du Seehorn, M. Welter le décrit comme le front d'un vaste pli couché au N par dessus la zone calcaire du Splügen et il montre comment, dans les environs d'Andeer, cette tête de pli se heurte au N par un contact discordant avec les schistes liasiques de la nappe préalpine inférieure, tandis que, plus à l'W, elle recouvre, en les laminant et les écrasant, l'ensemble des deux nappes préalpines et les Schistes lustrés. Au SE du village de Splügen la masse principale du gneiss de la Rofna-Seehorn chevauche sur une véritable zone de broyage, dans laquelle sont enchevêtrés des calcaires jurassiques préalpins et du Trias; puis, aux abords mêmes de Splügen, un gros amas de gneiss, chevauchant sur des Schistes lustrés, paraît représenter une digitation ou une écaille inférieure de la nappe cristalline.

Parlant des racines des nappes préalpines dans les Grisons, M. Welter fait ressortir la nécessité de les chercher au S de la zone cristalline de la Suretta. Enfin, dans un dernier chapitre, il examine comparativement les sédiments triasiques et jurassiques des différentes nappes qu'il a étudiées; il fait ressortir l'analogie du Trias de toutes les nappes sous-jacentes aux calcaires austro-alpins avec celui de la série helvétique, tandis que le Lias prend dans les zones des Schistes lustrés, des nappes préalpines et de la nappe de la Brèche un faciès spécial, caractérisé par la prédominance des schistes. Quant au Malm il est coralligène dans la nappe préalpine inférieure des Alpes de Splügen, il est bréchiforme dans la nappe préalpine supérieure, et paraît manquer complètement dans la nappe de la Brèche; ses variations de faciès sont ainsi inverses de ce qu'elles sont dans le Rhæticon, où le Malm coralligène appartient à un élément tectonique plus élevé que le Malm bréchiforme. Pour expliquer cette anomalie apparente, M. Welter imagine d'abord une zone primaire de sédimentation, dont les deux bordures ont été couvertes de dépôts bréchiformes, tandis que dans la région moyenne se sont accumulés les calcaires organogènes, puis un chevauchement de la partie méridionale de cette zone sur sa partie septentrionale. Ce qui le confirme dans cette idée, c'est qu'il a constaté, dans les Schistes lustrés du soubassement, des brèches, qui ressemblent beaucoup aux brèches tithoniques du Falkniss et semblent établir une transition avec celles-ci.

Quant au soubassement primaire des sédiments des nappes préalpines et austro-alpines, M. Welter croit le trouver dans la zone des porphyres de la Rofna.

C'est encore un élève de M. Steinmann, M. H. MEYER (79), qui, poursuivant les levers de M. Welter à l'E du Rhin postérieur, a cherché à préciser les caractères géologiques de la chaîne du Piz Curver.

Cet auteur a constaté la superposition, sur le massif porphyrique de la Rofna, des cinq unités tectoniques suivantes : 1^o zone des marbres, 2^o zone des brèches inférieures, 3^o zone des brèches supérieures, 4^o zone des schistes et ophiolithes, 5^o zone du Trias austro-alpin.

Au N d'Andeer ses différentes zones, dépassant notablement le front de pli cristallin de la Rofna, vont recouvrir les schistes probablement crétaciques de la Via Mala, équivalents des schistes du Prättigau.

La région étudiée par M. Meyer comprend ainsi un soubassement formé au N par des schistes mésozoïques plongeant au SE, au S par le grand pli couché cristallin de la Rofna avec son revêtement de Trias, puis, sur ce soubassement, des séries indépendantes tectoniquement empilées.

Parmi celles-ci la première en commençant par le bas correspond à la zone des marbres, c'est-à-dire à un complexe profondément compliqué par les plissements et les dislocations qu'il a subis et formé de cornieules, de quartzites, de calcaires quartzeux, de calcaires purs ou marneux et de schistes calcaires d'âge probablement triasique, auxquels sont associés des calcaires marmoréens blancs tithoniques.

A l'E et au SE d'Andeer cette zone recouvre le front du pli de la Rofna; entre Pignieu et Zillis elle repose sur les schistes de la Via Mala et montre un plongement à l'E.

La zone suivante ou zone inférieure de la Brèche se suit sur le versant occidental de la chaîne du Curver depuis le petit lac de Saletscha jusqu'au-dessus de Reischen, reposant partout sur la précédente et s'enfonçant constamment au SE. Elle commence à la base par un banc de gneiss sériciteux intensément laminé, qu'il faut considérer comme une modification métamorphique du porphyre de la Rofna; puis elle est formée par une brèche polygénique, très riche vers la base en débris de porphyre, puis de plus en plus calcaire, que M. Alb. Heim a partiellement décrite sous le nom de Taspinit et qui correspond à la brèche du Falknis. Enfin un niveau supérieur de brèche purement calcaire et dolomitique, à éléments fins et contenant des foraminifères avec des *Diplopora Mühlbergi* (?) paraît représenter le Crétacique inférieur.

Sur cette série se superpose une nouvelle succession de couches en ordre normal qui comprend :

1° Des cornieules et des gypses triasiques, auxquels sont associées des dolomies et des calcaires marmoréens. Vers le haut le Trias se termine par des alternances de bancs dolomitiques et de schistes rougeâtres.

2° Des assises alternativement dolomitiques, calcaires et argileuses à *Myophoria postera* du Rhétien.

3° Des calcaires foncés contenant des fossiles du Lias inférieur, moyen et supérieur.

4° Une série schisteuse, marneuse et argileuse, en partie gréseuse, d'âge indéterminé, peut-être déjà infracrétacique.

5° Un complexe de brèches calcaires épais de 8 à 10 m., rappelant beaucoup la brèche du Chablais, mais qui contient avec d'autres fossiles des Orbitolines et paraît être crétacique.

6° Un calcaire marmoréen sans fossile, d'âge indéterminé. Cette série forme une ceinture à l'E, au S et à l'W du Piz Curver et se suit de là par le versant occidental du Piz Neza, du Curver de Taspin et du Muttnerhorn jusqu'au-dessus de la Via Mala, plongeant toujours faiblement au SE.

La zone des Ophiolithes, qui vient ensuite, débute par un banc épais d'une quinzaine de mètres de porphyre de la Rofna, dynamo-métamorphisé comme celui de la base de la zone de la brèche inférieure. Sur cette couche cristalline reposent un calcaire marmorisé et micacé probablement triasique, puis un complexe schisteux, dont les couches inférieures prennent généralement un caractère gréseux et sont riches en quartz, tandis que vers le haut s'établit un faciès de calcschistes. C'est dans ce complexe que s'intercalent des roches basiques diverses : gabbros, diabases, variolithes, ophicalcites, talcschistes, serpentines.

Cette zone constitue toute la région culminante de la chaîne du Curver, depuis le Pass Culmet jusqu'au Muttner Horn ; ses couches, presque horizontales, s'enfoncent à l'est sous le Trias austro-alpin du Piz Toissa, qui représente un lambeau de la nappe la plus élevée de la chaîne.

Dans la partie tectonique de son travail, M. Meyer met en lumière la superposition évidente des différentes zones telles qu'elles viennent d'être définies. Il montre comment le granite de la Rofna disparaît brusquement par une plongée verticale entre Andeer et Pignieu, tandis que la zone des marbres qui le recouvre s'étend beaucoup plus loin au N jusque vers Reichen, chevauchant manifestement sur les Schistes lustrés de la Via Mala. Cette zone des marbres ne correspond du reste pas à une simple série normale ; elle a au contraire été plissée d'une façon très compliquée et comporte un en-

chevêtrement du Trias et du Jurassique suivant le principe général de plis ou de lames horizontales. Il est à remarquer que les calcaires tithoniques, qui sont intercalés en couches, en écailles, ou en paquets dans la masse des formations triasiques, manquent soit au dessus de celles-ci, soit autour de leur charnière frontale près de Reichen ; il semble que ces couches ont été arrachées par les nappes susjacentes. Par places le Trias contient des paquets de roches feldspathiques schisteuses, qui doivent être envisagées comme des fragments laminés de porphyre, arrachés au massif cristallin sous-jacent.

Les zones supérieures à celle des marbres ne comportent pas des replis d'une aussi grande ampleur et prennent souvent la forme de séries simples ; pourtant la zone supérieure de la brèche montre dans la région de Reichen, là où, dépassant la zone inférieure de la brèche et celle des marbres, elle s'appuie directement sur les schistes de la Via Mala, des couches redressées presque verticalement en des plis serrés. Ailleurs on peut voir de véritables zones de broyage ou des enchevêtrements comptiqués, formés ou bien de divers éléments d'une même nappe, ou bien même de 2 nappes superposées. Ainsi naissent une série d'irrégularités dans le détail, qui sont mises en lumière dans les 12 coupes établies par l'auteur.

Dans son dernier chapitre M. Meyer expose son interprétation tectonique générale de la région. Il considère le massif cristallin de la Rofna comme formant le front d'une nappe couchée au N sur les formations sédimentaires du Splügen. Sur le dos de cette nappe le revêtement sédimentaire s'est enfoncé en 2 synclinaux profonds inclinés fortement vers le N par un plissement en retour. La zone des marbres et celle de la brèche inférieure correspondent aux nappes préalpines, celle de la brèche supérieure représente la nappe de la Brèche et celle des ophiolithes la nappe rhétique.

M. ED. BLOESCH (63) a consacré une courte notice au caractère géologique des Lacs Noir et Blanc du *Col de la Bernina* et a signalé en même temps une crue qu'a marquée en 1908 le glacier voisin de Cambrena.

MM. A. SPITZ et G. DYHRENFURTH ont entrepris l'étude détaillée de la **région des dolomies de la Basse Engadine et de l'Ofenpass** et ont publié successivement sur ce sujet 2 notes préliminaires (89 et 90). Ils ont reconnu d'abord l'existence d'un système de plis dirigés du SW au NE, qui affectent une série de Verrucano et de Trias jusque et y compris les couches de Raibl et auquel appartiennent 1^o le Piz Murtera et le Piz

Starlex, 2° le Piz d'Astras et le Piz Vallatscha, 3° le Mot Tavru avec les vallées de Botsch et de Stavelochod.

Sur cette première unité tectonique repose une masse chevauchante considérable de Hauptdolomit, qui s'appuie par sa base sur de puissantes brèches de dislocations et dont le plongement se fait généralement au NW. Enfin, dans la partie orientale de la région étudiée, cette nappe dolomitique est couverte encore par une autre, qui apparaît au Piz Minchuns, Muntet, Terza, Cotschen, Starlex et qui est constituée par du Cristallin et du Verrucano.

Dans la région occidentale de leur territoire, soit aux abords de la classique fenêtre de la Basse Engadine, les auteurs signalent la présence, entre les Schistes lustrés et la série précitée de Verrucano et de Trias, d'une zone de gneiss (Nunagneiss), qui doit se relier d'une part aux gneiss de la Silvretta, d'autre part à ceux du massif de l'Oetzal.

Dans leur seconde notice MM. Spitz et Dyhrenfurth insistent spécialement sur la forme des plis qui se développent entre le Val Scarl, le Münstertal et le Valle di Fraele, et qui montrent d'après eux la tendance à s'incurver en demi cercle, de façon à envelopper au NW, au SW et au SE le haut Münstertal. Cette disposition paraît aux auteurs indiquer une poussée ayant agi sur cette région de l'E à l'W. En outre les nombreuses discordances qui se marquent dans le Hauptdolomit de la région comprise entre l'Engadine, l'Ofenpass et le massif de Pisoc, les enchevêtrements de Cristallin et de Trias qui existent dans le massif de l'Umbrail, la superposition irrégulière des nappes cristallines sur le Verrucano ou le Trias moyen, à l'E du Münstertal semblent à MM. Spitz et Dyhrenfurth démontrer que le Hauptdolomit des Alpes de la Basse Engadine a été décollé de son soubassement pendant un chevauchement des nappes cristallines supérieures, qui se faisait de l'E à l'W, et qu'il a été ainsi repoussé vers l'W en subissant des dislocations compliquées.

Massifs centraux de l'Aar et du Gothard. M. J. KÖNIGSBERGER (76) a réuni dans une notice d'une cinquantaine de pages les nombreuses observations qu'il a faites pendant 14 années consécutives sur le vaste territoire qui comprend la partie orientale des massifs de l'Aar et du Gothard et la région septentrionale des Alpes Tessinoises.

Dans un premier chapitre l'auteur établit une distinction précise entre les brèches et conglomérats sédimentaires, qui se reconnaissent aux formes irrégulières et à l'accumulation non orientée de leurs éléments, et les brèches de dislocation, ou

zones de broyage, dans lesquelles on trouve toujours l'indication d'une texture parallèle ou fluidale.

Etudiant ensuite les conglomérats successifs qui existent dans cette région des Alpes, M. Königsberger distingue cinq niveaux distincts dans le massif de l'Aar, pour chacun desquels il suppose une corrélation avec un soulèvement, provoqué lui-même par une intrusion.

1^o Un conglomérat précambrien au Wendenjoch.

2^o Un conglomérat du Carboniférien inférieur également au Wendenjoch.

3^o Les conglomérats du Verrucano, qui appartiennent du reste plutôt au massif du Gothard qu'à celui de l'Aar, mais dont le dépôt a suivi une des principales phases de soulèvement.

4^o Les conglomérats et brèches calcaires du Dogger.

5^o Les conglomérats du Flysch.

Dans un autre chapitre, l'auteur cherche à établir une classification rationnelle des roches éruptives du massif de l'Aar. Il suppose que l'intrusion la plus ancienne doit être celle du gneiss d'Erstfeld, tandis que le granite typique du massif correspondrait à une dernière intrusion, qui aurait déterminé un recoupage et en englobement des roches dioritiques et syénitiques. Celles-ci auraient été le fait d'une phase intrusive intercalée entre celles du gneiss et du granite et toute cette activité éruptive se concentrerait sur la période carboniférienne.

Dans le massif du Gothard M. Königsberger admet l'existence d'intrusions basiques ayant précédé la mise en place du granite, puis, peut-être, de nouvelles venues basiques.

Quand aux Alpes tessinoises l'auteur insiste surtout sur l'analogie de certains de leurs éléments granitiques avec le granite du Gothard et sur les relations devant exister entre les granites tessinois et les roches soit granitiques soit porphyriques des environs du Lac Majeur.

Abordant ensuite l'étude du contact entre le granite des massifs centraux et leur enveloppe cristallophyllienne, M. Königsberger insiste sur l'importance de la pénétration filonienne du premier dans la seconde, toute les fois que le plan de contact coupe la schistosité. Les filons, de dimensions très diverses, qui se développent ainsi dans les zones de contact, varient beaucoup quant à leur composition, tantôt acide, tantôt basique. A côté des contacts de cette forme, il faut distinguer ceux marqués par des zones-bordures différenciées en microgranulite, en aplites-diorite, en syénite; en outre on

trouve par places des contacts mécaniques avec dynamométamorphisme du granite. Enfin on observe sur le versant S du massif de l'Aar d'une part l'importance du phénomène d'injection, de l'autre des résorptions abondantes et des refusions, qui ont créé soit des variétés marginales schisteuses du granite, soit un passage graduel de la roche intrusive aux paragneiss encaissants.

Les diverses roches intrusives qui forment le massif de l'Aar ont été désignées par des noms locaux variés suivant la zone à laquelle ils appartiennent. M. Königsberger est arrivé à la conviction qu'en dehors du gneiss d'Erstfeld, qui est plus ancien, il n'y a qu'une masse granitique, qui forme la zone axiale en même temps que les zones granitiques méridionales. Au granite se rattachent directement les filons de quartzporphyres, tandis que les filons d'aplite, de spessartite, de kersantite sont dus à des venues postérieures.

Dans le massif du Gothard tous les granites et orthogneiss appartiennent à une seule et même unité intrusive, qui offre évidemment des différenciations soit chimiques, soit de texture. Dans les Alpes tessinoises on peut attribuer à une même intrusion le gneiss d'Antigorio, celui du versant N de la Levantine et celui d'Adula. Ainsi dans l'ensemble de cette région des Alpes on ne doit distinguer que 4 zones distinctes de roches intrusives : le gneiss du Tessin, le granite du Gothard, le granite de l'Aar, le gneiss d'Erstfeld.

Pour donner une idée de la couverture sédimentaire des massifs du Gothard et de l'Aar, M. Königsberger décrit successivement deux coupes prises l'une à l'Alp Nova sur le versant N du massif du Gothard, l'autre au Wendenjoch au S du Titlis. La coupe qu'il donne de l'Alp Nova diffère de celle qu'a décrite déjà M. Alb. Heim par le fait que le « Verrucano » de ce dernier auteur est désigné comme paragneiss en partie injecté par le gneiss sous-jacent de Sella, en partie nettement détritique et comprenant des bancs de conglomérats, mais toujours profondément métamorphisé et recristallisé. Ces paragneiss sont séparés des Schistes lustrés par :

1° Un banc de conglomérat verdâtre (10 m.) et des arkoses (3 m.).

2° Un grès quartzitique blanc (6 m.) passant vers le haut à des schistes quartzeux et sériciteux (1 m.).

3° Des dolomies, des cornieules et un peu de gypse (10 m.).

4° Des schistes charbonneux.

Toute cette série paraît reposer en parfaite concordance sur le gneiss.

Au Wendenjoch M. Königsberger a constaté la présence d'une série, qui plonge au S en concordance sous le gneiss d'Erstfeld renversé et qui comprend des bancs de paragneiss de structure conglomératique séparés les uns des autres par des assises charbonneuses. Ces couches paraissent être d'âge stéphanien et n'ont été affectées par aucun métamorphisme régional intense; les éléments qui les constituent et qui sont tantôt anguleux, tantôt roulés, sont restés tout semblables au gneiss d'Erstfeld voisin, dont ils proviennent en majeure partie.

Sur les tranches de cette série redressée s'appuie la série triasique-jurassique du Titlis, à la base de laquelle on trouve un banc de grès ferrugineux, qui est évidemment un produit de l'abrasion des gneiss, puis des grès variés du Trias inférieur, et non du Verrucano, comme on l'a généralement admis, qui supportent les dolomies et les schistes talqueux du Trias moyen-supérieur.

M. Königsberger développe ici quelques considérations générales. Il admet d'abord que la couverture sédimentaire de la bordure septentrionale du massif de l'Aar a glissé au N sur son soubassement, ce mouvement ayant été de plus en plus accentué de l'W à l'E. Il note l'existence dans ce même massif de l'Aar de deux zones carbonifériennes, l'une passant par Schwanden, le Wendenjoch, le Gadmerthal, le Doldenhorn le soubassement de Morcles et les Aiguilles-Rouges, l'autre passant par le Tödi, le Bristenstäfeli, Färnigen, Guttanen et se prolongeant peut-être par le Val de Tourtemagne jusqu'en Tarentaise. L'auteur fait ressortir aussi l'uniformité relative dans les diverses zones alpines du Trias et du Lias, en opposition avec la diversité très grande des sédiments plus jeunes; il insiste sur le caractère très hétérogène du complexe qui couvre la partie orientale du massif de l'Aar et que M. Heim désigne comme Verrucano et il interprète ce complexe comme la couverture normale du massif du Gothard, qui a été repoussés au N jusque sur le massif suivant pendant la phase des grands recouvrements alpins. Enfin il met en lumière l'importance des mouvements hercyniens dans le massif de l'Aar, mouvements qui ont probablement été en relation avec l'intrusion du granite de la région axiale, et qui ont été suivis par une importante phase d'abrasion.

Abordant ensuite la question du métamorphisme des schistes cristallins des massifs de l'Aar et du Gothard, M. Königsberger insiste sur l'importance de l'action des roches intrusives, mais il admet d'autre part l'intervention fréquente du

dynamométamorphisme et celle d'exhalations chaudes provenant d'intrusion très profondes, assimilables aux colonnes filtrantes de M. Termier. Il suppose ainsi que les orthogneiss ont présenté d'emblée une orientation parallèle de leurs éléments, que, soit ces gneiss, soit ces granites, lors de leur intrusion qui s'est concentrée essentiellement sur la fin des temps paléozoïques, ont créé autour d'eux par injection et métamorphisme de contact les schistes cristallins qui les entourent, puis que, beaucoup plus tard, l'ensemble de ces roches endogènes et métamorphiques et des formations plus récentes a subi, lors des plissements alpins, de nouvelles modifications, dues en partie au dynamométamorphisme, en partie à un métamorphisme régional.

Dans un dernier chapitre M. Königsberger cherche à établir le caractère absolument arbitraire de l'interprétation, qui figure comme des zones synclinales les deux zones d'Urseren-Oberalp et de Piora. D'après toutes les observations qu'il a pu faire suivant l'une ou l'autre de ces deux lignes tectoniques si importantes, il a pu se convaincre de l'absence absolue de toute symétrie entre les deux bordures de ces prétendus synclinaux. Dans le Val d'Urseren et à l'Oberalp il a vu un empilement en couches fortement redressées de schistes noirs, de calcaires, de quartzites, de phyllades, dont une partie sont probablement triasiques ou jurassiques, mais dont l'âge reste incertain le plus souvent et dont l'ensemble donne l'idée d'une imbrication intense. Dans la zone du val Piora, le gneiss du Tessin supporte une série épaisse de schistes micacés, dans laquelle il envoie de nombreux filons dioritiques, puis vient du Trias surmonté par les Schistes lustrés; ceux-ci sont métamorphisés par places, de façon à passer à des schistes à staurolithe et grenat; ils contiennent des intercalations calcaires et dolomitiques, qui donnent à leur complexe une apparence imbriquée; vers le N ils s'enfoncent sous des quartzites et des cornieules triasiques que recouvrent les gneiss amphiboliques du Gothard. Ici encore on doit supposer non un pli synclinal, mais un empilement imbriqué, créé par la poussée des nappes tessinoises contre le massif du Gothard. C'est encore un caractère d'imbrication très compliquée que M. Königsberger a constaté dans la zone sédimentaire de Scopi et du val Blegno; il admet donc que cette forme tectonique est générale dans les bordures des massifs cristallins de l'Aar, du Gothard et du Tessin et qu'elle est en relation avec une discontinuité très accentuée de l'ancienne couverture sédimentaire des massifs autochtones.

A la suite de l'accident survenu dans la galerie N du tunnel du Lötschberg, la question du surcreusement glaciaire de la vallée de Gasteren a été remise sur le tapis, d'abord par M. Alb. Heim qui y a répondu d'une façon négative (voir Revue pour 1908), puis plus récemment par M. W. Salomon et par M. L. Rollier, qui tous deux admettent au contraire une importante érosion glaciaire.

M. W. SALOMON (83) considère les alluvions de la Kander qui comblent sur une grande épaisseur le fond rocheux de la vallée comme ayant rempli un tronçon nettement surcreusé par le glacier. M. L. ROLLIER (82) soutient la même opinion et invoque comme arguments l'existence réelle d'une barre rocheuse vers l'entrée de la « Klus » la section élargie du Gasterenthal, et la sortie des eaux phréatiques du Gasterenboden à un niveau très élevé.

Hautes Alpes calcaires. M. L. W. COLLET (65), occupé depuis plusieurs années à l'exploration des **Alpes de Sixt** (Haute-Savoie), a établi un nouveau profil détaillé de la Pointe de Sambet qui s'élève au N du « Fer-à-Cheval » de Sixt ; il a été amené à rectifier d'une façon importante les observations de Maillard et des autres auteurs. Partant de la série normale triasique-jurassique qui affleure dans le fond du « Fer-à-Cheval », il a reconnu que cette série se termine vers le haut par une puissante paroi de Malm et par une zone, inconnue jusqu'ici, de schistes noirs infravalangiens. Puis sur ces derniers il a vu, en superposition mécanique, une nouvelle assise de Malm, qui forme le sommet de la Pointe de Sambet et représente le soubassement normal des formations crétaciques de la base des Avoudruz.

A distance il a constaté que ces deux parois de Malm superposées, s'abaissant longitudinalement vers le SW, se suivent jusqu'aux environs de Nambride, où elles coupent le niveau de la vallée du « Fer-à-Cheval ».

M. M. LUGEON continue à débrouiller les relations si compliquées des nappes haut-alpines et des Préalpes internes (78). Il a constaté récemment, dans la **Haute vallée de la Liserne**, la présence d'un complexe de Flysch à blocs exotiques, englobant un noyau de Trias. Ces formations se superposent à la lame de Néocomien préalpin à Céphalopodes, insinuée, comme l'on sait, entre les plis de Morcles et des Diablerets ; pour l'auteur elles représentent une écaille supérieure à celle du Néocomien, se rattachant aux Préalpes internes et recouverte sur

une largeur de 10 kilomètres par le pli des Diablerets; elles confirment par conséquent la notion de l'enchevêtrement des éléments haut-alpins et préalpins, et permettent de démontrer que le pli des Diablerets chevauche réellement sur les Préalpes internes, qu'il a labourées, déchirées et pour ainsi dire enroulées autour de son front.

La Société géologique suisse ayant excursionné, en 1909, dans la région du Rawyl, sous la direction de M. M. LUGEON, celui-ci a profité du compte rendu de l'excursion, dont il avait été chargé, pour donner un aperçu général sur la région parcourue (77).

La description de M. Lugeon commence dans la haute vallée de Lauenen, où l'on peut voir les plis frontaux helvétiques superposés avec des formes couchées et très étirées, recouverts par les terrains préalpins. Au-dessus du lac de Lauenen s'élève l'anticlinal plus interne de la Holzerfluh, dont on traverse le front érodé jusqu'au Néocomien en montant à Küh Dungel. A propos de ce pli et de celui du Spitzhorn, M. Lugeon fait remarquer la fréquence, dans les Hautes Alpes, des flexures-failles affectant les jambages normaux; il signale en outre quelques failles transversales, ainsi que le très fort abaissement d'axe que présente, du SW au NE, l'anticlinal du Spitzhorn.

Le synclinal du Küh Dungel, qui sépare le pli de la Holzerfluh de celui du Niesenhorn, est rempli de schistes jurassiques mêlés à des grès du Flysch appartenant les uns et les autres aux terrains préalpins. Les grès du Flysch contiennent quelques rares nummulites lutétiennes.

A propos de l'anticlinal du Niesenhorn, M. Lugeon fournit quelques données nouvelles sur le Nummulitique de cette chaîne; puis, il décrit une grande faille qui, passant au lac d'Iffigen, coupe obliquement l'anticlinal suivant du Mittagshorn, et il montre les différences qui se manifestent entre le Nummulitique du Niesenhorn et celui de l'Iffighorn; dans cette dernière chaîne, la série commence avec des grès à *Numm. contortus-striatus*, qui supportent les couches à *Cerithes*.

M. Lugeon nous fait gravir ensuite la haute paroi du Rawyl, taillée dans le Néocomien et coupée longitudinalement par plusieurs failles normales. Au Col de la Grande Croix il nous montre le prolongement de la grande cassure oblique du lac d'Iffigen, qui se continue de là vers l'E, de façon à passer près du Weisshorn. Au col même cette faille coupe une flexure longitudinale considérable, qui suit le jambage méridional du pli du Mittagshorn.

Le synclinal du Plan des Roses montre une série nummulitique très différente de celle d'Iffigensee :

3^o Schistes à globigérines.

2^o Schistes gréseux fauves (Pectinitenschiefer de Kaufmann, Auversien-Priabonien).

1^o Grès à grandes nummulites à *Num. contortus* (Lutétien-Auversien).

Ces dépôts et le Crétacique sous-jacent sont coupés par un réseau compliqué de failles.

Plus au S s'élève l'anticlinal éclaté du Rawylhorn, sur le dos duquel se superposent deux écailles d'Oxfordien et de Malm.

La dernière partie de la description faite par M. Lugeon est consacrée à la traversée des Hautes Alpes calcaires, depuis la cabane du Wildstrubel à Vermala et Sierre. L'auteur y montre la superposition sur le Nummulitique haut-alpin de la nappe de la Plaine Morte, dont les lambeaux forment les sommets du Weisshorn, du Rohrbachstein, du Laufbodenhorn, du Mont Tubang, du Mont Bonvin. Cette nappe chevauchante comprend en réalité deux séries indépendantes : l'une, inférieure, formée de calcaires gris, dans lesquels s'intercalent des bancs à *Diplopora Mühlbergi* et *Orbitolina conoïdea* (Barrémien) ; l'autre, supérieure, qui comprend de bas en haut des schistes oxfordiens, des calcaires suprajurassiques et du Nummulitique priabonien. Ces deux séries sont par places replissées d'une façon fort compliquée, ainsi, au Mont Bonvin et au Mont Tubang.

A propos de la Plaine Morte, M. Lugeon donne une description de la série crétacique-nummulitique qui y forme le dos de la nappe du Wildhorn. Il signale aussi, en passant, un gisement de calcaire à *Num. aturicus* appartenant à cette même nappe, qui apparaît dans le versant SW du Mont Tubang.

Enfin, en quelques mots, M. Lugeon décrit la descente de Vermala sur Sierre à travers la zone des Schistes lustrés.

M. ED. HELGERS (73) a repris l'étude géologique de la chaîne du Lohner, plus spécialement de son versant SE, et a publié sur ce sujet une courte notice accompagnée d'un profil et d'une coupe tectonique schématique.

L'auteur distingue d'emblée dans ce territoire des Hautes Alpes calcaires un soubassement autochtone, une nappe helvétique lobée dans sa partie frontale et, émergeant sous le front de celle-ci, une masse charriée, détachée du soubassement autochtone.

La chaîne proprement dite du Lohner appartient à la

nappe helvétique et est formée par un grand pli, couché au N, de formations crétaciques et nummulitiques, dont le cœur jurassique se trouve sur le versant de l'Üeschinenthal. A l'Alpschelenhubel, ces formations jurassiques se présentent sous une forme particulièrement compliquée : elles sont repliées de façon à former trois anticlinaux horizontaux superposés et séparés par des synclinaux berriasiens, et s'appuient, par l'intermédiaire d'une série crétacique renversée, sur un soubassement tertiaire.

La série autochtone apparaît le long du chemin qui monte de Kandersteg vers la Gemmi ; elle est représentée par les calcaires de Tschingel et la série nummulitique ; c'est à elle qu'appartiennent les couches tertiaires de la base de l'Alpschelenhubel.

Quant à la masse arrachée à la série autochtone et entraînée au N sous la nappe helvétique, elle apparaît au N de la zone tertiaire de Collitschen et forme toute la masse du Kirchhorn et de l'Elsighorn. M. Helgers montre, en effet, que la zone de Collitschen ne peut pas être considérée comme un simple synclinal séparant deux digitations, mais qu'elle comporte un véritable chevauchement de la masse du Lohner sur celle de l'Elsighorn, avec la formation de brèches de friction et un contraste stratigraphique marqué entre les deux séries crétaciques-nummulitiques en présence. Il signale du reste de nombreuses dislocations ayant affecté cette zone.

Dans le versant N de l'Elsighorn, l'auteur a reconnu l'existence de deux digitations anticlinales couchées et superposées, dont la plus basse est encore lobée. Ces deux plis s'appuient sur un soubassement de Flysch, très développé dans le versant gauche de la vallée de la Kander et qui comporte, sur de nombreux points, des brèches de friction.

Etendant un peu le cadre de sa description, M. Helgers attribue ensuite la zone Fisistock-Balmhorn au revêtement autochtone du massif de l'Aar, et considère le Gellihorn comme formé par une écaille arrachée à ce revêtement.

La zone charriée de l'Elsighorn se prolonge pour lui dans le Gerihorn, la Standfluh et le Beatenberg avec les Ralligstöcke, tandis que nappe du Lohner se continue dans l'Aermighorn, la Dreispitz, le Morgenberghorn et le Brienergrat. Enfin, M. Helgers considère la masse de Flysch, qui supporte le pli de l'Elsighorn et qui l'enveloppe, comme une sorte de formation de broyage, à laquelle se mêlent, par places, les sédiments de la zone des Cols et qui s'insinue entre la série autochtone, la masse charriée de l'Elsighorn et la nappe du Lohner.

Nous devons à MM. A. BUXTORF et E. TRUNINGER (64) la publication d'une notice qui donne de nombreux renseignements nouveaux sur la géologie du **massif du Doldenhorn et du Fisistock**.

Dans un premier chapitre, les auteurs refont l'étude de la série qui se superpose sur la paroi calcaire du Malm du Doldenhorn et distinguent, dans cette succession, les termes suivants :

1° Une série marneuse qui affleure au col entre le Doldenhorn et le Fisistock et qui doit être attribuée au Berriasien, parce qu'elle correspond exactement aux couches du Sattel, entre le Blümlisalhorn et le Blümlisalprothorn, dans lesquelles M. Trösch a récolté des ammonites caractéristiques pour ce niveau. Dans ces marnes s'intercalent, vers le haut, des bancs minces de calcaires oolithiques et coralligènes (100 m.).

2° Une paroi calcaire épaisse de 110 à 130 m., qui traverse en écharpe les pentes du Fisistock avec un plongement au NW et qui, rappelant beaucoup l'Urgonien dans son allure générale, comprend des roches variées, spathiques, oolithiques et compactes. Ce niveau appartient au Valangien et représente probablement, à la fois, les « Valangien mergel » et le « Valangien kalk » de la Suisse orientale.

3° Une succession de calcaires lités qui comprend, de bas en haut : *a*) des couches échinodermiques glauconieuses ; *b*) une série de calcaires siliceux et de bancs échinodermiques, qui contiennent, à profusion, par places, *Toxaster complanatus* ; *c*) des calcaires gréseux en bancs minces et réguliers. Cet ensemble, qui est souvent désigné sous le nom de Tschingelkalk et qu'on a attribué aux niveaux les plus variés, représente en réalité l'Hauterivien et peut-être la base du Barrémien. Les lits glauconieux de la base semblent correspondre aux « Gemsmättlichichten » de la Suisse orientale ; le passage apparent de ces couches aux oolithes ferrugineuses tertiaires qui les recouvrent est le fait d'une corrosion superficielle de l'Hauterivien ; on peut le comparer à la couche de passage qui existe parfois dans le Jura entre le Malm et le Siderolithique.

Passant à la description tectonique de la zone interne des Alpes calcaires, MM. Buxtorf et Truninger démontrent que, tandis qu'on a vu jusqu'ici, dans les formations jurassiques du Doldenhorn, le revêtement autochtone de la partie septentrionale du massif de l'Aar, ces formations représentent en réalité la tête culbutée d'une nappe, qui devait s'enraciner dans la région du Lötschenthal. En effet, le granite du Gas-

terenthal est couvert, dans le versant S de la chaîne du Doldenhorn, par une zone peu épaisse de brèche granitique qu'on peut interpréter comme Verrucano, mais qui paraît être plutôt une brèche de dislocation. Ensuite vient directement du Malm, d'abord fortement métamorphisé, puis bien caractérisé, qui est renversé sous un noyau anticlinal culbuté au NW de Dogger. Il n'y a donc aucune trace de série autochtone dans le pied du Doldenhorn, et les auteurs ont pu s'assurer qu'il en est exactement de même dans le versant NE de l'Altels et du Balmhorn.

Ainsi de la Gemmi à la Blümlisalp, les formations jurassiques des Alpes calcaires internes appartiennent exclusivement au front d'une nappe venue du S, dont le cœur liasique et triasique subsiste vers l'W au Restirothorn et au Faldumrothorn, tandis que dans la région du Lötschenthal il a été complètement supprimé par l'érosion.

Pour trouver le revêtement autochtone de la partie N du massif de l'Aar, il faut aller jusque dans la haute vallée de Lauterbrunnen, où l'on peut voir, soit dans les flancs de la Jungfrau, soit dans le versant S de la chaîne du Gspaltenhorn, une série normale de terrains triasiques et jurassiques recouvrir le Verrucano et le Cristallin. Cette série est nettement distincte de celle de la nappe du Doldenhorn par l'épaisseur beaucoup moindre qu'y prennent le Lias et le Dogger.

Les formations triasiques-jurassiques autochtones du versant N de la Jungfrau forment les coins célèbres enfoncés dans le Cristallin. Le plus élevé de ces synclinaux couchés se continue depuis la Jungfrau dans le soubassement du Breithorn, puis sa pointe effilée est bientôt seule conservée, mais on la suit facilement par les Tellspitzen et le versant S du Hockenhorn, un peu au S de la limite des granites-gneiss de la bordure septentrionale et des schistes cristallins du Lötschenthal. Grâce à la continuité de cette zone synclinale on peut considérer avec beaucoup de vraisemblance les schistes du Lötschenthal comme représentant le noyau cristallin de la nappe mésozoïque qui forme la zone de l'Altels-Balmhorn et de la Blümlisalp; d'autant plus qu'on trouve des lambeaux de ces schistes chevauchant sur la série mésozoïque autochtone au Hockenhorn, au Petersgrat, etc....

L'absence de revêtement sédimentaire du granite de Gastern au pied du Balmhorn, du Doldenhorn et de la Blümlisalp ne peut s'expliquer, d'après MM. Buxtorf et Truninger, que par un décollement et un entraînement de ces sédiments

vers le N, opérés par la pression de la nappe sus-jacente; elle doit avoir la même cause que l'absence des couches jurassiques-crétaciques autochtones dans le soubassement de la Tour Saillère.

Les auteurs décrivent ensuite, sous le nom de nappe du Gellihorn, un complexe calcaire et schisteux qui s'intercale entre le Nummulitique de la nappe du Doldenhorn et la base des nappes helvétiques supérieures. Ces formations, qui ont été attribuées, en particulier par M. Schardt, au jambage renversé de la nappe du Lohner-Kienthal, comprennent en réalité une série normale de Berriasien, Valangien, Hauterivien et Flysch, très voisine de celle du Fisistock; elles forment donc ou bien une nappe indépendante, ou bien une digitation supérieure de la nappe du Doldenhorn. Particulièrement bien développées au Gellihorn, elles se retrouvent sous la nappe du Lohner dans les versants S et E de la Birre, et probablement au Hochtürli, à la Bundalp, puis elles semblent s'effiler complètement dans la région de la Sefinenfurgge.

Tout en faisant des réserves sur une région qu'ils n'ont pas explorée en détail, MM. Buxtorf et Truninger envisagent comme probable que la nappe du Doldenhorn doit se continuer dans la chaîne du Gspaltenhorn, qu'elle formerait donc en grande partie, tandis que les sédiments mésozoïques des coïns calcaires de la Jungfrau appartiendraient à la série autochtone.

Ce travail est complété par une planche de profils et une petite carte tectonique.

A la suite de cette notice il convient d'en citer une autre, de M. Ed. GERBER, dans laquelle l'auteur rend compte de quelques observations nouvelles faites dans le **territoire des vallées de Lauterbrunnen et de Kienthal (69)**.

M. Gerber commence par définir comme suit la série des terrains autochtones qui couvre le granite dans le fond de la vallée du Lanterbrunnen et qui supporte le Malm.

I. **Verrucano** : Arkoses et schistes argileux.

II. **Trias** :

a) Dolomie inférieure, commençant à la base par des cornieules, terminée vers le haut par un gros banc compact épais de 15 à 30 m.

b) Grès quartzeux avec, par places, des schistes à *Equisetum*.

c) Calcaires dolomitiques, associés à des schistes bariolés (dolomie supérieure).

d) Complexe de grès quartzeux, de schistes et de calcaires à fossiles rhétiens, dont l'épaisseur varie de 0 à 20 m.

III. **Lias** : manque.

IV. **Dogger** :

a) Calcaires échinodermiques et bréchoïdes, contenant souvent des concrétions siliceuses (5-12 m.) (Bajocien).

b) Zone peu épaisse de calcaires schisteux à oolithes ferrugineuses (Bathonien-Callovien).

Passant à l'étude de la nappe du Doldenhorn, M. Gerber admet, avec MM. Buxtorf et Truninger, que cette unité tectonique se continue vers l'E dans la chaîne du Gspaltenhorn, où elle est caractérisée comme plus à l'W, par la présence d'un Dogger épais avec des schistes opaliniens à base, et où elle comprend une série crétacique formée de schistes berriasiens, de calcaires corraligènes valangiens et de calcaires lités hauteriviens directement recouverts par le Nummulitique. Ainsi les calcaires de Tschingel marqués sur la carte publiée en 1907 par M. Gerber sont en réalité presque entièrement des calcaires valangiens.

M. Gerber se rallie également à la notion de la nappe du Gellihorn, émise par MM. Buxtorf et Truninger ; il attribue à cette nappe la zone calcaire du Gamchiband et du Hohtürliband et il la suit jusqu'aux environs de Tschingel Alp puis, de là, jusqu'à la Sefinenfurgge. Il considère les grès de Tavayannaz comme un des éléments les plus caractéristiques de cette nappe, et suppose que l'amoncellement de ces grès, qui se trouve actuellement au nord de la Dreispitz, a dû être entraîné jusque là par le laminage opéré par la nappe sus-jacente. Tout en se ralliant sur la plupart des points aux conclusions de MM. Buxtorf et Truninger, l'auteur admet pourtant comme possible que la série du Gellihorn représente le jambage renversé de la nappe du Kienthal.

A propos du petit massif de la Standfluh, qu'il rattache à la zone des chaînes calcaires externes, M. Gerber remarque que l'on voit ici, chevauchant sur le Flysch, une série normale de calcaire valangien, de schistes siliceux hauteriviens, de couches de Drusberg, d'Urgonien, de grès du Hohgant et de Flysch avec calcaires à lithothamnies. Ces couches portent tous les signes d'un laminage intense, elles plongent dans leur ensemble au N W, mais sont repliées en trois anticlinaux nettement déjetés au S E ; une faille transversale avec flexure les amène brusquement en profondeur dans le Suldthal. Quant aux relations des formations crétaciques avec celles de la Dreispitz, M. Gerber ne peut admettre une

simple liaison synclinale; il voit dans la masse de la Standfluh le reste d'une nappe inférieure entraînée au N et séparée de sa racine.

Passant ensuite à la nappe du Kienthal, l'auteur en définit la série crétacique par deux profils pris l'un dans le jambage normal, l'autre dans le jambage renversé. Il remarque comme caractère typique le développement au niveau du Barrémien de calcaires schisteux à silex, qui remplacent en grande partie l'Urgonien, et considère la paroi urgonienne principale haute de 130-140 m. comme aptienne, quoiqu'il n'y ait pas trouvé d'Orbitolines. Il constate aussi la faible épaisseur du Crétacique supérieur. Au point de vue tectonique, M. Gerber décrit plusieurs dislocations, qui compliquent le front de cette nappe.

Après avoir ainsi considéré la Standfluh et la Dreispitz, M. Gerber discute la question de savoir si, dans la zone de la Renggalp, qui sépare ces deux massifs crétaciques et qui a été considérée jusqu'ici comme formée essentiellement de Flysch helvétique, il n'y aurait pas comme dans ses deux prolongements N E et S W, c'est-à-dire dans la zone de Habkern et dans celle du Farnithal, des terrains préalpins; mais, en l'absence d'arguments probants, il réserve son opinion sur ce point.

Pour finir l'auteur signale un affleurement de calcaire à silex qu'il a découvert dans la partie inférieure des gorges de la Kien et qu'il a attribué au Néocomien préalpin; puis il fait remarquer que le Nummulitique repose sur l'Hauterivien dans la série autochtone du Kienthal, sur l'Aptien dans la série de la Standfluh, sur le Crétacique supérieur dans la série de la Dreispitz, qu'il s'est donc déposé en transgression du S au N sur ces trois zones, qui se succédaient du N au S dans leur position primaire.

M. P. ARBENZ (59) a décrit brièvement les affleurements de Trias et de Jurassique à faciès helvétique, qui apparaissent dans la **vallée du Rhin postérieur entre Reichenau et Nundraus**. Ce Trias et ce Jurassique, qui doivent reposer sur la série autochtone, sont chevauchés par les Schistes lustrés; ils représentent, suivant l'opinion de l'auteur, la racine d'une nappe helvétique inférieure à celle du Verrucano des Alpes glaronnaises. Pour expliquer l'absence de cette dernière dans la vallée du Rhin postérieur, il faut admettre qu'elle y a été supprimée ou bien par l'érosion avant le chevauchement des Schistes lustrés, ou bien par laminage pendant ce chevauchement.

Les chevauchements qu'il a ainsi observés en amont de Reichenau, dans le prolongement oriental du massif du Gotthard, font supposer à M. Arbenz que le bord N de ce massif doit avoir été aussi repoussé au N par dessus des formations à faciès helvétique.

J'ai signalé dans la Revue pour 1908 deux publications de M. Tornquist consacrées à la description de la **zone de Flysch de l'Allgäu** et des Klippes mésozoïques qu'elle porte.

M. O. AMPFERER (58), qui s'était déjà opposé en 1908 à l'interprétation des Klippes de l'Allgäu comme lambeaux d'une nappe superposée au Flysch, maintient cette opinion dans une note récente. Il considère que M. Tornquist n'a pu formuler aucun argument absolu contre l'idée que les Klippes jurassiques appartiendraient au soubassement du Flysch, qu'elles auraient donc percé de bas en haut, tandis que l'interprétation donnée par cet auteur et faisant intervenir le chevauchement d'une nappe venue du S se heurte à de grandes difficultés, même avec l'hypothèse que ce chevauchement a été sous-marin.

Par contre M. Ampferer admet comme possible que les complications constatées dans la zone de Flysch de l'Allgäu soient dues en partie à la poussée au N par dessus ce Flysch de la nappe austro-alpine, en partie aussi au fait que des paquets considérables se sont détachés du front de cette nappe et ont glissé sur le Flysch grâce à l'inclinaison au N de la surface de celui-ci. Ces paquets ont pu ensuite être recouverts par de nouvelles couches de Flysch et englobés ainsi dans la masse de ce dernier.

Préalpes. M. G. ROESSINGER (81) a publié, à la suite des travaux que M. Rothpletz d'une part, MM. Sarasin et Collet de l'autre ont consacré à la géologie des **Préalpes internes**, quelques observations qu'il avait faites lui-même il y a plusieurs années dans la région du Hahnenmoos. Il signale en particulier la présence de brèches polygéniques probablement tertiaires et de calcaires liasiques aux environs immédiats de la zone triasique qui, au Hahnenmoos, s'enfonce sous le Flysch du Niesen. Il admet en outre que cette zone de Trias, plongeant moins fortement au N que ne l'ont figuré MM. Sarasin et Collet, doit couper la vallée de la Simme plus loin vers l'aval que ne l'ont indiqué ces auteurs.

M. FR. JACCARD (74) a fait à la Société géologique suisse une communication sur la **géologie du Mont-d'Or** (Préalpes

vaudoises) et sur les relations du Trias qui forme ce petit massif avec le Flysch du Niesen, dans lequel il est enfoncé en un énorme coin.

Pour l'auteur le Trias du Mont d'Or représente le prolongement de celui de la Gummfluh et du Rubli. Il est bordé au S E par une zone imbriquée, dans laquelle sont mêlés du Flysch, des schistes noirs et des calcaires supra-jurassiques à Radiolaires; ces derniers semblent par leur faciès se rattacher aux radiolarites de la nappe rhétique.

Dans la discussion qui a suivi cet exposé MM. M. LUGEON, H. SCHARDT et C. SARASIN ont tous trois émis l'opinion que les écaïlles signalées par M. Jaccard appartiennent non à la nappe rhétique, mais aux Préalpes internes. M. Schardt a d'autre part expliqué la tectonique du Mont d'Or en supposant que le bord radical de la nappe des Préalpes médianes y a été repoussé au N par dessus la zone de Flysch de Leysin suivant un plan peu incliné. Le Mont d'Or serait ainsi, dans l'opinion de M. Schardt, le pendant exact du Rubly.

Il suffira de citer brièvement ici une courte notice que M. F. DAMM (66) a consacré aux **écaïlles mésozoïques des Préalpes externes** le long de la vallée de la Veveyse fribourgeoise. L'auteur paraît avoir complètement ignoré la description faite de cette région par MM. H. Schardt et E. Favre et celle que j'en ai donné moi-même en 1901. Aussi ne sait-il pas distinguer les différents niveaux du Crétacique inférieur et veut-il voir dans cette zone, dont la structure imbriquée est absolument démontrée, une succession de quatre plis déjetés à l'W, reprenant ainsi une ancienne interprétation qui a été reconnue fausse.

Je n'ai à signaler comme fait nouveau dans cette publication que l'indication d'un bombement anticlinal transversal, dont l'axe est à peu près suivi par le cours de la Veveyse fribourgeoise.

M. F. RABOWZKY (80) a découvert dans la zone de Flysch du Hundsrück des lambeaux importants de la **nappe rhétique**, qui reposent manifestement sur le Flysch et qui comprennent : 1° des roches ophitiques; 2° des radiolarites associées à des calcaires suprajurassiques; 3° des calcaires clairs à *Aptychus* du Malm ou du Crétacique inférieur; 4° des calcaires échinodermiques à *Orbitolina conica* cénomaniens; 5° des schistes et des calcaires à Globigérines supracrétaciques.

Les principaux affleurements de ces roches s'alignent sur une longueur de 21 kilom., suivant un synclinal passant par

le Jaunpass pour aboutir près du confluent du Simmenthal et du Diemtigthal ; d'autres jalonnent un second synclinal plus au N W. Enfin des lambeaux semblables sont enfoncés dans la zone de Flysch d'Ayerne-Vert Champ au N de l'anticlinal des Gastlosen.

C'est dans le prolongement de cette dernière zone de Flysch, au N des Tours d'Aï, que M. A. JEANNET (75) a signalé des lambeaux des mêmes formations appartenant évidemment aussi à la nappe rhétique. Le Cénomaniien, qui se présente ici sous des aspects variés, mais toujours détritiques, est particulièrement fossilifère.

JURA ET PLATEAU MOLASSIQUE

En tête de ce chapitre il convient de citer une conférence que M. E. de MARGERIE (96) a consacré à la **structure générale du Jura**. Après avoir rappelé les travaux de Thurmann, de Marcel Bertrand, du général de la Noë, qui ont grandement contribué à faire comprendre la géologie des régions jurassiennes, il s'est attaché à démontrer l'utilité des cartes structurales et a, pour ainsi dire, présenté d'avance à ses auditeurs une semblable carte au 1 : 400 000 du Jura français, qu'il va publier prochainement et qui a été élaborée en utilisant largement les levés du général de la Noë.

M. de Margerie a exposé ensuite les principaux caractères tectoniques du Jura, insistant particulièrement sur le déjettement vers le NW des anticlinaux, sur le chevauchement même d'une partie d'entre eux, ainsi des plis de la région de Salins et du Jura balois-argovien, puis sur les décrochements horizontaux de Mouthe et des Hôpitaux et sur le resserrement des plis qui se produit conjointement avec une imbrication et un déversement vers l'W dans la région d'Ambérieu-Saint-Rambert.

Passant à l'examen des caractères orographiques, M. de Margerie montre qu'ils ont été relativement peu modifiés par l'érosion, à cause de la proportion considérable des infiltrations. Il considère les cluses elles-mêmes comme liées en première ligne à des phénomènes tectoniques et ne peut se rallier à la théorie de l'antécédance.

Enfin l'auteur termine par une comparaison entre le Jura et les Appalaches, dans le but de faire ressortir le caractère purement superficiel de l'analogie, qui a été maintes fois signalée entre ces deux chaînes.

M. L. ROLLIER (97) a, de son côté, consacré une conférence à la géologie générale du Jura; il a développé à nouveau son idée que le ridement des chaînes jurassiennes a été non un contre-coup direct de la surrection des Alpes, mais une conséquence de l'affaissement des trois régions surbaissées qui l'encadrent, le bassin de la Saône, le bassin du Haut-Rhin et la plaine molassique suisse. Du reste il voit dans le Jura non une région exhaussée tectoniquement, mais un territoire abandonné par la mer, qui se retirait dans les grandes fosses océaniques en voie d'approfondissement. Il place le ridement des chaînes jurassiennes au début des temps pliocènes.

D'autre part M. Rollier décrit sommairement les sédiments mésozoïques et tertiaires qui forment toute la surface du Jura.

A propos du Trias et du Lias il fait ressortir leur analogie de faciès avec les dépôts contemporains de la Souabe et de la Lorraine. A propos du Dogger il montre que la presque totalité du Jura, se rattache, par son enrichissement en calcaires benthiques, au type anglo-parisien. Puis, parlant du Malm, il montre les variations latérales de faciès de l'E à l'W et propose une classification nouvelle, dont l'utilité n'apparaît pas évidente.

L'auteur montre ensuite les étapes successives de la transgression infracrétacique; passant aux dépôts tertiaires, il fait clairement ressortir la transgressivité du Vindobonien sur le Burdigalien, puis le retrait de la mer œningienne. Enfin il termine par quelques lignes consacrées aux dépôts morainiques du Jura.

M. E. BOURQUIN-LINDT (94), profitant des travaux considérables qui ont été effectués pendant ces dernières années dans le quartier de la gare à la **Chaux-de-Fonds**, a établi une coupe transversale à la vallée à travers les couches molassiques. Il a constaté dans cette partie du synclinal de Chaux-de-Fonds l'existence de plusieurs chevauchements, qui créent des irrégularités répétées difficilement explicables. C'est ainsi que sous le Portlandien renversé du jambage méridional du synclinal s'enfoncent d'abord une zone de marnes hauteriviennes, puis une série formée d'œningien et de Molasse marine. Ensuite vient une zone de Valangien et de Purbeckien qui s'appuie au N sur une série renversée de Molasse marine et d'œningien.

Dans la Molasse, près de la base de l'œningien, on trouve de nombreux fossiles provenant de l'Albien et des nodules phosphatés, avec d'autres fossiles provenant du Crétacique inférieur.

L'auteur donne en terminant quelques renseignements paléontologiques sur les couches fossilifères de ce profil et établit les listes complètes des fossiles recueillis : 1° dans le calcaire valangien ; 2° dans les marnes hauteriviennes ; 3° dans la Molasse marine ; 4° dans les marnes œnigiennes ; 5° en gisement secondaire dans la Molasse.

M. A. BUXTORF (95) a été amené par des travaux d'expertise à examiner à nouveau en détail la région du **Clos du Doubs** et la **chaîne du Vellerat**.

Dans la première région il a reconnu l'existence des deux anticlinaux décrits par M. Rollier, celui d'Epiqueuz et celui du Mont Miroir. Mais il a constaté d'abord que ces plis, particulièrement le premier, ont un relief beaucoup plus accentué et des jambages beaucoup plus redressés que ne l'ont dessiné soit Thurmann, soit M. Rollier.

Les deux anticlinaux d'Epiqueuz et du Mont-Miroir se rapprochent l'un de l'autre vers le N E ; ils finissent par se confondre en un anticlinal unique, qui traverse le Doubs en amont de Sainte-Ursanne.

Sur le flanc N de l'anticlinal d'Epiqueuz M. Buxtorf a constaté, en particulier au dessus de Bremoncourt, la curieuse dislocation suivante : tandis que le pied droit de la voûte bathonienne descend régulièrement avec une forte inclinaison vers le N, le jambage sus-jacent d'Oxfordien, de Rauracien, de Séquanien et de Kimmeridgien est rompu suivant un plan presque horizontal, de façon que l'Oxfordien et le Rauracien de la partie supérieure se sont avancés au N, en chevauchement sur le Séquanien et le Kimmeridgien. Ce recouvrement mécanique, d'origine purement tectonique, est en relation avec la formation d'un genou aigu au haut du flanc septentrional fortement redressé du pli ; il a été facilité par la plasticité des argiles oxfordiennes, qui, jouant le rôle de lit mobile ont permis au Malm et au Dogger de prendre des formes de dislocation indépendantes.

Dans la chaîne du Vellerat M. Buxtorf a du reste trouvé des faits analogues. Il a constaté en effet que, tandis que le Dogger, qui forme le cœur du pli, est nettement incurvé en deux voûtes juxtaposées, dont l'une s'accroît de l'E à l'W, l'autre de l'W à l'E, la carapace du Malm dessine une seule grande voûte simple. Par contre le jambage septentrional du Dogger paraît avoir constamment un plongement assez régulier vers le N, tandis que dans l'Oxfordien et le Rauracien une dislocation semblable à celle de l'anticlinal d'Epiqueuz intervient. En effet, au N E de Choindez, le jambage N

de Rauracien est vertical ou même renversé dans sa partie supérieure et là il se raccorde par un genou aigu à la voûte. A l'W de la cluse de Choindez, l'Oxfordien et le Rauracien sont décrochés suivant un plan horizontal et le genou est remplacé par un véritable chevauchement de la partie supérieure du jambage sur sa partie inférieure.

En terminant M. Buxtorf insiste sur le rôle tectonique important qu'ont joué dans le Jura septentrional les couches plastiques de l'Oxfordien ou de l'Argovien qui, fluant facilement entre le Dogger et le Malm, se sont amincies sur certains points, amoncelées sur d'autres et ont contribué pour une large part à créer d'intéressantes discordances entre les formes superficielles et les formes profondes des plis jurassiens.

M. A. ROTHPLETZ (100) a consacré quelques pages à un aperçu sur l'histoire géologique de la **région du Lac de Constance**. Il a dépeint d'abord la longue phase continentale par laquelle a passé ce territoire ainsi que les régions voisines du Jura, l'Ouest et le Centre de la France pendant les temps paléozoïques, puis la transgression progressive qui a marqué le Trias et le Lias et la phase d'immersion qui a suivi. L'auteur a décrit ensuite la période marquée par la sédimentation de la Molasse commençant par une transgression importante, se terminant par un retrait des mers et une phase de régime lacustre, et aboutissant à la phase d'émersion et d'érosion du Pliocène.

M. E. ROMER (98) a cherché l'explication de certaines particularités qui se manifestent dans la **morphologie générale de la Suisse occidentale**, d'abord l'existence de grands gradins s'intercalant dans le profil longitudinal des vallées glaciaires alpines jusqu'à la zone des Cols, ensuite le contraste que l'on constate entre l'érosion très importante qu'opèrent les cours d'eau actuels au N de l'anticlinal de la Molasse, et l'érosion très modérée que subissent les régions haut-alpines. Il suppose, pour rendre compte de ces anomalies, des mouvements épéirogéniques ayant consisté d'une façon générale en un affaissement des Alpes et en un mouvement de bascule qui a fait monter du même coup le plateau molassique.

Dans une seconde note M. E. ROMER (99) a tenté de confirmer l'hypothèse de ces mouvements par des arguments tirés du cours de la Sarine et de la Singine. La première de ces rivières, qui suit jusqu'à Bulle une vallée très ancienne et

comportant une hydrographie très stable, s'engage à partir de là dans un véritable canyon. En outre, si l'on étudie le long du cours de la Sarine le plan de superposition des alluvions fluvio-glaciaires sur la Molasse, on constate que ce plan est ondulé et montre une ondulation anticlinale près de Rossens, une autre près du Grand Vivy, et des ondulations synclinales près de la Tuffière, à Fribourg même, au voisinage de la Sonnaz.

Des faits tout semblables ayant été constatés le long du cours de la Singine, M. Romer admet la formation de rides postglaciaires, ayant vers l'W une direction W N W - E S E, puis s'infléchissant vers le N E, de façon à devenir parallèles aux chaînes alpines. L'âge de ces mouvements doit être postbühlien, parce que les alluvions bühliennes de la Gruyère en ont été encore affectées.

IV^e PARTIE. — PALEONTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

TRIAS

M. K. STRÜBIN (101) a consacré un petit article à l'industrie du sel dans la vallée du Rhin aux environs de Bâle et plus particulièrement à l'exploitation de la **saline de Schweizerhalle**, située près de Pratteln.

Après un aperçu historique sur les travaux effectués depuis 1845, M. Strübin décrit une coupe à travers le terrain salifère et les couches qui lui servent de toit soit le **Hauptmuschelkalk** et le **Trigonodusdolomit**.

Il signale également une faille oblique qui, passant entre Schweizerhalle et Rothes Haus, a déterminé un affaissement du territoire de cette dernière localité.

JURASSIQUE

M. W. SCHMIDT (110) a fait l'étude détaillée des fossiles provenant des **couches rhétiennes des Klippes** des environs du lac des Quatre Cantons et conservés dans les musées de Bâle et de Berne; il a publié des listes d'espèces intéressant le Rhétien de Müllerbodenriese et de Huettleren au Buochserhorn, d'Ebnet, du Lückengraben et du Brandgraben au Stanserhorn et de Holz aux Mythen.

Les déterminations de l'auteur font ressortir une remarquable analogie faunistique entre le Rhétien des Klippes de