

# Alpes

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **13 (1914-1915)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.09.2024**

## **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.

régions faillées, d'autre part des formations pléistocènes de la vallée du Rhin.

Dans un rapport très sommaire, MM. ALB. HEIM et A. AEPPLI (39) ont rendu compte des travaux publiés ou entrepris par la commission géologique suisse et ses nombreux collaborateurs en 1911-1912.

### *Alpes.*

*Géosynclinal alpin.* Dans une publication récente, M. W. DEECKE (59) a fait la critique de la notion du géosynclinal et en particulier de son application aux régions alpines.

Dans un premier chapitre l'auteur montre que, malgré l'époque relativement récente, à laquelle fut créé le terme de géosynclinal, on l'a déjà employé pour désigner des choses absolument différentes soit par leur orientation, soit par leur caractère tectonique. Il considère aussi que bien souvent on a voulu établir l'existence de géosynclinaux d'après la présence de formations supposées bathyales sans raison valable, telles que couches à radiolaires, calcaires à céphalopodes, etc., et il soutient que les grands complexes argileux se sont très souvent accumulés dans des profondeurs faibles ou moyennes à proximité de terres émergées.

Examinant ensuite la répartition des aires d'enfoncement et de sédimentation d'une part, des zones de plissement de l'autre aux différentes périodes géologiques, M. Deecke ne peut voir entre ces deux éléments aucune relation régulière. Quant au géosynclinal alpin, admis maintenant par la majorité des auteurs, M. Deecke en conteste l'existence dans une longue critique; il n'en voit d'abord aucune trace dans le Trias qui dans les Alpes occidentales est peu épais avec une forte proportion de dépôts lagunaires, dans les Alpes orientales est, il est vrai, beaucoup plus puissant, mais comporte des formations d'eau peu profonde, dont la succession implique l'alternative de mouvements descendants et ascendants et un relief sous-marin très irrégulier. La période jurassique qui a suivi n'a pas non plus été caractérisée, d'après l'auteur, par l'enfoncement d'un grand géosynclinal alpin; le caractère surtout détritique et néritique du Lias et du Dogger, l'existence de lacunes stratigraphiques, l'intercalation par places de couches à charbon montrent au contraire que la sédimentation a dû se faire sur un fond accidenté, coupé de dépressions et semé d'îles et de bas fonds, modifié du reste fréquemment par des mouvements et des dislocations. Même à l'époque du Malm, qui a été marquée par un enfon-

cement important de certaines régions alpines, l'on ne peut pas considérer comme démontrée l'existence d'un vaste géosynclinal alpin, puisque d'une part le Jurassique supérieur paraît manquer dans la zone du Piémont et que d'autre part il est souvent recouvert directement dans les Préalpes par les Couches rouges.

Les formations crétaciques qui se sont déposées sur toute la zone externe de l'arc alpin, soit en France, soit en Suisse, sont essentiellement de faciès néritique et leur succession n'est jamais complète; plus au S la zone des Schistes lustrés ne comprend pour ainsi dire pas de termes crétaciques certains. Il n'y a donc pour cette période de nouveau aucun indice d'un vaste géosynclinal.

Dans la mer du Flysch des régions alpines M. Deecke admet aussi l'existence de nombreuses îles dont les formes, les dimensions et le nombre ont dû varier constamment sous l'influence de mouvements orogéniques et aussi de mouvements locaux provoqués par des phénomènes volcaniques. Il suppose que les dépôts du Flysch se sont accumulés dans de grands fossés et dans des dépressions en cuvettes, ouverts entre des parties émergées et se sont formés essentiellement au dépens de celles-ci. Cet enchevêtrement de horsts, de fossés et de bassins d'accumulation a déterminé une répartition très irrégulière des divers niveaux du Flysch et créé des relations très compliquées entre celui-ci et les formations plus anciennes; aussi beaucoup de plans de contact mécanique considérés par les auteurs comme plans de chevauchement ne sont pour M. Deecke que d'anciens plans de dislocation éocènes couchés ultérieurement pendant les ridements alpins.

M. Deecke termine enfin son travail par quelques critiques adressées à la théorie des grandes nappes alpines de charriage. Il conteste en particulier que la transformation progressive des sédiments mésozoïques alpins doive se faire régulièrement de l'extérieur vers l'intérieur, comme l'admettent les géologues suisses en se basant sur la notion fondamentale du géosynclinal alpin et il soutient que les poussées alpines ont pu se faire dans des sens variés.

*Théorie des nappes de charriage.* M. B. G. ESCHER (60) a fait ressortir, dans une courte notice, l'influence qu'ont exercée les massifs anciens du Mercantour, du Pelvoux, de Belledonne, du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, de l'Aar et du Gothard sur le développement des grandes nappes alpines, qui sont venues butter contre ces massifs ou ont déferlé par dessus leur surface. Il cherche à établir que le

rôle qu'ont joué dans les plissements alpins les massifs hercyniens a été joué de la même façon dans les plissements hercyniens des Ardennes par les massifs calédoniens et plus au N dans les plissements calédoniens par les massifs huro-niens.

Dans une brève notice M. J. BOUSSAC (54) a développé l'opinion que les nappes préalpines et austro-alpines devaient être déjà en position sur le front externe des Alpes avant la sédimentation de la Molasse; il s'est basé, pour soutenir cette idée, avant tout sur la composition des poudingues mollassiques.

M. BAILEY WILLIS (81) a publié récemment une critique des conceptions modernes de la tectonique des Alpes suisses et en particulier des travaux de MM. Lugeon et Schardt. En opposition à la notion des grandes poussées dirigées unilatéralement du S au N, il cherche à développer celle de deux poussées ayant agi concentriquement l'une du SE au NW, l'autre du NW au SE, reprenant ainsi une interprétation, qui rappelle celle qui fut appliquée autrefois à la tectonique des Alpes glaronnaises.

M. Willis considère comme nullement démontré le fait que toutes les nappes alpines aient leur racine dans la même direction et met en doute les raccords que les divers auteurs ont cherché à établir entre les nappes successives et les zones de racines; il prétend d'autre part que l'interprétation de tête de pli a été fréquemment appliquée à tort et envisage la classification adoptée pour les systèmes de nappe dans le temps et dans l'espace comme sujette à caution.

Dans les régions préalpines M. Willis admet, un peu comme M. Rothpletz, plusieurs phases de dislocation, qui ont provoqué d'abord des chevauchements au SE, puis plus tard des poussées au NW. Dans les Alpes bernoises il considère la soi-disant racine de la nappe du Wildhorn comme l'extrémité méridionale d'une masse chevauchant vers le S. Pour lui les lambeaux de recouvrement de la nappe de la Brèche ont été amenés dans leur position anormale chevauchante par l'effet de deux poussées ayant agi successivement et en sens inverse et dont les plans se sont coupés; ils auraient été ainsi arrachés de leur racine sans avoir été transportés à une grande distance. Le même raisonnement s'applique à l'ensemble des Préalpes et des Klippes, qui occuperaient actuellement une position peu éloignée de leur origine.

M. Willis propose pour les Hautes-Alpes calcaires vaudoises une interprétation bien difficile à suivre pour qui connaît la tectonique de ces régions et suppose des intersections compliquées entre des plans de chevauchement de 1<sup>er</sup> et de 2<sup>e</sup> ordre.

En terminant l'auteur propose la succession suivante de phénomènes géophysiques dans la genèse des régions alpines :

1<sup>o</sup> Poussées dirigées du NW au SE.

2<sup>o</sup> Importante phase d'érosion, déterminant des formes en stade de maturité et un relief peu élevé.

3<sup>o</sup> Poussées dirigées du SE au NW et provoquant une dislocation des plans tectoniques créés par la première phase de poussées, tout en élevant le niveau des Alpes et en compliquant leurs formes.

4<sup>o</sup> Phase d'érosion ayant déterminé les formes actuelles.

*Dinarides, environs de Lugano.* A propos de la notice publiée par M. Escher sur le Carboniférien de Manno près de Lugano (voir Revue pour 1911), M. T. TARAMELLI (77) a fait observer : 1<sup>o</sup> que la position synclinale du Carboniférien en cet endroit n'est nullement démontrée, 2<sup>o</sup> que la superposition discordante du Verrucano était connue depuis longtemps, ainsi que l'existence de failles coupant la série post-carboniférienne, mais que le rôle orographique attribué à ces failles par M. Escher n'est pas conforme à la réalité.

*Alpes méridionales.* A la suite de ses explorations dans les Alpes occidentales poursuivies pendant dix années, M. E. ARGAND (45) a publié en 1912 une carte d'ensemble de ces régions alpines et trois grandes planches de profils, qui illustrent d'un façon frappante le superbe travail de synthèse, auquel notre jeune collègue s'est livré.

Sur la carte de M. Argand nous voyons avec une remarquable clarté le développement des zones suivantes :

1<sup>o</sup> Les Dinarides qui, se rétrécissant de l'E à l'W à partir du lac Majeur, disparaissent près d'Ivrée sous la plaine du Pô.

2<sup>o</sup> La zone de Sesia, racine de la nappe de la Dent Blanche, qui, écrasée et laminée à l'E de la Toce et jusque dans la Valteline, se dilate entre la Toce et la Stura, pour disparaître ensuite brusquement au SW sous la plaine du Pô. Cette zone est bordée au S. par la zone du Canavese, dans laquelle l'auteur voit la racine des nappes supérieures préalpines (nappe rhétique).

3° La zone principale des Schistes lustrés, que l'auteur suit depuis la Toce jusque dans la région de Savone et au milieu de laquelle se développe la grande nappe cristalline du Mont Rose-Grand Paradis. A cette même nappe M. Argand rattache encore le grand massif cristallin qui s'étend de la Dora Riparia à la Dora Maira.

4° La zone cristalline du Grand Saint-Bernard, dont la racine est visible dans la vallée de la Toce au S de Domo d'Ossola, et qui se suit constamment depuis le Valais, par la zone houillère des Alpes franco-italiennes et les pointements cristallins de l'Ubaye jusque dans le Savonese. M. Argand rattache à l'enveloppe cénozoïque de cette nappe les formations éogènes, qui prennent une extension particulièrement grande dans l'Embrunais, mais qui se suivent, soit vers le S dans la direction d'Albenga, soit vers le N dans la chaîne des Aiguilles d'Arves, et qui semblent même se prolonger dans les Préalpes suisses dans la zone de Flysch du Niesen.

5° Le complexe des nappes simplo-tessinoises, qui surgit entre la Toce et le Mesocco grâce à un bombement transversal très accentué.

6° La zone des massifs centraux avec le système des plis parautochtones et des nappes helvétiques.

7° Le vaste lambeau de recouvrement des Préalpes romandes et du Chablais, dont une partie appartient, d'après M. Argand à l'enveloppe des nappes penniques inférieures, tandis que l'autre partie se rattache à la zone du Canavase.

Les profils, qui accompagnent cette carte et la complètent, se répartissent en trois catégories. Nous y trouvons d'abord des coupes transversales d'ensemble à travers tout le système alpin, destinées à montrer les relations existant entre les systèmes de nappes et exposant en particulier celles qu'on peut admettre entre les nappes préalpines et les nappes penniques.

M. Argand a, en second lieu, composé des coupes longitudinales, qui font ressortir les bombements et les ensellements transversaux, qui jouent un rôle si considérable dans les diverses zones des Alpes en se prolongeant de l'une dans l'autre.

Enfin l'auteur a donné toute une série de coupes et de stéréogrammes à plus grande échelle des Alpes pennines, qui permettent de suivre les différents éléments de cette vaste zone depuis la région du Simplon jusqu'à l'extrémité orientale du massif de la Dent Blanche. Ces coupes font com-

prendre très clairement, en particulier, comment la structure en éventail de la région du Saint-Bernard s'est développée sur le dos d'une nappe par la formation d'un puissant pli en retour, qui encapuchonne le front plongeant de la nappe sous-jacente du Mont Rose.

Comme une sorte de bref commentaire à cette superbe publication, M. E. ARGAND a fait paraître une série de courtes notices touchant aux **Alpes pennines**. Dans une première communication (46) il a cherché une explication rationnelle de la tectonique des nappes du Simplon, du Mont Rose et de la Dent Blanche et est arrivé à admettre quatre phases de déformation successives : 1<sup>o</sup> formation des nappes inférieures, y compris celle du Saint-Bernard (IV) ; 2<sup>o</sup> développement de la nappe de la Dent Blanche (VI), qui a déterminé un entraînement au NW et une accumulation de la nappe du Saint-Bernard dans l'éventail de Bagnes ; 3<sup>o</sup> poussée au N de la nappe du Mont Rose (V), qui a occasionné le pli en retour de la nappe IV depuis la région de Saas jusque dans les Alpes franco-italiennes ; 4<sup>o</sup> écrasement et renversement de la zone des racines par la poussée au N de la zone insubrienne. Ainsi s'explique la présence des trois zones en éventail, celle de Bagnes, celle de l'éventail principal et celle de l'éventail radical.

Dans une seconde notice M. E. ARGAND (47) a montré plus spécialement les effets produits sur la nappe du Saint-Bernard par les poussées au N des deux nappes sus-jacentes du Mont-Rose et de la Dent Blanche, tandis que dans sa troisième notice (48) il a traité plus spécialement la question du redressement de la zone des racines des nappes penniques et du bombement de la partie interne de ces nappes. Ces deux actions sont le fait exclusif de l'effort tangentiel et ont dû continuer à se faire sentir jusque dans le Néogène, sinon plus tard, tandis que les poussées au N des nappes penniques et les déformations qui en ont été la conséquence ont dû se produire avant la fin de l'Oligocène.

Les deux dernières notices de M. E. ARGAND sont consacrées aux relations de l'hydrographie avec la tectonique dans les Alpes pennines ; dans la première (49) l'auteur a fait ressortir l'influence des formes structurales, en particulier celle de l'ensellement transversal valaisan et du bombement tessinois, sur le développement du réseau hydrographique. Dans la seconde notice (50) M. Argand a mis en lumière le fait de la migration lente du faite topographique des Alpes méridionales de l'intérieur vers l'extérieur à cause

de la suprématie marquée du drainage interne. La ligne de faite topographique ne coïncide donc plus avec celle du faite structural et, si l'écart entre ces deux lignes est très irrégulier, c'est que le travail de l'érosion sur le versant S a été influencé de façon très inégale dans les divers systèmes hydrographiques soit par les formes structurales, soit par la résistance variée des roches.

M. A. ROTHPLETZ (69) a parcouru à trois reprises pendant ces dernières années le **massif du Simplon** en se guidant d'après la carte de MM. Schmidt et Preiswerk et est arrivé par ses observations personnelles à des conceptions très différentes de celles des deux géologues bâlois. Il s'est convaincu d'abord que la délimitation du Carboniférien, du Trias et du Jurassique établie par MM. Schmidt et Preiswerk est sur beaucoup de points purement arbitraire et que la répartition des coins synclinaux basée sur cette stratigraphie manque de fondement solide. En second lieu M. Rothpletz considère comme certain que tous les gneiss du massif du Simplon sont des orthogneiss intrusifs dans les schistes cristallins et plus jeunes même que les calcschistes jurassiques. Il arrive ainsi à envisager les plis couchés de gneiss comme des pénétrations laccolithiques d'un magma fluide et il attribue à cette pénétration non seulement l'apparence de structure en nappes empilées de la région, mais encore une partie des transports subis par les formations sédimentaires, qui auraient été englobées comme des enclaves dans le magma en mouvement.

Quant aux phénomènes orogéniques proprement dits, M. Rothpletz suppose d'abord une phase de ridement suivie d'abrasion entre le Paléozoïque et le Trias, puis deux phases de plissement postjurassiques, la première correspondant à une poussée SW-NE et ayant provoqué en particulier le chevauchement des Schistes cristallins sur les Schistes lustrés qui s'observe entre le col du Simplon et le Hüllehorn, la seconde en relation avec une poussée SE-NW. Les relations de l'une ou l'autre de ces phases orogéniques avec les intrusions granitiques précitées n'ont pas pu être établies.

Enfin M. Rothpletz estime que les failles jouent dans le massif du Simplon un rôle beaucoup plus important que ne l'ont admis MM. Schmidt et Preiswerk.

Dans une seconde notice M. A. ROTHPLETZ (70) soutient à propos du gneiss de la Dent Blanche une thèse analogue; ici encore il voit, non comme M. Argand, une nappe purement tectonique, mais la pénétration laccolithique d'un granite dans des schistes mésozoïques. Dans la même publica-

tion l'auteur parle de la zone d'Ivrée, dans laquelle il voit en première ligne des roches endogènes, qui ont pénétré intrusivement dans des schistes sédimentaires, les ont métamorphisés et enclavés et qu'il considère ainsi non comme une zone de racines, mais comme une aire d'intrusion intense.

Enfin dans un dernier chapitre de son article M. Rothpletz parle de la région de la Gemmi et du Lötschberg. Ici, au lieu de considérer avec M. Lugeon la grande voûte de Jurassique moyen et supérieur et de Crétacique, qui s'étend de la vallée du Rhône à la Gemmi, comme la couverture normale du Lias redressé des Rothhörner, il voit dans ces formations une nappe indépendante, à laquelle appartient aussi le Jurassique traversé par le tunnel du Lötschberg en contact avec le granite de Gasteren sous le Doldenhorn.

M. H. PREISWERK (68) a exposé dans ses grandes lignes la structure de la partie septentrionale des **Alpes tessinoises**. Au point de vue stratigraphique il a établi l'existence dans cette région de trois grandes unités, qu'on retrouve soit vers l'W, soit vers l'E :

1<sup>o</sup> Le Cristallin, qui comprend des roches granitoïdes endogènes, des roches exogènes métamorphiques, en particulier des schistes micacés granatifères, et des roches filoniennes.

2<sup>o</sup> Le Trias formé de calcaires dolomitiques, de cornieules et de gypse.

3<sup>o</sup> Les Schistes lustrés, qui appartiennent en partie au Lias, en partie probablement à des niveaux plus élevés, et qui reposent, semble-t-il, par places en transgressivité discordante sur le Trias.

Au point de vue tectonique l'élément principal de la région considérée est représenté par la masse granitique de Sambuco, qui prend un grand développement entre les vallées de Bavona et de Peccia, recouvrant la nappe d'Antigorio et s'enfonçant rapidement vers l'E par une plongée longitudinale.

Entre ces deux nappes l'auteur a suivi depuis le Pizzo del Mascarpino, par Somco dans le Val Maggia jusqu'à Vergelieto, une importante zone synclinale, formée de Trias et de schistes, qui prolonge le synclinal de Teggiolo.

Dans une courte notice M. A. STELLA (76) a cherché à préciser les conditions dans lesquelles se ferait le forage du tunnel dit du **Splügen**, qui, en réalité, passera notablement à l'E du col du même nom. Il admet que la galerie rencontrera à partir du portail S :

- 1° Du portail au km. 6 des gneiss et des micaschistes.
- 2° Du km. 6 au km. 12,5 des calcaires du Trias.
- 3° Du km. 12,5 au km. 18 des gneiss et des micaschistes.
- 4° Du km. 18 au portail N des roches porphyriques du Permien.

M. Stella suppose d'autre part que le tunnel passera au-dessous du niveau hydrostatique des eaux dans la zone des calcaires triasiques.

*Nappes grisonnes.* M. F. ZYNDEL (82) est arrivé, à la suite d'un travail de révision détaillée, à une conception tectonique de la **région de l'Oberhalbstein et du Schams**, toute différente de celle que s'en sont faite M. Steinmann et ses élèves MM. H. Meyer et O. Welter.

Au point de vue stratigraphique l'auteur est arrivé à la certitude que les calcaires coralligènes que M. Welter considérait comme le Tithonique de sa nappe des Klippes inférieure, ainsi que les brèches de Vizan que le même auteur attribuait au Tithonique de sa nappe des Klippes supérieure, sont en réalité du Lias ; il a pu se convaincre d'autre part que les séries représentant, d'après M. Welter, les deux nappes des Klippes et la nappe de la Brèche ont entre elles d'étroites affinités. Il a enfin montré que la zone des calcaires de Splügen et d'Avers, étant sous-jacente au complexe des schistes verts de l'Oberhalbstein, ne peut pas faire partie de la nappe austro-alpine, comme l'admettait M. Welter, et il a établi le caractère artificiel de la délimitation des diverses nappes que MM. Meyer et Welter ont proposée pour le versant oriental de l'Avers.

En réalité la tectonique de ce territoire des Grisons peut se définir sommairement comme suit :

Un complexe de nappes inférieures, que M. Zyndel dénomme nappes du Schams, s'appuie dans sa partie S sur le pli du porphyre de la Rofna, dans sa partie N il déborde, surtout par son élément le plus élevé (nappe de la Brèche supérieure de M. Welter), sur les calcschistes de la Via Mala. Ce complexe se suit depuis la sortie S des gorges de la Via Mala jusque près de Tiefenkasten ; là, plongeant à l'E il disparaît sous une nappe formée de Trias, de schistes jurassiques, de brèches crétaciques et de schistes à Fucoïdes tertiaires, qui se montre depuis l'Oberhalbstein, la Lenzer Heide et le Stätzerhorn jusque dans le Prättigau et que l'auteur désigne sous le nom de nappe du Prättigau. Dans ce complexe M. Zyndel a pu distinguer deux zones tectoniquement distinctes de Flysch, séparées par une série de schistes argileux noirs.

Ainsi le Flysch du Prättigau fait partie d'une nappe indépendante, qui doit être complètement séparée du complexe des Schistes lustrés proprement dits et qui est sus-jacente aux nappes de Schams, tandis qu'elle est recouverte par la nappe rhétique. Celle-ci se suit, avec des interruptions dues aux couvertures détritiques, depuis la région de Parpan dans les pentes qui dominent la Lenzer Heide, puis dans la région de Brienz et Surava, puis tout autour de la Klippe du Piz Toissa, pour prendre un développement maximum dans l'Oberhalbstein ; partout elle forme le soubassement des nappes austro-alpines et elle est toujours caractérisée par l'abondance des roches ophiolithiques, auxquelles se mêlent fréquemment des radiolarites. De l'Oberhalbstein la nappe rhétique se continue jusque dans la Haute Engadine ; c'est à elle qu'appartiennent d'autre part les roches ophiolithiques de la région d'Arosa.

La nappe austro-alpine se décompose dans sa partie occidentale en deux éléments fondamentaux ; elle comprend d'abord comme partie principale la nappe de la Silvretta formée de schistes cristallins, de Verrucano, de Trias et de Lias, qui chevauche sur la zone des calcschistes liasiques de Scans-Bergün, et à laquelle appartient encore la partie septentrionale du massif du Piz d'Aela et du Piz Saint-Michel. La jambage renversé de cette nappe est conservé depuis le soubassement du Piz Kesch jusque dans le Val Tisch et le Val Tuors. Dans le massif du Piz d'Aela, la nappe de la Silvretta repose sur les nappes austro-alpines inférieures suivant un plan compliqué par des replissements et s'enfonce ainsi synclinalement dans les éléments sous-jacents.

Les nappes austro-alpines inférieures constituent un complexe beaucoup plus compliqué, dans lequel il faut distinguer toute une série d'unités tectoniques. En font partie d'abord les nappes de Bergün, qui se suivent depuis la région de Scans et Madulein par le Piz Uertsch et le col de l'Albula jusque dans le massif d'Aela et auxquelles appartient encore, à l'W de l'Oberhalbstein, la Klippe du Piz Toissa.

Ces nappes de Bergün sont au nombre de trois :

a) La nappe de l'Albula est l'élément inférieur ; formée de gneiss, de Verrucano, de cornieules et de calcaires dolomitiques du Trias, de schistes et de brèches liasiques, elle se suit depuis la région à l'W de Madulein, par le col de l'Albula et le Weissenstein jusqu'à l'Alp Muglix et prend la forme d'un anticlinal déjeté au N, qui surgit au milieu des éléments sus-jacents.

b) La nappe d'Aela est formée surtout de calcaires dolo-

mitiques du Trias et de Lias, comprenant des schistes et des brèches à éléments triasiques. C'est à elle qu'appartiennent les arêtes calcaires du Piz Uertsch et du P. 3017 au N du Weissenstein, ainsi que les parties culminantes du Piz Rugnux, du Piz d'Aela, du Tinzenhorn et du Piz Saint-Michel, ainsi que la zone liasique du Val Tisch. Cette nappe dessine un pli culbuté au N dans la zone Piz Uertsch-Piz d'Aela-Tinzenhorn, puis elle s'enfonce au N sous la nappe de la Silvretta, en subissant des dislocations intenses. Dans le versant SW de la crête qui s'étend du Tinzenhorn à la Motta Palusa, on peut voir un véritable enchevêtrement de cette nappe avec la nappe rhétique, qui ici est directement sous-jacente.

c) La nappe de Surava s'intercalie entre celle d'Aela et la grande nappe de la Silvretta ; elle n'apparaît du reste que localement dans la région de Surava et de la Motta Palusa sous forme de lambeaux égrenés, pris dans des synclinaux des schistes liasiques sous-jacents, ou intensément laminés.

Font partie en second lieu des nappes austro-alpines inférieures, les nappes d'Err et du Julier. La première comprend essentiellement les énormes masses granitiques qui encadrent au S et au N le Val Bevers et qui forment, plus à l'W le massif d'Err. Ces granites s'appuient sur un jambage renversé de Verrucano, de Trias, de schistes et de brèches liasiques, qui apparaît en fenêtre dans le haut du Val Bevers, qui forme une zone presque continue le long du front du pli depuis Ponte par le Weissenstein jusqu'à l'Alp Muglix et qui se retrouve enfin dans le versant occidental du Piz d'Err et de la Cima da Flix. Dans cette dernière région, ce jambage renversé est séparé de la nappe rhétique sous-jacente par une zone intensément laminée et broyée de Trias et de Lias avec des lambeaux de granite et de Verrucano, qui paraît être formée par des écailles de la nappe d'Err. Le jambage normal de cette nappe comprend le Verrucano de la Cima da Flix et les dépôts triasiques et liasiques qui se suivent depuis le Piz Bardella et le Val d'Agnelli jusqu'au Piz Padella.

Ces sédiments s'enfoncent au S sous le granite de la nappe du Julier, dont elles paraissent former le soubassement jusqu'aux Monts de Gravasalvas ; on trouve en effet dans la vallée de la Julia et plus au S des schistes verts nettement distincts de ceux, sous-jacents, de la nappe rhétique, qui se relie au Verrucano par un passage latéral et qui sont associés à des lambeaux de Lias et de Trias austro-alpins.

Enfin, la nappe du Julier porte comme jambage normal

les sédiments du Val Languard et du Piz d'Alv, qui s'enfoncent vers l'E sous la région méridionale de la nappe austro-alpine supérieure.

Quant aux relations des nappes de Bergün avec celles du Julier, M. Zyndel est tenté d'admettre que les nappes d'Aela et de Surettà proviennent d'éléments tectoniques sus-jacents à la nappe du Julier.

Après avoir ainsi montré l'existence entre la nappe rhétique et la nappe austro-alpine principale de tout un système de nappes austro-alpines inférieures, développé surtout entre l'Oberhalbstein et la Haute Engadine, M. Zyndel cherche à retrouver les éléments de ce système, qui peuvent se présenter sous la nappe de la Silvretta plus au N, autour du bassin de la Plessur. Il les trouve d'abord dans les montagnes de Parpan et d'Arosa, où de grosses écailles de Trias et de Lias avec des roches cristallines sont mêlées mécaniquement à des schistes de la nappe rhétique, puis entre la Plessur et la Landquart, dans la chaîne de la Weinfluh et de l'Alp Casanna. En étendant ses investigations il arrive même à la conclusion que la nappe de la Brèche des élèves de M. Steinmann représente en réalité une nappe austro-alpine inférieure sus-jacente à la nappe rhétique, à laquelle appartiennent les sédiments du synclinal de la Mittagspitz et peut-être aussi les calcaires de la Sulzfluh.

Dans la direction du S, M. Zyndel voit le prolongement de la nappe rhétique dans la zone de dolomies, qui contourne à l'W et au S le massif de la Bernina, pour aboutir à la zone des calcaires du Piz Canciano; il en conclut que cette nappe doit avoir sa racine dans la partie méridionale de la zone d'Ivrée, qui est représentée ici par les schistes verts de Malenco et du Monte della Disgracia.

Dans la Basse-Engadine, M. Zyndel admet que les schistes de la base correspondent aux schistes de la Via Mala, que la zone supérieure des schistes correspond aux nappes du Schams et du Prättigau et que la zone très disloquée du Samnaun représente un broyage des nappes rhétiques et austro-alpines inférieures; il admet que la région calcaire qui s'étend du Piz d'Esen au Piz Lischanna avec le massif granitique de Sesvenna appartient encore à une nappe austro-alpine inférieure, tandis que le massif de l'Oetz fait partie de la nappe supérieure.

Etendant plus au S ses investigations, M. Zyndel expose les raisons qui l'ont fait envisager, comme M. Termier, le massif de l'Ortler comme un pays de nappes et qui lui ont fait

ranger la nappe de l'Ortler dans les nappes austro-alpines inférieures. Enfin, après quelques réflexions générales sur la fenêtre des Tauern, le Semmering, les Karpathes et les Klippes de la bordure septentrionale des Alpes orientales, l'auteur traite en terminant, la question des masses exotiques de la bordure des Alpes suisses. Il développe l'idée que la nappe des Préalpes médianes et celle de la Brèche du Chablais doivent rentrer dans le système des nappes austro-alpines inférieures, qu'elles représentent des éléments qui étaient primièrement sus-jacents à la nappe rhétique et que la nappe de la Brèche devait être au début au-dessous de celles des Préalpes médianes, le Trias et le Lias y présentant un caractère nettement moins méridional que dans la nappe préalpine proprement dite. L'ordre de superposition primaire des divers éléments tectoniques a dû subir de fréquentes interversions du fait de mouvements différentiels intenses dans les plans superposés.

Cette publication de M. Zyndel a été presque immédiatement soumise à la critique par M. D. TRÜMPY (78) qui, tout en reconnaissant la justesse de la plupart des observations de M. Zyndel, conteste absolument ses conclusions sur la tectonique des nappes grisonnes.

M. Trümpy admet avec M. Zyndel que la nappe de la Bernina se prolonge au N jusque dans le massif du Julier, mais il montre que ce dernier est formé par une tête de pli cristallin relevée au N et enveloppée par une vaste charnière de terrains mésozoïques, à laquelle appartiennent d'une part la série triasique-jurassique du versant S de la Cima da Flix, d'autre part les formations permienno-mésozoïques du Piz Padella. Celles-ci se prolongent au SW dans la zone sédimentaire du Val Languard et du Piz d'Alv, qui sépare la nappe de la Bernina et du Julier d'une nappe sus-jacente, celle du Languard.

Les roches cristallines de la nappe du Languard, grâce à la plongée générale vers l'E, s'enfoncent dans la région du val Chamuera sous les calcaires du Piz Vauglix, mais le front de ce pli ne dépasse pas le val Chamuera et, dans le massif du Piz Mezzem, on voit le Trias tourner autour des gneiss, pour dessiner une charnière couchée analogue à celle du Piz Padella.

A l'W de l'Inn les relations entre les nappes de la Bernina et du Languard se compliquent d'un phénomène d'encapuchonnement. La nappe du Languard s'enfonce synclinalement sous le front de la nappe de la Bernina et c'est à cette partie

enfoncée qu'appartiennent les éléments tectoniques que M. Zyndel a appelés nappes d'Err et nappes de l'Albula. Quant à la nappe d'Aela de M. Zyndel, elle paraît bien représenter un élément tectonique indépendant, sus-jacent à la nappe du Languard, qui prolonge vers l'W la nappe de Braulio-Lischanna. Du reste ces deux nappes du Languard et de Braulio-Lischanna-Aela semblent se rattacher à une racine commune; elles forment ainsi une grande unité tectonique sous-jacente à la nappe de la Silvretta.

En terminant M. Trümpy fait des réserves sur l'identification des brèches jurassiques des Grisons avec la nappe de la Brèche de la Suisse occidentale et il signale des plissements transversaux, qui dans la région du col de la Bernina ramènent la nappe de la Bernina sur celle du Languard.

M. H.-P. CORNELIUS (58) a entrepris l'étude géologique détaillée d'une partie de la Haute-Engadine; il a publié récemment sur ce sujet une première notice, qui est consacrée spécialement aux relations existant entre les nappes austro-alpines et la nappe rhétique.

A l'W de la Haute-Engadine, M. Cornelius distingue deux nappes austro-alpines: l'une supérieure, dit du Julier, ne comprend que des roches granitoïdes ou porphyroïdes se rattachant génétiquement au granite du Julier; elle forme la région granitique du Piz Julier et du Piz Lagrev ainsi que la klippe du Piz Materdell-Piz Gravasalvas; l'autre nappe, dite de Bardella, comprend du granite, du Verrucano, du Trias, du Lias et du Malm (radiolarites); elle est puissamment développée au N du col du Julier et dans le massif du Piz d'Err, mais s'effile rapidement vers le S sous la nappe précitée.

Sous la nappe de Bardella vient la nappe rhétique, qui ici est formée par une série normale de gneiss variés, de quartzites et de dolomies triasiques (50 m.), de calcschistes avec zones calcaires du Lias (100 m.), de calcaires marmorisés avec zones riches en quartz et en séricite appartenant probablement au Dogger et de radiolarites du Malm. Dans la zone triasique s'intercalent des roches éruptives basiques, transformées en grande partie en schistes verts; l'intrusion de ces roches a provoqué des phénomènes de contact intenses dans le Trias et même dans le Lias.

L'ensemble de ces formations rhétiques constitue un grand pli enfoncé au N et compliqué par de multiples replis secondaires, qui déterminent une pénétration réciproque non seulement des divers éléments rhétiques, mais encore de la nappe rhétique et de la nappe sus-jacente de Bardella. D'autre part

la nappe rhétique et les nappes austro-alpines plongent fortement vers l'E, en même temps que la première s'effile dans la même direction.

Le cœur gneissique de la nappe rhétique se retrouve plus au S dans les montagnes du Fextal et se suit de là jusque dans le versant S du Piz Fora-Sasso d'Entova; après une interruption de quelques kilomètres, il réapparaît vers le SE au Pizzo Scalino et s'enfonce finalement au S dans le val Malenco; il couvre constamment le complexe des serpentines de Malenco; c'est encore lui qui forme le versant occidental du val Poschiavo. Les zones de roches calcaires qu'on observe entre le val Malenco et le Puschlav correspondent à des synclinaux secondaires de Trias et de Lias enfoncés dans la base gneissique de la nappe rhétique.

En terminant, M. Cornelius expose comme suit l'interprétation génétique qu'il donne de la nappe rhétique: Pendant les premières poussées au N des nappes austro-alpines, les régions à facies rhétiques se sont plissées devant elles et ont subi les intrusions basiques qui leur ont donné leur caractère spécial; la pénétration des roches éruptives s'est faite en profitant des zones les moins compactes, en particulier des zones triasiques. Ensuite sont intervenus les charriages austro-alpins, qui ont provoqué le transport au N de la nappe rhétique; pendant ce mouvement une partie des roches basiques a été recouverte par le cœur gneissique de la nappe rhétique, une partie a été entraînée dans le plan de chevauchement de la nappe austro-alpine.

Dans une publication antérieure M. W. VON SEIDLITZ avait émis l'idée que plusieurs des zones de Flysch, qui traversent le **Rhæticon** de l'W à l'E, devaient être envisagées non comme des synclinaux enfoncés dans le mésozoïque austro-alpin, mais au contraire comme des ressurgences tectoniques, suivant de grandes lignes de dislocation, du soubassement tertiaire de la nappe austro-alpine. A la suite d'un travail récent de M. H. MYLIUS qui contestait non seulement cette hypothèse, mais encore toute la compréhension tectonique moderne des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche, M. VON SEIDLITZ (72) a repris son idée et a montré que les observations faites par M. Mylius, loin d'infirmer sa manière de voir, la confirment plutôt dans son principe essentiel, et ne la modifient qu'en ce qui concerne la répartition détaillée des zones de dislocation du Rhæticon.

M. H. MYLIUS (65) a répliqué brièvement à cette publication, en maintenant l'opinion que là où il y a dans le Rhæti-

con du Flysch typique à Fucoides, celui-ci appartient au revêtement de la nappe austro-alpine, et en contestant l'âge tertiaire de certaines formations attribuées par M. VON Seidlitz au Flysch.

Il suffit de citer ici une notice, dans laquelle M. O. WILCKENS (79) a rendu compte des principaux travaux parus entre 1905 et 1910 et intéressant la tectonique des Grisons, en intercalant par-ci, par-là dans son exposé quelques critiques et observations personnelles.

A propos de la géologie des Grisons, il est nécessaire de signaler encore une publication de M. F. HERITSCH (61), dans laquelle l'auteur propose une classification chronologique des dislocations qui ont affecté les **Alpes orientales**.

M. Heritsch admet que la série austro-alpine avait déjà subi d'intenses dislocations avant la sédimentation des couches de Gosau, que le chevauchement des nappes austro-alpines sur les nappes lépontines ne s'est produit que bien plus tard, entre l'Eocène et le Miocène, qu'enfin le plissement de la zone septentrionale de Flysch n'est survenu qu'après le Miocène. Il considère le développement des nappes helvétiques comme provoqué surtout par la poussée au-dessus d'elles des nappes austro-alpines.

L'auteur remarque que la théorie d'après laquelle les nappes sont d'autant plus jeunes qu'elles sont plus élevées, n'est vraie que dans l'intérieur d'un même système tectonique, tandis qu'au contraire ces systèmes tectoniques se sont superposés, de façon que les plus jeunes occupent les positions les plus profondes.

*Massifs centraux et Série helvétique autochtone.* M. E. KETTERER (63) a consacré son travail de thèse à la description de la **zone houillère de Salvan** et du **massif d'Arpille**.

Après un aperçu sur la topographie des environs de Salvan, l'auteur définit brièvement la stratigraphie de cette région, distinguant des sédiments carbonifériens, permien et triasiques.

Dans le Carboniférien rentrent des grès fins, tantôt noirs, tantôt gris, plus ou moins riches en mouscovite, des bancs d'antracite, des schistes ardoisiers, les conglomérats de Valorsine et des gneiss œillés, surtout développés dans le massif d'Arpille.

Dans le Permien M. Ketterer classe des phyllades vertes et violacées associées à des conglomérats riches en quartz et en fragments d'amphibolites.

Le Trias est représenté par des grès quartzeux et micacés.

Quant à la tectonique du synclinal de Salvan, l'auteur croit pouvoir démontrer qu'elle est moins simple qu'on ne l'a admis en général et que dans l'axe de ce pli il faut admettre deux zones de schistes et de conglomérats permien, séparées par une zone de schistes et grès carbonifériens. Cette disposition se suit depuis les Granges et Salvan soit dans la direction de la vallée du Rhône, soit dans celle de Finhaut et du Châtelard. L'auteur suppose ici une phase de dislocation entre le dépôt du Carboniférien et celui du Permien et une venue de granulites filoniennes pendant la période permienne.

Dans la chaîne qui s'étend de la Tête Noire à la Croix de Fer, M. Ketterer a relevé la présence, outre les dépôts carbonifériens et permien semblables à ceux de la région de Salvan, de Trias comprenant des grès quartzeux de couleur claire, des schistes de couleurs bigarrées, des cornieules et des calcaires dolomitiques, puis de Lias, formé de schistes foncés calcaires, associés à la base à des calcaires compacts, vers leur partie supérieure à des brèches échinodermiques et comprenant des faciès tout semblables à certains Schistes lustrés.

Au point de vue tectonique on rencontre dans cette chaîne un synclinal de conglomérats supracarbonifériens et de Permien, qui passe près de la Tête Noire, puis, vers le S., un anticlinal fortement redressé de Carboniférien. Dans la partie occidentale de ce petit massif, soit dans la région de la Croix de Fer, ces formations carbonifériennes sont coupées suivant un plan plongeant faiblement au SE par des quartzites du Trias, que recouvrent en concordance des calcaires dolomitiques et des cornieules, puis la série liasique. M. Ketterer voit dans cette superposition discordante, non une superposition stratigraphique, mais un recouvrement tectonique sur une surface d'abrasion, un chevauchement survenu pendant les grands plissements alpins.

Le dernier chapitre de la thèse de M. Ketterer est consacré au massif d'Arpille, à la constitution duquel prennent part des gneiss variés et des micaschistes, coupés par des filons de granulite et d'aplite, puis des grès et schistes carbonifériens, des calcaires dolomitiques du Trias très peu épais et des couches marmorisées du Lias, tantôt compactes, tantôt plaquetées.

La tectonique de ce massif est caractérisée en première

ligne par l'apparition dans le versant N, depuis la Tête Noire jusqu'à la Soulze, avec une interruption due aux couvertures d'éboulement, d'une série normale de Trias et de Lias, qui, plongeant au SE, repose aux environs de la Tête Noire sur le Carboniférien redressé, tandis qu'elle est recouverte par les gneiss de la crête de la chaîne. Cette série est évidemment le prolongement de celle de la Croix de Fer, qu'elle relie avec celle de Six Carro dans le soubassement de Morcles; elle est coupée, avec le massif tout entier, par de grandes dislocations transversales, déterminant des dénivellations considérables et passant l'une dans l'axe de la vallée du Rhône, la seconde à l'W de la Soulze, la troisième au NE de la Croix de Fer.

En résumé M. Ketterer a constaté dans la zone houillère de Salvan l'existence d'un anticlinal abrasé de Carboniférien, bordé de deux bandes de Permien. Cet anticlinal, qui se suit le long de la vallée du Trient, disparaît dans le massif de la Croix de Fer sous une masse recouvrante de Trias et de Lias plongeant au SE qui se continue de là vers le NE par la Tête Noire, Leytroz, Planajour, la Soulze et Charravex. Dans tout le massif d'Arpille ce Trias et ce Lias, profondément métamorphisés, s'enfoncent au SE sous des gneiss œillés, qui doivent très probablement être envisagés comme d'anciens sédiments, transformés par les multiples injections qu'ils ont subies.

M. A. BUXTORF (55) a décrit une série normale, qui recouvre près du **Col de la Furka** les roches cristallines du massif du Gothard, tandis qu'elle est en contact mécanique avec le massif de l'Aar. Cette série débute par des calcaires dolomitiques associés à des schistes et à du gypse, qui représentent le Trias; elle comprend ensuite des calcschistes variés ressemblant aux Schistes lustrés et elle se termine par un banc de calcaire clair, qui paraît devoir être identifié avec le Malm.

M. P. NIGGLI (66) a soumis à une revision détaillée la zone sédimentaire qui s'intercale depuis le **Tavetsch** jusqu'au delà du **Val Somvix** entre le massif de l'Aar et l'extrémité orientale du massif du Gothard.

Dans la zone septentrionale du massif du Gothard il a relevé une série de coupes très semblables entre elles, dans lesquelles on voit les orthogneiss passer vers l'extérieur à des schistes injectés, souvent œillés, riches en feldspath, auxquels succèdent vers le N des paragneiss et des mica-schistes.

Cette série à cristallinité décroissante, qui plonge presque verticalement, tend à recouvrir vers le N la série sédimentaire qui fait l'objet spécial de cette étude et qui était considérée jusqu'ici comme un synclinal déjeté de Permocarbone de Trias et de Schistes lustrés.

Par l'étude de nombreux profils pris depuis le Tavetsch jusqu'au Val Somvix au travers de cette zone, M. Niggli est arrivé à une tout autre conception :

Sous les schistes cristallins du Gothard il a constaté d'abord une zone épaisse de schistes, dont la structure grossièrement détritique est souvent encore reconnaissable avec facilité et qui, sous le Piz Muraun, débute par des couches riches en charbon. Ce complexe paraît appartenir au Permien et probablement en partie au Carboniférien; il passe vers le bas à des phyllades de couleur foncée, bleuâtre, rappelant beaucoup certains schistes du Verrucano, avec lesquels il faut vraisemblablement les identifier. Ce sont ces couches qui sont indiquées sur la carte de M. Alb. Heim comme Schistes des Grisons. Vers le N les phyllades foncées s'appuient sur des calcaires dolomitiques d'âge évidemment triasique, qui recouvrent par l'intermédiaire d'une zone de schistes à chloritoïde une série de schistes calcaires. Ces derniers contiennent des bancs échinodermiques; ils ont fourni quelques bélemnites et sont des Schistes lustrés; ils sont supportés directement par les schistes cristallins à séricite du massif de l'Aar.

Cette série, complète au N du Piz Muraun, s'amincit rapidement vers l'W, et n'est plus représentée dans le Tavetsch que par une mince zone de phyllades; vers l'E elle est effilée aussi mais à un moindre degré. Malgré ces irrégularités il est facile de reconnaître en elle une série renversée appartenant à la couverture du massif du Gothard. M. Niggli expose comment elle a été écrasée pendant la poussée du massif du Gothard vers le N, sous l'effort exercé par les nappes pennines en mouvement dans la même direction. Il conteste la possibilité d'un raccord entre la zone du Tavetsch et les racines des nappes helvétiques, qui devaient se trouver plus au N.

La partie principale du travail de M. Niggli consiste en une étude détaillée de la zone schisteuse comprise entre les calcaires dolomitiques du Trias et les calcschistes du Lias depuis le Tavetsch jusqu'au Val Somvix, qui a été décrite déjà sous le nom de schistes à otrérite par M. Schmidt, mais qui mérite plutôt le nom de *schistes à chloritoïde*.

L'auteur commence son étude par un examen comparatif des chloritoïdes, des otrérites et des sismondines ; il admet pour les premiers la formule  $\text{Si Al}_2 \text{Fe H}_2\text{O}_7$ , tandis que chez les otrérites le fer est en partie remplacé par du manganèse et que les sismondines contiennent en quantité importante de la magnésie. Une analyse chimique des chloritoïdes de l'Alp Nadels a donné, il est vrai, une teneur en  $\text{Si O}_2$  plus forte que la formule ci-dessus ne le comporte, mais ce désaccord peut être dû à des impuretés.

Par leur position géologique les schistes à chloritoïde doivent dériver des Quartenschiefer du Trias supérieur ; ils montrent des variations étendues et se différencient en six types fondamentaux, qui sont :

1<sup>o</sup> Le type de Nadels est une roche dont la base est formée par un tissu feutré de séricite, auquel se mêle souvent une quantité variable de chlorite et au milieu duquel se détachent d'abord des grains de quartz aux contours indécis et surtout des porphyroblastes tabulaires de chloritoïde. Parfois la séricite est complètement remplacée par la chlorite ; d'autres fois il s'y mêle de l'hématite. Les cristaux de chloritoïde sont tantôt régulièrement délimités parallèlement à la base, tantôt irréguliers de forme ; à côté des gros porphyroblastes il apparaît aussi de petits individus dispersés dans la pâte et correspondant à une première phase de cristallisation ; le pléochroïsme du chloritoïde va du vert foncé bleuâtre parallèlement à la base, au vert clair jaunâtre perpendiculairement à celle-ci.

Ce type de Nadels apparaît en divers points, en particulier à l'Alp Nadels, vers le Tenigerbad, dans la vallée de la Garvera, près de Curaglia et dans le Nalpstal.

2<sup>o</sup> Le type du Val Naustgel se distingue du précédent par l'importance qu'y prennent les oxydes de fer, en particulier l'hématite, qui contribue à donner aux roches une teinte rouge ou violacée. Les porphyroblastes de chloritoïde sont fréquemment entourés de quartz sécrétionné ou bordés de zones de mouscovite. La chlorite est plus abondante que dans le type précédent et forme souvent de grosses lamelles irrégulières. Dans certains échantillons on trouve des porphyroblastes de pyrite.

4<sup>o</sup> Le type de Garvera 1 comprend des schistes très variés d'aspect, voisins dans leur ensemble du type précédent, mais contenant toujours une quantité appréciable de substance charbonneuse.

5<sup>o</sup> Le type de Garvera 2 est caractérisé par une teneur

importante en carbonates ; ceux-ci forment des amas elliptiques foncés, qui ont parfois subi une pseudomorphose avancée ; ils sont aussi répandus en petits grains dans toute la roche. Ces lentilles foncées de carbonates donnent aux schistes l'aspect de « Knötchenschiefer. »

6°. Le type de Runcahetz est particulièrement riche en oxydes de fer, hematite et limonite.

Après avoir ainsi décrit les types fondamentaux des schistes à chloritoïde, M. Niggli cherche à définir la genèse de ces roches. Il examine d'abord le facteur mécanique des transformations qu'ils ont subies et pour cela commence par définir les notions de stress ou pression agissant entre les parties d'un même milieu et de strain ou déformation subie par ce milieu sous l'action du stress. Il montre qu'à chaque pression agissant dans un milieu donné correspond un ellipsoïde de strain, la relation entre la pression et la déformation pouvant être simple dans le cas d'un milieu homogène, ou compliquée par l'orientation préexistante des éléments dans un milieu hétérogène. Il décrit sous le nom de strain tangentiel les mouvements relatifs, qui se produisent entre des plans parallèles et il montre que dans la règle à chaque ellipsoïde de strain correspondent deux plans de strain tangentiel maximal, qui se comportent différemment, en ce sens que l'un reste parallèle à lui-même pendant toutes les phases de la dislocation, tandis que l'autre est progressivement dévié. Les plans de strain tangentiel maximal se marquent non seulement par l'allongement dans ce sens des éléments préexistants, mais aussi par l'apparition et le développement de minéraux secondaires.

Dans le cas particulier des schistes à chloritoïde du Tavetsch, qui ont été soumis d'une part à la poussée S-N exercée par le massif du Gothard et à la surcharge des roches susjacentes, dont la résultante devait être une pression parallèle à un plan plongeant d'environ 30° au N, d'autre part à la résistance du massif de l'Aar, qui agissait suivant un plan peu incliné en profondeur, mais de plus en plus redressé vers le haut, il s'est développé d'abord un plan de strain plongeant au S, fortement en profondeur, avec un angle de moins en moins grand vers le haut, qui est à peu près parallèle à la schistosité primaire, puis un second plan de strain, plongeant faiblement au N vers le haut, de plus en plus fortement en profondeur, qui correspond au clivage proprement dit.

Après les actions mécaniques, M. Niggli considère les

actions caloriques, qui se manifestent dans les régions soumises à des efforts orogéniques ou simplement enfoncées lentement ; il développe une série de formules destinées à fixer la valeur du facteur température dans les réactions produites au sein des roches et montre que la chaleur et la pression agissent sur les milieux hétérogènes dans le même sens, de façon à provoquer la cristallisation de minéraux secondaires au volume moléculaire réduit.

Ayant ainsi défini les conditions générales du métamorphisme dans un milieu soumis aux efforts orogéniques, M. Niggli aborde la question spéciale de la genèse des schistes à chloritoïde de la zone du Tavetsch. Il rappelle en commençant que le phénomène de recristallisation dans les roches peut varier dans le temps et dans l'espace suivant les facteurs qui entrent en jeu, et qu'il n'est nullement limité à des actions hydrochimiques, comme on l'admet volontiers, mais peut comporter des réactions étendues se produisant directement entre corps solides.

Pour déterminer la nature primaire des schistes en question, l'auteur a fait une série de huit analyses, qui ont établi qu'il s'agit de schistes argileux plus ou moins riches en sable quartzeux et contenant parfois une quantité appréciable de carbonates (surtout  $Mg CO_3$   $Fe CO_3$ ). La teneur en silice varie de 50 à 75 %, celle en alumine de 11 à 28 % ; le fer calculé en  $Fe O$  se trouve en quantités variant de 4.5 à 12 % ; la magnésie prédomine constamment sur la chaux ; les alcalis sont représentés surtout par  $K_2O$ , dont les quantités varient de 1.5 à 5 %. Il est évident que les chloritoïdes sont nés au dépens de l'élément argileux de ces formations.

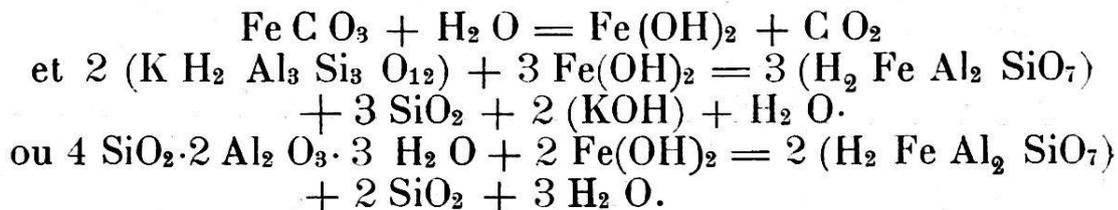
Partant de cette composition primaire, M. Niggli cherche à suivre les transformations des schistes du Tavetsch ; il examine ainsi le processus de la séricitisation de la pâte, qui correspond à une transformation, pendant laquelle l'énergie libre de la cristallisation n'a été pour ainsi dire que partiellement employée ; il détermine l'origine du quartz disséminé dans la roche, qui est en partie primaire, en partie secondaire, ainsi que celle des minéraux accessoires et de la chlorite.

Quant à la genèse des chloritoïdes, l'auteur lui a prêté une attention particulière ; il a constaté d'abord que ce minéral apparaît tantôt en grains irréguliers criblés d'inclusions des divers éléments de la pâte, la séricite exceptée, tantôt en individus bien délimités suivant le plan de la base, contenant surtout des inclusions de rutilé et d'oxyde de fer. Les grains irréguliers correspondent à des commencements de

recristallisation se manifestant sur un grand nombre de points à la fois; les cristaux mieux formés sont dus à une action de l'énergie de cristallisation plus prolongée ou plus concentrée.

M. Niggli ne croit pas qu'il faille admettre une phase spéciale de métamorphisme pour la cristallisation du chloritoïde; celle-ci a pu fort bien s'effectuer en même temps que celle de la séricite et elle a concordé dans le temps avec l'intervention de poussées orogéniques; le fait ressort clairement de l'orientation soit des chloritoïdes dans la roche, soit des inclusions dans les chloritoïdes. Quant aux grandes dimensions des chloritoïdes, elles s'expliquent par la puissance de cristallisation supérieure du minéral et n'impliquent la nécessité d'aucune intervention extérieure particulière. La forte puissance de cristallisation du chloritoïde lui a du reste souvent permis de développer ses cristaux en dehors du plan de strain maximal, mais alors ces porphyroblastes ont fréquemment subi une rotation plus ou moins prononcée. Enfin, le fait que presque tous les porphyroblastes de chloritoïde sont maclés prouve l'intervention générale de la pression pendant la cristallisation.

Au point de vue chimique la cristallisation du chloritoïde est en relation avec la dissociation du carbonate de fer inclus dans la roche primaire et pourrait être déterminée par les deux réactions successives :



Mais il est probable que les eaux d'imprégnation sont intervenues dans cette cristallisation, qu'il faut par conséquent supposer des solutions contenant des molécules d'andalousite ( $\text{Al}_2 \text{SiO}_5$ ), de corindon ( $\text{Al}_2 \text{O}_3$ ) et de divers oxydes de fer, capables par conséquent de donner lieu à des précipitations de chloritoïde.

Du reste, la question de la genèse du chloritoïde dans les schistes du Tavetsch est inséparable de celle de la genèse dans les mêmes roches de la chlorite, de l'hématite et du quartz secondaire et on peut admettre que dans des conditions déterminées de température et de pression un mélange de caolin ( $4 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2 \text{O}$ ), de limonite ( $\text{Fe}_2 \text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2 \text{O}$ ) et de brennerite ( $\text{Fe Mg} (\text{CO}_3)_2$ ) doit donner naissance à de

la chlorite ( $H_4 Mg_3 Si_2 O_9 \cdot H_4 Mg_2 Al_2 SiO_9$ ), à du chloritoïde ( $H_2 Fe Al_2 SiO_7$ ) à de l'hématite ( $Fe_2 O_3$ ), à du quartz ( $SiO_2$ ) avec dégagement d'eau et d'acide carbonique.

En résumé M. Niggli a démontré que le développement porphyroblastique du chloritoïde n'implique nullement une phase de cristallisation distincte et il a fait ressortir le rôle relatif que jouent dans la genèse de ce minéral les trois facteurs : composition de la roche, température et pression.

Reprenant les analyses des schistes du Tavetsch citées au début de ce compte rendu, M. Niggli s'attache à montrer le caractère de série naturelle de ce complexe schisteux, dont les divers termes offraient dans leur composition initiale beaucoup de traits communs et ont passé par un même métamorphisme, réglé par les mêmes actions dynamiques et caloriques. Les schistes du Tavetsch possèdent dans leur ensemble une forte teneur en  $Al_2 O_3$ , une teneur relativement riche en  $FeO$ , et au contraire des teneurs faibles en  $CaO$  et en alcalis, mais les teneurs en  $Al_2 O_3$ ,  $FeO$ , et  $MgO$  diffèrent suffisamment d'un cas à l'autre, pour faire varier dans des proportions importantes les quantités de chloritoïde, de chlorite et d'hématite formées. Quant à l'apparition de la magnétite en quantité importante et même sous forme de porphyroblastes, elle est en relation avec une teneur de la roche en alcalis abondante relativement à la quantité d'alumine; les alcalis fixent alors une grande partie des silicates d'alumine, pour former de la séricite au dépens du chloritoïde et l'excès de fer cristallise en magnétite. De même un excès de magnésie favorise la formation de la chlorite au dépens du chloritoïde et peut être ainsi cause d'une cristallisation de magnétite.

En terminant M. Niggli établit une comparaison entre les schistes du Tavetsch et quelques types de roches semblables, en particulier avec les schistes à chloritoïde du Fasortastein près de Truns-Reichenau, décrits par d'Acchiardi et avec les schistes à ottrélite des Ardennes.

M. W. STAUB (75) a, dans une nouvelle publication, repris certains points de la géologie du **massif d'Erstfeld** et des nappes parautochtones qui le recouvrent. Il a rappelé la différence très nette, qui existe entre le Dogger qui fait partie de la couverture septentrionale des gneiss d'Erstfeld et celui qui est compris dans le pli couché de la Windgälle et dans les nappes sus-jacentes, et il a expliqué cette différence par l'existence à l'époque mésojurassique d'un dôme correspondant au massif d'Erstfeld.

Dans un second chapitre M. Staub examine à nouveau le système si enchevêtré des nappes parautochtones, en insistant d'une part sur l'influence qu'a exercée sur son développement le massif résistant d'Erstfeld, d'autre part sur les contrecoups qu'ont provoqués jusque dans le front des nappes helvétiques les poussées exercées par les nappes parautochtones sous-jacentes pendant leur dernière phase de dislocation.

En terminant l'auteur établit un rapprochement entre sa nappe du Griesstock et le pli de Tchepp-Flimsenstein que M. Blumenthal a reconnu dans le massif du Segness, tandis qu'il envisage la nappe du Kammlistock comme l'équivalent du pli de Panära.

Nous devons à M. P. VAN DER PLOEG (67) des levés au 1 : 50 000 et une description détaillée de la chaîne du **Schlossberg** et du **groupe des Spannorte**, qui appartiennent à la couverture sédimentaire de la bordure septentrionale du massif de l'Aar à l'W de la Reuss.

Dans un chapitre stratigraphique, l'auteur, après avoir envisagé sommairement les schistes cristallins et le Carboniférien de la zone d'Erstfeld, décrit successivement le Trias, le Jurassique et le Tertiaire.

Le **Trias**, qui couvre en discordance le Cristallin, commence par un banc, épais de 1-2 m., de grès quartzeux micacés, qui passent vers le haut à des schistes peu puissants. Cet ensemble représente le Buntsandstein; on trouve dans sa partie supérieure des lambeaux de calcaires dolomitiques, représentant des restes de bancs minces plus ou moins remaniés. Le Muschelkalk est constitué par les calcaires dolomitiques de Röti, qui, épais de 12 à 15 m. vers le NE, s'effilent progressivement vers le S et font parfois complètement défaut. Quant au Keuper il n'est représenté que par des grès à grain fin, souvent teintés en rouge ou en vert, tendres, avec par places des zones conglomératiques, qui sont épais au maximum de 10 m. et qui correspondent aux « Quartenschiefer. »

Le **Jurassique** débute par des schistes argileux foncés, micacés, épais de 10-14 m., qui contiennent des concrétions de limonite; les fossiles trouvés à ce niveau ne permettent pas une détermination certaine, mais il est très probable que l'on a affaire ici à des schistes aaléniens.

Ensuite vient un banc de calcaire spathique foncé, épais de 6-7 m., contenant près de sa base des oolithes ferrugineuses en abondance et un grand nombre de fossiles, mal-

heureusement indéterminables pour la plupart ; parmi les échantillons recueillis, les espèces suivantes on pu être reconnues :

Ludwigia falcata Horn	Inoceramus fuscus Qu.
Pecten pumilus Lam.	Pleuromya arenacea Ag.
» ambiguus Münster	» elongata Münster.
» Dewalquei Opp.	

Cette couche est séparée par un banc de calcaire gréseux imprégné de silice, mais sans fossile, d'une zone supérieure de calcaires échinodermiques, associés à des calcaires à polypiers, qui a fourni :

Isastrea Bernardi d'Orb.	Heimia Meyeri Hof.
Confusastrea Cotteau d'Orb.	Pecten spatulatus Rol.
Pentacrinus cristagalli Qu.	» disciformis Schübl.
Cidaris cucumifera Ag.	» ambiguus Münster.
Rhynchon. Pallas Ch. et Dew.	Belemnites giganteus Schlot.

Sur ce niveau, qui représente la zone à *St. Humphriesi*, vient une seconde couche d'oolithe ferrugineuse, caractérisée par *Park. garantiana* d'Orb. et *Park. bifurcata* Zieten, qui est recouverte par une seconde zone de schistes argileux, épaisse de 8-12 m. Celle-ci a fourni d'assez nombreux fossiles :

Rhynchonella varians Schlot.	Limatula helvetica Opp.
Terebratula globata Sow.	Posidonia Parkinsoni Qu.
Zeilleria subbuculenta Dav.	Trigonia Kurri.
» ornithocephala Sow.	Goniomya proboscidea Ag.
Ostrea Knorri Zieten	Trochus bijugatus Qu.
Pecten Bouchardi Opp.	Cerithium echinatum Qu.
Astarte depressa Qu.	Parkinsonia cf. ferruginea Opp.

Enfin le Dogger se termine par un troisième niveau à oolithes ferrugineuses, particulièrement riches en limonite, qui contient de nombreuses ammonites, en particulier des *Perisphinctes* et des *Hecticoceras* et qui correspond aux zones à *Macr. macrocephalus* et à *Rein. anceps*.

À la base du Malm on trouve les calcaires gris, tachetés de jaune, du Schiltkalk, qui deviennent marneux et schisteux vers le haut et représentent l'Argovien. Ensuite le Jurassique supérieur est formé par la masse compacte du Hochgebirgskalk, épaisse de 300-400 m. ; vers le haut cette série se termine par des calcaires à polypiers ; elle est surmontée par une faible épaisseur de schistes marno-calcaires que couronne un banc de calcaire oolithique. En l'absence d'arguments probants, il est impossible de déterminer si ce dernier

appartient encore au Tithonique, ou déjà au Crétacique inférieur, représentant alors un équivalent de l'« Oerlikalk ».

Sauf cette réserve le Crétacique paraît faire défaut dans la chaîne du Schlossberg.

Quant au **Tertiaire**, il se subdivise normalement en trois parties : le Sidérolithique, le Nummulitique et le Flysch. Le Sidérolithique comprend des bolus rouges et verts, des sables quartzeux et des amas de limonite, en général sous forme de concrétions pisolithiques ; il recouvre le Malm et surtout pénètre dans les anfractuosités de sa surface.

Le Nummulitique comprend sur le versant N du Schlossberg les éléments suivants :

1° Des marnes et marno-calcaires épais de 1-2 m. qui correspondent au niveau saumâtre à cérithes des Gadmenflühe.

2° Un banc de grès quartzeux (1<sup>m</sup>05).

3° Des grès quartzeux en gros bancs contenant des orthophragmines et de petites nummulites granuleuses (30-35 m.), qui se terminent vers le haut par 10 m. environ de grès quartzeux à base calcaire particulièrement riches en orthophragmines.

4° Calcaires gris à lithothamnies et orthophragmines, contenant *Orth. Pratti*, *Num. striata*, *Num. Heeri* var. *minor* (7 m.).

5° Des alternances de schistes et de grès (7-10 m.)

Le Flysch débute par des grès en bancs séparés par des feuilletts schisteux (20 m.) ; au-dessus viennent des schistes à Foraminifères, puis les bancs de grès réapparaissent dans les schistes en proportion toujours plus forte vers le haut et prédominent finalement d'une façon absolue.

Sur cette série inférieure, épaisse dans son ensemble de 70-80 m., reposent des grès de Taveyannaz, alternant avec des grès polygéniques et formant avec eux un complexe puissant de 150 m. ; celui-ci supporte des schistes ardoisiers de 100 m. environ d'épaisseur, que recouvrent finalement les grès fins et compacts d'Altdorf.

La série nummulitique du Schlossberg paraît commencer avec le Priabonien, auquel elle appartient entièrement ainsi que probablement le Flysch inférieur, les grès de Taveyannaz marquant la base de l'Oligocène.

Au point de vue tectonique les formations mésozoïques et tertiaires de la chaîne du Schlossberg et des Spannorte représentent la couverture normale de la bordure septentrionale du massif de l'Aar ; d'abord presque horizontales aux Spannorte, elles plongent de plus en plus fortement vers le

N. Le plan de superposition de ce revêtement n'est du reste pas simple; comme plus à l'W au Titlis, il comporte des replis imbriqués, dans lesquels le gneiss sous-jacent est par places entraîné. La principale de ces imbrications se suit depuis le pied du Schlossberg jusque dans le versant de la vallée de la Reuss, marquée par un retour du Dogger, du Trias et même du gneiss; elle est légèrement oblique sur la direction des gneiss d'Erstfeld et tend à s'atténuer de l'W à l'E. D'autres replis imbriqués du même genre se trouvent plus au N, vers le débouché du Bockitobel dans la vallée de la Reuss. Le Malm a été affecté d'une façon beaucoup moins accusée par ces dislocations; il montre pourtant un repli synclinal bien marqué dans le versant N des Sonnigstöcke et du Geissberg. Quant au Nummulitique son plongement est presque régulier au N, ce qui implique par places des discordances avec le Jurassique supérieur, tandis que le Flysch a pris au contraire des formes extrêmement disloquées en relation avec le chevauchement des nappes sus-jacentes.

Dans un dernier chapitre M. van der Ploeg décrit sommairement les formations morainiques de la vallée d'Erstfeld et de la Surenenalp, ainsi que les nombreux Kars très typiques qui se sont développés dans ces deux régions.

M. W. A. KELLER (102) a établi une carte géologique au 1 : 15 000 de la région calcaire qui s'étend de l'arête du **Bifertenstock** à l'E du Tödi, par le Limmerngletscher, jusqu'au **Selbsanft**, et l'a complétée par une courte notice explicative accompagnée d'une planche de profils.

Dans la partie stratigraphique de cette notice l'auteur décrit d'abord en quelques lignes le Malm supérieur, qui comprend les calcaires massifs du Hochgebirgskalk épais d'environ 500 m., des calcaires coralligènes et des brèches calcaires du Tithonique, enfin, des couches marno-calcaires, qui forment la limite supérieure du Jurassique.

M. Keller décrit ensuite, plus en détail, les formations crétaciques de cette série autochtone du massif de l'Aar, dans laquelle il a reconnu, de bas en haut, les termes suivants :

1<sup>o</sup> Le calcaire de l'Oerli (Infravalangien), qui n'est séparé du Tithonique par aucune limite tranchée et qui est formé par des bancs massifs de calcaire gris riche en débris de Crinoïdes; l'épaisseur de ce niveau diminue de 60 m. vers le SW, à 30-40 m. au Selbsanft.

2<sup>o</sup> Le calcaire valangien, formé de calcaires spathiques, ocreux à la surface, épais de 20 m. au Bifertenstock, mais

réduits, à moins de 10 m., au Selbsanft. Ce niveau est riche en ostracés.

3° Le Kieselkalk de l'Hauterivien, qui présente ici son faciès habituel et s'amincit aussi rapidement du SW au NE (60-8 m.).

4° Les couches marno-calcaires du Drusberg avec *Ostrea sinuata* (20-13 m.).

5° Les bancs clairs et massifs de l'Urgonien, qui ne comprennent pas de couches à Orbitolines et paraissent représenter exclusivement le Barrémien (70-40 m.).

6° Des calcaires gréseux noirs de l'Albien, qui reposent sur la surface corrodée de l'Urgonien et ne contiennent pas de fossiles. Ce niveau passe d'une épaisseur de 35 m. au Bifertenstock à une épaisseur de 20 m. vers Farschas; il fait défaut, ainsi du reste que l'Urgonien et les couches de Drusberg dans le massif du Selbsanft, où le Nummulitique couvre directement le Kieselkalk.

7° Un banc épais de 0.5-1 m. de calcaires foncés, sableux et grumeleux, qui contient en abondance les fossiles de la couche à Turrilites.

8° Le calcaire de Seewen qui, épais de 40 m. dans le versant S du Bifertenstock, s'amincit rapidement vers le NE et ne tarde pas à disparaître.

L'Eocène débute par les grès glauconieux à *As. exponens* et *Num. complanata* (2-5 m.) qui passent vers le haut aux calcaires sableux à *Num. complanata* (20-30 m.). Ceux-ci sont séparés par un gros banc de grès quartzeux (3-6 m.), des schistes marneux à Pectinites, dans lesquels *Spondylus limiformis* est l'espèce la plus commune (4-10 m.). Enfin la série éogène se termine par une grande épaisseur de schistes à globigérines, que couronnent, dans les Mutenberge, des grès de Taveyannaz.

Il existe ainsi dans cette série deux lacunes stratigraphiques, correspondant à deux phases d'émersion suivies de transgressions, l'une au niveau de l'Aptien, l'autre entre le Crétacique et l'Eocène. Cette dernière lacune, réduite au Bifertenstock aux termes tout à fait supérieurs du Crétacique et inférieurs de l'Eocène, prend toujours plus d'ampleur vers le N, ensorte que dans la partie N du Selbsanft le Nummulitique repose sur l'Hauterivien et même sur le Valangien. D'autre part, l'amincissement de toutes les couches du Crétacique intérieur vers le NE est frappant.

Dans son chapitre tectonique, M. Keller décrit d'abord le synclinal évasé qui, du Bifertenstock, se suit vers l'E par la

dépression du glacier de Biferten en montrant un notable abaissement d'axe. Tandis que le jambage S de ce synclinal est fortement redressé, son jambage N ne se relève que très lentement vers le Selbsanft, qui est formé dans son ensemble par une large voûte de Malm, couverte de Crétacique inférieur peu épais et couronnée par les sédiments éocènes. Ce n'est que dans le versant N du sommet le plus septentrional du Selbsanft qu'on trouve une tectonique un peu plus compliquée. Ici, un coin synclinal de Crétacique et d'Eocène s'enfonce au S sous un chevauchement de Malm, tandis qu'un peu plus bas un synclinal simple de Nummulitique et de Flysch apparaît au Goldenes Horn.

M. Keller décrit aussi une série de failles, qui coupent la puissante masse de Malm qui forme paroi tout autour du massif en question. Ces fractures ne donnent pas lieu, pour la plupart, à des rejets importants, mais elles se marquent très nettement dans la topographie par des rainures profondes entaillées dans les plans de friction.

Enfin, l'auteur insiste sur le fait que toute la série sédimentaire du Bifertenstock et du Selbsanft montre un clivage très accusé, dont le plan, plongeant avec un fort angle vers le S, dans la partie méridionale du massif, est de moins en moins incliné dans la région septentrionale. Il voit dans ce fait l'effet du laminage opéré par les nappes sus-jacentes.

Dans un dernier chapitre, M. Keller fournit quelques renseignements sur le caractère orographique du massif; il décrit en particulier les niches aux parois abruptes et très élevées, qui entament soit le versant S de l'arête du Bifertenstock, soit le versant W du Selbsanft, et qui doivent être attribuées surtout à la désagrégation atmosphérique activée par le gel. M. Keller signale en outre les signes de décrue générale qu'il a constatés sur les glaciers et névés du massif, particulièrement affectés, il est vrai, par l'été très chaud de 1911.

M. M. BLUMENTHAL (53), dont j'ai analysé, dans une Revue antérieure, l'étude détaillée concernant la chaîne de la Ringelspitz et du Segnes, a poursuivi ses investigations plus à l'E dans le **massif du Calanda**, de façon à compléter les observations faites en 1897 par M. Piperoff, à la lumière de la tectonique alpine moderne.

Dans un premier chapitre, M. Blumenthal décrit les dislocations qu'il a constatées soit dans le vallon d'Uldis au N de Haldenstein, soit entre Batänia et le Val Cosenz, soit dans la région culminante de la chaîne depuis le Calanda de Felsberg jusqu'au sommet de la Kaminspitz, soit dans le Val Cosenz. Il

montre ainsi que le Calanda, qui, d'après la carte au 1:100 000, semble formé par une série simple, incurvée en voûte par-dessus le Trias et le Cristallin de Vättis, possède en réalité une structure beaucoup plus compliquée et correspond à une zone de plis couchés parautochtones. Dans le Val Uldis c'est l'Haute-rivien qui est ramené par chevauchement sur l'Urgonien; dans la région culminante du Calanda, en particulier dans les coupures du Hintertal et du Mittlertal, on voit le Malm recouvrir par l'intermédiaire d'un jambage renversé laminé un synclinal couché de Crétacique, comprenant encore les couches de Seewen, et ce pli se suit, par Vazeralp et Cortschna, jusque vers la ruine de Neuenburg, en s'atténuant il est vrai progressivement. Sur la ligne de faite, au S de l'Aelplistein, on voit de nouveau le Malm chevaucher au N sur le Crétacique; enfin, à la Zweienspitz et la Kaminspitz, le Malm, en série normale sous le Crétacique des pentes qui descendent vers Untervatz, recouvre directement le Flysch des montagnes de Mastrils. Ces lignes de dislocations sont accidentées de complications diverses et la région du Hintertal montre en particulier des replis extrêmement compliqués du Jurassique et du Crétacique.

Le second chapitre de M. Blumenthal est consacré à la stratigraphie du Tithonique et du Crétacique. A propos du Tithonique, l'auteur fait surtout ressortir le passage graduel du faciès calcaire et coralligène, qui règne exclusivement dans les plis externes du Calanda, à un faciès marneux, qui se développe à la partie supérieure du Tithonique déjà dans le pli du Hintertal et surtout dans celui d'Uldis.

La classification adoptée pour le Crétacique est presque purement lithologique vu l'extrême rareté des fossiles; elle distingue :

1° Le calcaire de l'Oerli, comprenant des calcaires riches en débris échinodermiques, foncés et teintés à la surface par un pigment ocreux plus ou moins abondant, sans fossiles déterminables.

2° Le calcaire valangien, épais de 5-6 m., qui se distingue du précédent par sa teinte claire, jaunâtre et par la présence de nombreux débris d'ostracés et de brachiopodes : *Ter. valdensis* de Lor., *Rh. valanginiensis* de Lor., *Rh. Desori* de Lor.

3° Le Kieselkalk, qui se distingue du calcaire sous-jacent surtout par sa patine ocreuse foncée; il est échinodermique et siliceux, glauconieux seulement par places et à un faible degré. Comme fossiles il contient quelques exemplaires de

*Tox. complanatus* avec des débris d'huitres et d'autres lamellibranches.

4° Les marnes de Drusberg, qui sont plus argileuses et schisteuses dans le pli de la région culminante du Calanda, tandis que dans les plis inférieurs elles sont représentées par des alternances de marnes et de calcaires. Ce niveau est caractérisé par *Ex. sinuata*.

5° L'Urgonien, qui a été en partie confondu par Theobald, Rothpletz et Piperoff avec le Malm, et qui diminue d'épaisseur du S au N pour disparaître finalement tout à fait à la Kaminspitz.

Cet étage reparait dans la série autochtone de la vallée de la Tamina avec une puissance qui, de 30 m., diminue rapidement de nouveau vers le N.

6° Le Gault qui est représenté dans la région culminante du Calanda avec une épaisseur de 10-15 m., à la Kaminspitz avec une épaisseur de 3-4 m. et près d'Untervatz, où Piperoff l'avait pris pour du Valangien; il est schisteux et glauconeux à la base, formé de grès verts, riches en calcaire vers le haut et se termine par un niveau noduleux à *Tur. Bergeri*.

7° Les couches de Seewen, qui sont surtout développées dans les environs du Val Cosenz, où elles ont été attribuées à tort par Piperoff aux Balfriesschiefer. La partie supérieure de ce niveau est marneuse et schisteuse et n'est pas nettement délimitée relativement à des schistes probablement tertiaires.

Dans un troisième chapitre M. Blumenthal examine la région de Flysch, qui s'étend de la Kaminspitze jusque dans les environs de Ragatz entre la Tamina et le Rhin. Il a pu reconnaître dans ce complexe de Flysch la succession suivante de bas en haut :

1° Des schistes marneux de couleur foncée contenant un ou deux bancs de grès verdâtres ou brunâtres.

2° Des schistes à globigérines épais d'au moins 60 m.

3° Des grès verts à assilines associés à des calcaires marneux.

4° Une nouvelle série de schistes à globigérines.

5° Des bancs calcaires à petites nummulites séparés par des zones schisteuses.

6° Des schistes ardoisiers.

7° Un grès semblable au grès de Taveyannaz.

Cette succession apparaît d'abord dans un ordre renversé sous la Kaminspitz, puis, après une inflexion synclinale pro-

fonde, elle dessine dans les environs de Pfäfers deux anticlinaux déjetés au N, qui font réapparaître les couches nummulitiques en plusieurs zones; enfin elle se développe en ordre normal entre Pfäfers et Ragatz. Il s'agit évidemment ici de replis autochtones du Flysch et les interprétations données de cette région par MM. Piperoff, Rothpletz et Tollwinsky doivent être abandonnées.

En terminant M. Blumenthal consacre quelques pages à la description des klippes crétaciques qui recouvrent le Flysch en divers points. Il y a d'abord la klippe de l'Aelplistein dans le bassin du Val Cosenz, qui montre des couches de Drusberg, de l'Urgonien et du Seewerkalk chevauchant sur du Flysch et s'enfonçant dans le synclinal qui sépare les plis de la Kaminspitz et du Calanda. Il y a ensuite des lambeaux de Crétacique supérieur couvrant le Flysch près de la Matonalp au N de la Kaminspitz.

Une klippe plus importante se trouve au Piz Lun et le long de la frontière des Grisons et de Saint-Gall; elle est formée de Seewerkalk et d'Urgonien profondément métamorphisés et a été prise à tort par M. Rothpletz pour un pointement anticlinal. Dans la vallée du Rhin les affleurements de Seewerkalk des environs de Mastrils doivent aussi être considérés comme susjacents au Flysch ambiant, dans les replis synclinaux duquel ils sont enfoncés.

Il en est de même des lambeaux de Seewerkalk des environs de Pfäfers, signalés d'abord par M. Rothpletz, mais envisagés comme appartenant au soubassement du Flysch.

Quant à l'origine de ces klippes, M. Blumenthal croit devoir les rattacher toutes au jambage renversé de la nappe glaronnaise, en se fondant sur le métamorphisme intense qu'ont subi leurs éléments, sur l'indépendance complète qu'elles montrent relativement au Flysch sous-jacent et sur le fait que plusieurs d'entre elles sont enfoncées profondément entre les anticlinaux autochtones, ce qui prouve non seulement qu'elles ne peuvent dériver de l'un de ces plis, mais encore qu'elles étaient déjà en place avec l'ensemble de la nappe glaronnaise, lorsque les plis autochtones ont subi leur dernière phase de dislocation.

En résumé M. Blumenthal a pu montrer que dans la chaîne du Calanda trois plis couchés viennent se déverser au N par dessus le bombement anticlinal de Vättis. Ce sont :

1° Le pli de la Kaminspitz, qui, très net dans la partie septentrionale de la chaîne, se confond plus au S dans la grande paroi de Malm du versant occidental du Calanda

2° Le pli du Calanda, qui apparaît dans le Val Cosenz et forme la région culminante du Weibersattel; cet anticlinal est marqué par un puissant noyau de Malm; son jambage normal est compliqué de replis secondaires.

3° Le pli du Hintertal, qui commence vers la ruine de Neuenburg, puis s'élève et s'accroît vers le SW, de façon à atteindre son développement maximum dans le versant SE du Weibersattel, en particulier dans le Mittlertal et le Hintertal. Ici encore le Malm apparaît au cœur de l'anticlinal et de multiples complications secondaires interviennent.

Enfin un quatrième pli, beaucoup moins accentué, n'apparaît que dans le vallon d'Uldis et ses environs immédiats.

Au point de vue stratigraphique, M. Blumenthal a fait ressortir l'épaississement progressif du Crétacique des plis inférieurs vers les plis supérieurs.

Vers l'E tous les plis du Calanda s'enfoncent rapidement sous les nappes plus élevées; vers l'W ils se continuent dans les plis déjà reconnus et décrits par M. Blumenthal à propos du massif de la Ringelspitz et du Segnes comme suit : le pli de la Kaminspitz correspond à celui des Orgeln; le pli du Calanda est le prolongement de celui des Panärahörner; les plis du Hintertal et d'Uldis semblent naître dans la région du Calanda sur le dos du pli du Calanda et s'intercaler ainsi entre l'axe de ce pli et celui du Piz Mirutta.

*Nappes helvétiques.* — M. M. LUGEON (64) a découvert dans le **synclinal de Morcles**, entre le Flysch et le Nummulitique, un ensemble de couches très curieuses, qui comprend de bas en haut : 1° des mylonites résultant de l'écrasement de roches gneissiques et aplitiques (30 m.), 2° une brèche à cailloux cristallins (2-5 m.), 3° des schistes argileux (2-5 m.) et des calcaires noirs probablement mésozoïques (1-3 m.) Cet ensemble doit correspondre à une lame de charriage et les mylonites proviennent d'après leur composition pétrographique du massif du Mont Blanc, de sorte qu'il faut admettre d'une part que l'enveloppe de ce massif a été entraînée au N jusqu'au bord des Préalpes, d'autre part que le synclinal de Morcles-Dent du Midi représente l'embouchure du synclinal de Chamonix.

M. H. SEEBER a terminé en 1911 une étude détaillée de la **région comprise entre le lac de Brienz et le massif cristallin de la Jungfrau** depuis la Lutschine à l'W jusqu'à la ligne Grindelwald-Giesbach à l'E (71).

Dans la publication consacrée à cette région, l'auteur com-

mence par définir les caractères de la série sédimentaire de la partie de la nappe du Wildhorn comprise dans son domaine. Cette série se termine vers le haut avec le **Valangien**, qui comprend à la base un complexe schisteux et marneux, tout à fait équivalent aux « Balfriesschiefer » des Alpes glaronnaises, puis des calcaires en partie spathiques, en partie siliceux, desquels proviennent les fossiles récoltés par Martin et Bravais sur le versant oriental du Faulhorn et déterminés par d'Orbigny comme : *Bel. subfusiformis* Blainv., *Bel. extincorius* Rasp., *Am. asperrimus* d'Orb., *Am. semistriatus* d'Orb. et *Am. cryptoceras* d'Orb.

Le Jurassique supérieur est divisé par M. Seeber en Oxfordien, Argovien, couches à *Op. tenuilobata* et Tithonique.

Le **Tithonique** est fréquemment séparé des marnes berriasiennes par un lit de limonite; il comprend de haut en bas :

1° Des calcaires gris brunâtres, plaquetés, à grain fin, un peu marneux qui contiennent : *Perisph. transitorius* Opp., *Terebr. Euthymi* Pict., etc...

2° Des calcaires foncés, plus massifs avec *Per. Richteri* Opp.

3° Des calcaires en gros bancs, grenus et un peu spathiques, tachetés d'ocre, contenant des lits plus marneux et fossilifères avec *Haploc. elimatum* Opp., *H. carachtheis* Zeuschner, *Phylloc. ptychoichum* Font.

Les couches à *Op. tenuilobata* sont représentées par des calcaires foncés, à grain fin, contenant des concrétions de pyrite et des silex englobant des squelettes de radiolaires. Elles contiennent en nombre restreint des ammonites appartenant à :

Rhacoph. tortisulcatus d'Orb.	Perisphinctes balnearius de Lor.
Oppelia tenuilobata Opp.	» colubrinus Rein.
» compsa Opp.	» Lothari Opp.
» trachinota Opp.	» plebeius Neum.
Haploceras Fialar Opp.	» progeron Am.
Aspidoceras acanthicum Opp.	» subinvolutus Moesch.
» circumspinosum	Suttneria platynota Rein.
Opp.	Simoceras Doublieri d'Orb.
Aspidoceras epison Opp.	

L'**Argovien** se compose de calcaires schisteux et noduleux, gris, ils sont caractérisés par *Peltoceras transversarium* Qu., *Opp. Pichleri* Opp., *Perisph. Dybowskyi* Siem., *P. plicatilis* Sow., *P. bernensis* de Lor., *Trimarg. complanatus* Qu., *Rhynch. arolica* Op., etc... Au microscope on découvre dans ces couches de nombreux radiolaires, des Rotalidés et des Lituolidés.

L'**Oxfordien** se compose de schistes marneux gris, avec bancs calcaires, qui contiennent sur de nombreux points des ammonites de la zone à *Creniceras Renggeri*. Ces couches diminuent notablement d'épaisseur vers le S; elles commencent dans la chaîne du Laucherhorn par un banc de conglomérats.

Le **Callovien**, toujours très peu épais, est représenté d'une part dans la chaîne au S du lac de Brienz par des calcaires brunâtres, en partie oolithiques avec *Pleurotomaria Buvi-gnieri* d'Orb., *Hectic. hecticum* Qu., d'autre part dans les environs de la Petite Scheidegg par des calcaires gréseux et oolithiques contenant *Macro. macrocephalus*.

Le **Dogger** comprend de haut en bas :

1° Des calcaires gris, largement spathiques, contenant du quartz en grains, des débris reconnaissables de *Pentacrinus*, avec *Gryphea sublobata* Desh., *Avic. Münsteri*, *Zeil. digona* Sow.; vers le S ces couches prennent un grain de plus en plus fin, perdent beaucoup en épaisseur et sont finalement en grande partie remplacées par des schistes argileux gris dans la région de la Petite Scheidegg.

2° Des calcaires finement spathiques, en bancs minces séparés par des lits marneux et portant de nombreuses empreintes de *Cancellophycus scoparius*. Ce complexe prend un développement particulièrement important dans la chaîne du Männlichen.

3° Des calcaires marneux et schisteux, un peu grumeleux, de couleur foncée, associés à des schistes francs, qui contiennent surtout des restes de Trigonies, *Tr. costellata* et *Tr. lineolata* Ag. Ces couches représentent vraisemblablement l'Aalenien et une partie du Bajocien; à leur base apparaissent des calcaires gréseux, riches en quartz et passant localement à de véritables bancs de quartzite, que M. Seeber homologue avec les couches à *L. Murchisonae*.

4° Les schistes opaliniens, qui sont grumeleux dans leur partie supérieure, lisses et réguliers dans leur partie inférieure, qui sont extrêmement pauvres en fossiles, mais ont fourni à Mœsch un *Lioc. opalinum*.

Le **Lias** n'apparaît qu'au bord du lac de Brienz à 2 km. à l'E de Bönigen, sous la forme de calcaires siliceux à *Pecten aequivalvis* Sow., de calcaires échinodermiques, finement bréchiformes, avec *Ter. punctata* Sow., *Pecten Hehli* d'Orb., *P. aequivalvis* Sow., *P. corneus* Goldf., *Gryphea obliqua* Goldf. et de schistes noirs argileux avec nodules de limonite, qui ont fourni un *Aegoceras* indéterminé.

M. Seeber passe ensuite à la description de la série autochtone qui borde le massif de l'Aar :

Les **formations éogènes** comprennent de haut en bas : 1° des schistes argileux du Flysch ; 2° des grès de Taveyanaz ; 3° des calcaires à lithothamnies et petites nummulites ; 4° des grès quartzeux de couleur claire ; 5° des grès sidérolithiques associés à de véritables quartzites, à des brèches formées d'éléments calcaires et à des schistes bigarrés.

Le **Crétacique** est beaucoup plus réduit ici que plus à l'W ; il comprend : 1° des calcaires gréseux à grains de quartz du type de Tschingel et des calcaires à silex qui représentent l'Hauterivien ; 2° des calcaires siliceux probablement valangiens ; 3° des schistes gris foncé avec bancs calcaires du Berriasien.

Dans le **Jurassique** l'épais complexe du Hochgebirgskalk peut être divisé en trois niveaux lithologiques : 1° à la partie supérieure des calcaires de couleur claire, en bancs bien nets et en général peu épais, contenant des débris d'Apiocrinus et de Cidaris ; 2° des calcaires foncés, bleuâtres, en gros bancs ; 3° des calcaires schisteux, jaunâtres, contenant des bélemnites. C'est probablement aussi au même niveau qu'appartiennent des calcaires marmorisés, en partie bréchiformes, en partie schisteux, en partie compacts, qui apparaissent dans les pentes du massif de la Jungfrau et en particulier vers les glaciers de Grindelwald.

Directement sous les couches schisteuses de la base du Hochgebirgskalk viennent des calcaires schisteux, tachetés de rouge et de vert, riches en oolithes, qui contiennent des ammonites, soit du Callovien, soit du Bathonien, sans qu'il soit possible de distinguer ici ces deux étages. Ces couches sont séparées du Trias seulement par une faible épaisseur de calcaires foncés, spathiques, riches en quartz, du Dogger inférieur ou du Lias.

Le **Trias** comprend de haut en bas : 1° des dolomies associées à des schistes bariolés ; 2° des grès quartzeux blancs ; 3° des schistes argileux noirs, contenant des Equisetum et comprenant quelque bancs minces de dolomie ; 4° une zone de dolomies et de cornieules, épaisse d'une dizaine de mètres, qui paraît correspondre au Muschelkalk ; 5° un complexe de grès quartzeux et de schistes verdâtres.

En terminant cette description stratigraphique, M. Seeber donne un aperçu sommaire sur les formations pléistocènes de la région, en particulier sur les moraines du glacier de l'Aar qui recouvrent la chaîne septentrionale, sur les dépôts

morainiques des vallées de Lauterbrunnen et de Grindelwald, sur quelques moraines locales et quelques éboulements.

Dans la partie tectonique de son exposé M. Seeber commence par décrire le système de plis formés surtout de Malm et de Valangien, qui apparaissent dans le Sägistal et se suivent depuis le Lütschental jusqu'à la Bättenalp. On peut distinguer dans cette zone trois pointes synclinales de schistes berriasiens enfoncées au S entre trois anticlinaux de Malm; le plus méridional de ces anticlinaux est très fortement disloqué et au Schwarzhorn il recouvre par un véritable chevauchement les schistes berriasiens.

Cette zone de Malm et de Berriasien joue dans son ensemble un rôle synclinal entre les plis médiojurassiques du Männlichen et une zone anticlinale importante d'Oxfordien et de Dogger, qui se suit depuis Gündlischwand dans le Lütschental par le Laucherhorn et le Furgehorn jusqu'au N de Bättenalp. Cet anticlinal se divise en plusieurs replis, qui font alterner le Dogger supérieur, l'Oxfordien-Argovien et même parfois le Malm; son axe est culminant au Geisshorn et s'abaisse de là rapidement vers le NE, ce qui fait que le Dogger et l'Oxfordien tendent à disparaître toujours plus dans cette direction sous une carapace replissée de Malm.

Au N de la zone anticlinale du Geisshorn et du Laucherhorn se développent des plis serrés et isoclinaux, formés de Malm, d'Oxfordien et de Dogger supérieur. Dans le versant occidental de la vallée de la Lütschine les synclinaux de Malm prennent un développement particulièrement important par suite de la descente brusque de leurs axes vers le SW; dans la direction du NE ces synclinaux deviennent notablement moins profonds; à la Heimenegg ils ne sont plus marqués que par des zones oxfordiennes enfoncées dans le Dogger; puis à partir du Laucherhorn et surtout du Rothorn, les axes s'abaissant de nouveau vers le NE, les synclinaux de Malm reparaissent dans le versant N du Rothorn, du Furgehorn et de la Bättenalpburg.

Au-dessous de cet ensemble de plis serrés apparaissent, dans la moitié inférieure des pentes qui descendent vers le lac de Brienz, deux zones synclinales plus largement arrondies de Malm et de Berriasien, séparées par un anticlinal écrasé d'Argovien et de Dogger supérieur; vers le NE le plus bas de ces deux synclinaux se complique de plusieurs digitations.

Ces plis sont supportés par un anticlinal frontal de Dogger, dont la section apparaît très nettement dans le versant occi-

dental de la vallée de la Lütchine; cet anticlinal couché est divisé par un synclinal étroit de Malm en deux replis, dont l'un se suit de Schweifstädt jusqu'à la Senggfluh près d'Iseltwald, dont l'autre n'apparaît qu'à l'E de Bönigen au bord du lac, où il présente cette intéressante particularité de comporter du Lias moyen et supérieur. Ces dépôts sont séparés du Dogger voisin par une faille, qui paraît correspondre à une dislocation prolongée assez loin vers l'W.

M. Seeber consacre le chapitre suivant à la description des massifs du Männlichen et du Faulhorn, qui, formés essentiellement de Dogger et de Lias supérieur, se font suite du SW au NE. Dans cette zone interne de la nappe du Wildhorn-Kiental on peut distinguer les éléments tectoniques principaux suivants :

1° Chevauchant au N sur la zone synclinale digitée du Sägistal se développe un grand anticlinal couché formé de Bajocien et de couches à *Canc. scoparius* avec des schistes opaliniens au cœur, qui apparaît d'abord dans le versant droit de la vallée de Lauterbrunnen, en aval de cette localité, puis passe à mi-hauteur dans le versant N du Männlichen, traverse le Lütchentäl vers Burglauenen, va former en se redressant peu à peu les hauteurs de la Winteregg et de la Faulegg, puis passe dans le versant N du Faulhorn.

2° Sur le dos de ce pli un second anticlinal moins important se développe, qui passe aussi dans le versant N du Männlichen, mais ne tarde pas à se résoudre en un nombre plus grand de replis toujours moins accentués. Ensuite vient une profonde zone synclinale, remplie par les couches à *Cancellophycus*, qui vers l'W s'enfonce du Männlichen jusque sous le Tschuggen, qui de la Winteregg descend jusque dans le haut Lütchentäl et qui vers l'E pénètre profondément sous le Rötihorn et le Ritzengrätli.

3° Un troisième anticlinal, formé de Bajocien et de Lias supérieur et couché au N sur la zone précitée, se trouve d'abord au Tschuggen, traverse la vallée de la Lütchine en aval de Grindelwald et forme plus au NE le Simelihorn et le Ritzengrätli.

Au dessus de ce dernier anticlinal se développent au N de Grindelwald, plusieurs plis plus internes, dont le plus important s'élève au NW jusqu'au Rötihorn, où il a une allure chevauchante, tandis que les autres sont réduits par l'érosion à peu près à leur partie radicale. Dans le prolongement de cette zone de plis on trouve, dans la région de la Petite Scheidegg, des plis serrés de Lias supérieur et de Bajocien profon-

dément érodés, et c'est très probablement dans ce système d'anticlinaux imbriqués qu'il faut chercher la racine d'une sorte de klippe de Lias et de Bajocien, qui forme le sommet du Tschuggen et repose en discordance très nette sur son soubassement.

La base de la nappe du Wildhorn-Kiental est formée par les schistes opaliniens, qui tantôt reposent directement sur la série autochtone, tantôt en sont séparés par une zone renversée de Dogger ou par une sorte de zone de broyage intensément recristallisée. Le recouvrement apparaît d'une façon particulièrement claire dans la vallée de Lauterbrunnen, mais il est très net aussi dans les environs de la Wengernalp.

Le dernier chapitre de la brochure de M. Seeber traite de la tectonique de la série sédimentaire autochtone, telle qu'elle se présente dans le haut de la vallée de Lauterbrunnen et dans le versant N de la Jungfrau, du Mönch et de l'Eiger. Cette tectonique comporte plusieurs plis couchés horizontalement; c'est ainsi que dans le versant N du Schwarzer Mönch le Malm est incurvé en un anticlinal horizontal, au dessus duquel apparaît un synclinal couché, fermé au S de Crétacique et d'Eocène; puis un nouvel anticlinal couché, chevauchant sur les formations précitées, forme les parois qui s'élèvent du Schwarzer Mönch vers la Jungfrau; enfin ce pli, marqué dans son dos de replis secondaires, est chevauché par le gneiss de la Jungfrau.

Plus à l'E le synclinal crétacique-tertiaire a été enlevé par l'érosion, mais il est certain que le Malm est replié plusieurs fois sur lui-même suivant le même plan que dans le versant de la Jungfrau.

Vers le haut, la série autochtone, qui s'enfonce au N sous la nappe du Wildhorn-Kiental, se termine par des dépôts éocènes, dont on peut admettre la continuité presque absolue de la vallée de Lauterbrunnen jusqu'à celle de Grindelwald.

Nous devons à M. PAUL BECK (52) une brève description de la **Grotte de la Balmfuh**, qui s'ouvre à proximité de la grotte de Beatus, au dessus du lac de Thoune et dans le pied du Beatenberg.

L'auteur commence son exposé par une indication sommaire des conditions stratigraphiques et tectoniques dans lesquelles se trouvent ces grottes; il décrit les formations crétaciques, qui constituent essentiellement les environs, et les grès du Hohgant, qui ici recouvrent directement l'Urgonien: il signale d'autre part les principales failles qui ont dirigé les infiltrations et parle de deux éboulements partis l'un du

Balmholzberg, l'autre du Beatenberg et datant de la dernière glaciation ou de la période interglaciaire précédente.

Enfin, décrivant plus spécialement la grotte de la Balmfluh, M. Beck montre que celle-ci s'ouvre de plain pied sur une petite terrasse rocheuse formée par les bancs de l'Urgonien inférieur. Vers l'entrée une sorte de remblai, épais de deux mètres, est formé pour une moitié de moraine du glacier de l'Aar, pour l'autre de fragments éboulés d'Urgonien. L'origine de la grotte à ce niveau doit être cherchée dans la structure bréchiforme des bancs inférieurs de l'Urgonien et dans l'action désagrégante des eaux de fusion sortant du flanc du glacier de l'Aar, au moment où celui-ci atteignait ce niveau. Il est probable qu'alors un ruisseau latéral, coulant entre la moraine et les rochers de la Balmfluh, travaillait le pied de ceux-ci et les minait par la base ; il semble même qu'une partie de ces eaux a dû se perdre momentanément dans la grotte de la Balmfluh et suivre un conduit souterrain jusqu'à la grotte de Beatus. Après le retrait du glacier, les principales modifications subies par la grotte de la Balmfluh ont été la conséquence de l'effritement du toit, dont les débris, accumulés surtout près de l'entrée, ont été solidement cimentés par des incrustations calcaires. Enfin la forme de la grotte a été déterminée en grande partie par la position et l'orientation des fractures, qui coupent ici l'Urgonien et qui sont jalonnées par des zones bréchiformes de friction.

M. P. ARBENZ a donné, à l'occasion d'une conférence, un aperçu général sur la **structure des Alpes de la Suisse centrale** (43).

Dans un chapitre introductif, il a rappelé le développement récent de la tectonique alpine sous l'influence des travaux de Marcel Bertrand, puis de MM. H. Schardt et M. Lugeon, et a défini les diverses zones qui constituent le système alpin. Il a décrit ensuite les grandes lignes du massif de l'Aar, la zone septentrionale des gneiss d'Erstfeld et la zone principale au vaste culot granitique, puis l'enfoncement longitudinal vers l'E et la double discordance qui sépare le Carboniférien soit du Trias, soit du Cristallin ; il développe l'idée que le synclinal du Maderanertal doit se prolonger à l'W dans l'« Oberer Jungfrau keil » de M. Baltzer et dans la zone calcaire bien connue du Lötschental.

M. Arbenz place la racine du pli couché des Windgällen dans la zone principale du massif de l'Aar au S du Maderanertal ; il appelle ce pli nappe parautochtone, ainsi que les deux plis couchés qui le recouvrent et dont il a pu préciser exac-

tement l'extension, les nappes du Griestock et du Faulen. Entre ces trois nappes la superposition a été compliquée par un véritable encapuchonnement, qui montre que le pli des Windgällen est certainement plus jeune, au moins quant à son développement définitif, que les plis qu'il porte.

Passant aux nappes helvétiques, M. Arbenz décrit sommairement les caractères à la fois stratigraphiques et tectoniques de celles-ci ; il rappelle la distinction en deux grands éléments fondamentaux, la nappe inférieure de l'Axen avec son front enfoncé de haut en bas dans son soubassement et la nappe supérieure du Drusberg, qui a déferlé et s'est digitée en plis déjetés. Etudiant le prolongement de ces deux nappes vers l'W et vers l'E, il montre que la nappe du Drusberg se prolonge seule jusque dans les Alpes bernoises comme nappe du Wildhorn, tandis que, vers l'E, on voit au contraire apparaître sous la nappe de l'Axen deux éléments plus profonds, les nappes du Mürtschen et de Glaris.

M. Arbenz parle à diverses reprises des replis frontaux et des phénomènes de relaiement qui s'y développent ; il décrit le décollement et l'entraînement au N des formations crétaciques ; il fait ressortir l'importance de l'enfoncement synclinal, qui affecte les nappes entre leur front et leur bombement par-dessus le massif de l'Aar ; enfin il insiste sur le fait, constaté maintenant sur de nombreux points, de l'encapuchonnement des nappes inférieures dans les éléments sus-jacents. Il conclut de l'ensemble des caractères tectoniques des Alpes calcaires à la nécessité de distinguer trois phases de dislocation successives :

1<sup>o</sup> Le chevauchement des nappes préalpines dans l'Eocène-Oligocène ; 2<sup>o</sup> le chevauchement des nappes helvétiques ; 3<sup>o</sup> le bombement du massif de l'Aar, l'enfoncement de la zone synclinale située au N et le développement des plis parautochtones.

Dans la dernière partie de son étude, M. Arbenz attire l'attention sur les ondulations longitudinales qui se marquent dans le système des grandes nappes alpines. Il distingue dans le massif de l'Aar trois culminations séparées par deux ensembles et il retrouve des ondulations analogues, sous une forme, il est vrai, atténuée, jusque dans le front des chaînes calcaires, où il croit pouvoir établir une correspondance entre les culminations transversales et les centres d'accumulation des conglomérats molassiques. Il explique ces ondulations longitudinales des nappes par une réaction sur celles-ci, pendant leur développement, soit des massifs hercyniens, soit, à un moindre degré, des massifs de Nagelfluh.

En relation avec ces formes de segmentation longitudinale, M. Arbenz envisage brièvement l'influence exercée par les ensembles et les culminations sur la répartition des anciennes vallées tertiaires et sur la sédimentation molassique.

Cet exposé ayant été répété par M. Arbenz devant plusieurs cercles d'auditeurs a été publié à plusieurs reprises soit en allemand (43), soit en français (42), et il a donné lieu à des discussions intéressantes.

M. A. BUXTORF (57), qui poursuit depuis de nombreuses années l'étude de la géologie des environs du lac des Quatre-Cantons, a communiqué sommairement les principaux résultats, qui découlent de ses observations récentes sur l'**extrémité occidentale de la nappe de l'Axen et la région de l'Isental**. Il a fait ressortir la forme digitée que conserve la nappe de l'Axen aux abords de l'Urnersee. Il a montré ensuite que la masse chevauchante de Malm et d'Eocène du Gitschen n'appartient pas, comme on l'a cru, à cette nappe, mais correspond à un des plis parautochtones de M. Staub, probablement à la nappe du Griesstock. Contre la tête de ce pli plongeant s'appuient au N un ensemble extrêmement compliqué de formations infracrétaciques, puis une série renversée d'Eocène, de Crétacique, de Malm et de Dogger, qui affleure aux Gitschenstöcke et dans le Kleintal, qui aboutit à une charnière frontale plongeante et qui paraît représenter le prolongement de la digitation inférieure de la nappe de l'Axen. Ce fait confirme l'idée, émise par M. Lugeon, que les plis jurassiques de l'Uroiostock appartiennent à la nappe glaronnaise inférieure.

A la suite de cette communication, M. H. SCHARDT a signalé la découverte du Rhétien typique à la base du Lias de la nappe de l'Axen dans le versant N du Schächenthal.

A l'occasion des excursions projetées pour la Société géologique suisse en 1912, MM. P. ARBENZ et W. STAUB (44) ont décrit dans un bref programme, le premier un itinéraire passant par Engelberg, l'Arnialp, le Trübsee, l'Engstenalp, la Tannenalp, le Hochstollen, Mägisalp et Meiringen dans les **Alpes d'Unterwalden**, le second le Schächenthal avec ses grandes masses de Flysch et le bord radical des nappes helvétiques.

A la suite de l'excursion faite dans le Schächenthal, M. A. BUXTORF (56) a rendu compte des observations faites par les géologues suisses dans cette région sous la conduite de M. Staub. D'après ce rapport, nous voyons que les levers

faits par M. Staub dans ce territoire très compliqué ont été reconnus exacts par tous les participants à l'excursion, qui ont admis soit la nature complexe de la masse du Flysch du Schächental, formée de plusieurs éléments d'origine indépendante, mais mécaniquement mêlés, soit l'existence sous la nappe de l'Axen de tout un système de nappes parautochtones, tel que M. Staub l'avait défini.

M. W. STAUB (74) a du reste ajouté à ses publications antérieures concernant la région du **Schächental**, des **Windgällen** et du **Maderanertal**, deux contributions nouvelles ; dans une première notice il a rappelé que les plis parautochtones qui se sont développés sur la bordure septentrionale du massif de l'Aar sont au nombre de trois ; il a décrit leur forme couchée et intensément laminée et a montré que le plus élevé d'entre eux, celui du Kammlistock, a été longtemps confondu avec le jambage renversé de la nappe glaronnaise sous le nom de Lochseitenkalk.

Dans une seconde notice, M. W. STAUB (73) a traité plus spécialement la question de la genèse des vallées de Schächen et de Maderan, qui, creusées, la première dans le Flysch, la seconde dans les schistes cristallins, sont toutes deux dominées au N par les bords radicaux de grandes masses chevauchantes de calcaires mésozoïques. Dans ces deux vallées l'auteur a reconnu des signes d'une érosion glaciaire, mais tandis que cette action a laissé jusqu'à nos jours des traces très nettes dans le Maderanertal, elle s'est en grande partie effacée dans le Schächental, sous l'influence d'une désagrégation intense déterminée par l'hétérogénéité des roches du Flysch.

*Nappes préalpines.* — M. A. JEANNET (62) a publié en 1912 une carte au 1 : 25 000 de la région comprise entre la vallée du Rhône, la vallée de la Grande Eau, le Mont d'Or et la vallée de la Tinière. Ce territoire comprend le jambage S de l'anticlinal de la Tinière, qui forme la chaîne du Mont d'Arvel, l'anticlinal des **Tours d'Al**, le bord radical de la nappe des Préalpes médianes qui suit la vallée de la Grande Eau, et, entre ces éléments, les deux zones de Flysch de Leysin et d'Ayerne.

Les principaux progrès réalisés par cette carte sont d'ordre stratigraphique. Ils consistent dans les faits suivants :

1<sup>o</sup> Les formations pléistocènes sont reportées suivant les principes de la cartographie moderne et classifiées exactement d'après leur genèse.

2° Les formations jurassiques de la chaîne des Tours d'Aï sont classées d'une façon nouvelle, les calcaires directement sous-jacents au Malm et considérés jusqu'ici comme Jurassique moyen, ayant été reconnus comme appartenant au Sinémurien et au Pliensbachien. Il y a donc, entre la zone du Dogger à Zoophycos et celle du Dogger à Mytilus, une zone dans laquelle le Jurassique moyen fait défaut, le Séquanien reposant directement sur le Lias moyen.

3° La stratigraphie du Jurassique dans la zone radicale renversée des Préalpes médianes le long de la vallée de la Grande Eau est mise au point.

4° Dans la chaîne d'Arvel, M. Jeannet a été amené à attribuer au Jurassique supérieur une grande partie de ce qui était considéré comme Néocomien. D'après lui, le Crétacique inférieur ne dépasse guère, au SW, le sommet de Malatrais et à partir de là le Jurassique supérieur, qui forme tout le versant SE de la chaîne d'Arvel, est directement recouvert, comme aux Tours d'Aï, par le Crétacique supérieur.

Au point de vue tectonique, la principale nouveauté que contient la carte de M. Jeannet réside dans un repérage exact des lambeaux de nappe rhétique, qui couvrent le Flysch du synclinal d'Ayerne et qui comprennent des radiolarites et des calcaires à *Aptychus* jurassiques, et surtout des schistes marneux, gris ou jaunâtres, du Crétacique supérieur, dans lesquels s'intercalent soit des grès à orbitolines, soit des poudingues.

J'ai cité déjà dans des Revues antérieures plusieurs publications de M. P. BECK, concernant le rôle tectonique du **Flysch du Niesen et de Habkern**; en 1912, le même auteur, a consacré à ce même sujet une notice plus développée (51).

Après une introduction bibliographique, M. Beck donne une définition de ce qu'il appelle la nappe du Niesen et de Habkern; au point de vue stratigraphique il distingue dans cette unité des couches lutétiennes, formées de schistes, de grès et de brèches polygéniques, avec, par places, des débris de *N. millecaput*, et particulièrement développées aux environs de Habkern, puis des couches auversiennes, représentées surtout par le Flysch des Schlieren, qui sont, en grande partie, gréseuses et contiennent *N. variolarius*, enfin des couches priaboniennes, qui, dans la région de Habkern, sont prises entre le Lutétien précité et le Nummulitique helvétique et qui sont formées de schistes noirs avec des paquets plus ou moins broyés de grès et de blocs exotiques. Les blocs en partie cristallins, en partie mésozoïques et préalpins qui for-

ment les brèches du Flysch sont considérés par M. Beck comme accumulés sur place le long d'une côte aux formes déchiquetées et comme se rattachant intimement au phénomène des klippes.

Parlant du Niesen, M. Beck établit une distinction dans l'épaisse série de Flysch qui forme cette chaîne entre un niveau inférieur comprenant surtout des schistes à Fucoïdes avec des bancs de grès micacés généralement fins et de brèches polygéniques et un niveau supérieur formé de grès siliceux à petites nummulites, de brèches polygéniques et de calcaires gris disposés en lentilles irrégulières plutôt qu'en bancs ; il considère ces deux niveaux comme tectoniquement superposés. Enfin, M. Beck termine ce premier chapitre en établissant que la nappe du Niesen-Habkern ne peut pas correspondre à la « Bündner Decke » de M. Paulcke, comme le voudrait cet auteur, mais représente le prolongement de sa « Klippendecke », qui, dans les Grisons, est intercalée entre la « Bündnerdecke » et la nappe de la Brèche.

M. Beck cherche ensuite à démontrer le fait d'une extension considérable de sa nappe du Niesen-Habkern ; il rattache à cette unité tectonique le Flysch du Bregenzerwald et les schistes à Fucoïdes de l'Allgau et du Vorarlberg ; il admet en outre que le Flysch du Niesen comprend dans la région du Säntis tout le puissant complexe qui couvre dans les synclinaux d'Amden et de la Fliegenspitz les schistes marneux à Foraminifères, ainsi qu'une partie du Flysch de la zone subalpine, et même celui qui perce en boutonnière au cœur de l'anticlinal valangien de la Gräpplenalp. Tout ce Flysch préalpin est caractérisé par l'abondance des schistes à Fucoïdes, par la présence de brèches cristallines et de quartzites vertes ; il est intensément disloqué et contient très probablement des paquets de couches mésozoïques.

Dans la région du Flysch dit autochtone des Alpes glaronnaises, M. Beck attribue au Flysch du Niesen tout le complexe supérieur, au facies de Wildflysch, que surmonte la nappe de Glaris, et que M. Boussac considère comme le jambage renversé de celle-ci ; il suppose donc une pénétration très profonde de la nappe du Niesen-Habkern sous les nappes helvétiques. Il arrive à des conclusions toutes semblables pour le Flysch du Schächental et des environs d'Altdorf.

Passant à la région frontale des nappes helvétiques, M. Beck croit pouvoir admettre l'existence du Flysch du Niesen-Habkern dans la couverture de la chaîne des Aubrig et de

celle de Rieseten. Quant à la région de Schwytz, il suppose qu'il faut attribuer au Flysch préalpin les schistes à Fucoides et les grès, qui recouvrent les marnes à globigérines, tandis que les couches nummulitiques, qui contiennent la riche faune lutétienne bien connue seraient helvétiques, et appartiendraient à une écaille revenue par chevauchement sur les grès préalpins. Il y a donc sur ce point une opposition absolue entre les vues de M. Beck et celles de M. Boussac.

M. Beck considère comme appartenant encore au Flysch du Niesen-Habkern, la plus grande partie du Flysch, qui s'étend entre la vallée d'Unterwalden et les environs de Habkern, y compris tout le « Schlierenflysch ». Dans la zone subalpine, qui longe le pied de la Schratzenfluh et du Sigriswilergrat, il distingue un Flysch helvétique comprenant en particulier les grès de Taveyannaz et un Flysch préalpin, qui est représenté par les schistes englobant les klippes et par des brèches polygéniques.

Au SW du lac de Thoune la nappe du Niesen-Habkern se retrouve, soit dans le grand synclinal qui borde au N la chaîne du Morgenberghorn, soit dans la couverture des plis frontaux de la nappe du Wildhorn et dans la zone des Cols, soit dans le soubassement de cette nappe jusqu'à Kandersteg et même jusque sous le Doldenhorn. Les schistes et brèches qui ont été rencontrés vers le km. 8 N du tunnel du Lötschberg sous du gypse et des cornieules triasiques, et qui ont été considérés par M. Buxtorf comme du Carboniférien, sont envisagés par M. Beck comme du Flysch de la nappe du Niesen, écrasé entre la série autochtone et les plis paraautochtones. Dans tout ce territoire de la couverture comme du soubassement de la nappe du Wildhorn le Flysch du Niesen conserve le caractère du Wildflysch avec prédominance du faciès schisteux, avec intercalations de brèches et inclusion de multiples petites klippes de terrains mésozoïques broyés.

Enfin, M. Beck rattache à sa nappe du Niesen-Habkern le Flysch du Gurnigel et des Préalpes externes en général.

Dans un dernier chapitre, M. Beck cherche à définir la genèse de sa nappe du Niesen-Habkern ; se basant sur les analogies frappantes qui existent entre les sédiments mésozoïques de cette nappe et ceux des Préalpes médianes et aussi sur certaines analogies avec les Hautes Alpes calcaires, il place la racine de la zone du Niesen au S de celle des nappes helvétiques. Il considère d'autre part comme certain que les éléments des poudingues molassiques proviennent en grande partie de la nappe du Niesen-Habkern, qui devait

donc déjà recouvrir les terrains helvétiques et par contre ne pas être encore cachée sous les Préalpes médianes pendant la seconde moitié de l'Oligocène. Quant à la façon dont cette nappe s'est formée et mise en place, M. Beck admet que dès le début des temps tertiaires des ridements intenses se sont produits dans les Alpes au S des massifs centraux, et qu'une nappe composée d'un socle granitique et d'une série mésozoïque s'est développée vers le N ; cette nappe serait devenue, encore pendant sa poussée au N, la proie de l'érosion et aurait alimenté un dépôt spécial de Flysch, dans lequel calcaires mésozoïques et roches cristallines se seraient mêlés en des brèches souvent gigantesques. Ce sédiment aurait été ensuite refoulé au N, dès le début de l'Oligocène, par les parties de la nappe cristalline restées intactes, qui devaient tendre constamment à le recouvrir par chevauchement. Pendant la seconde moitié de l'Oligocène et du Miocène la nappe cristalline et la nappe de Flysch du Niesen, immobilisées, ont subi un démantèlement intense, qui a fini par faire disparaître complètement la première, mais a ménagé une grande partie de la seconde. A l'époque pliocène les plissements ont repris, donnant naissance aux nappes helvétiques et aux nappes préalpines supérieures. Ainsi s'expliquerait la pénétration de la nappe du Niesen-Habkern dans le soubassement des nappes helvétiques soit dans les Alpes glaronnaises soit dans les Alpes bernoises.

En terminant ce chapitre il suffit de citer un article dans lequel M. O. WILCKENS (80) rend brièvement compte de quelques publications parues pendant ces dernières années et intéressant spécialement la tectonique des Préalpes.

### *Plateau molassique.*

M. P. NIGGLI (91) a publié, en 1912, une carte au 1 : 25 000 de la **région comprise entre les vallées de la Wigger et de la Suhr**, depuis la dépression du Sagenwil-Kölliken jusqu'à Langnau, au Dagmersellerwald et à Winikon.

Cette carte donne d'abord une image claire de la répartition des divers niveaux de la Molasse, l'Aquitanién, l'Helvétien, le Vindobonien et l'Oeningien, qui, plongeant vers le SSE avec un angle de plus en plus réduit, se superposent sur une grande partie du territoire considéré en couches presque horizontales.

M. Niggli a figuré d'autre part avec soin les formations pléistocènes, parmi lesquelles il a distingué les alluvions des