Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 15 (1918-1920)
Heft: 3

Artikel: IIIe partie, Tectonique ; Descriptions régionales
Autor: [s.n.]
Kapitel: Nappes penniques
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-247575

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

nen, ne se retrouvent en aucune façon sur les versants de la chaîne de la Rigihochfluh.

En relation avec ces données morphologiques, M. Buxtorf décrit sommairement les lacs situés sur le territoire de sa carte ; ce sont : 1° le petit lac de Seelisberg, lac de doline, dont la forme a du être légèrement modifiée lors de la dernière glaciation ; 2° le lac marécageux de Dürren, à l'E d'Emmetten, situé dans un fond de vallée couvert de matériel morainique et barré par des cônes de déjection ; 3° le lac de Lowerz qui faisait autrefois partie du lac des Quatre-Cantons et en est séparé aujourd'hui par le delta de la Muotta ; 4° le lac des Quatre-Cantons.

A propos de ce dernier, M. Buxtorf constate que la partie qui en est comprise sur le territoire de la carte se divise, grâce à l'intervention du delta sous-lacustre de la Muotta, de la moraine de Kindlismord et de celle des Nasen en quatre bassins distincts, dans lesquels l'alluvionnement prend une importance très inégale.

Quant à l'origine du lac des Quatre-Cantons, M. Buxtorf, sans nier la part prise par l'érosion glaciaire dans le surcreusement du bassin, admet que cette part a été beaucoup moins considérable ici que dans le cas des lacs de la Molasse. Mais il croit que le lac des Quatre-Cantons a avant tout, comme du reste toute une série de lacs subalpins, une origine tectonique. Se basant sur les données récentes de la tectonique moderne, il fait remarquer qu'il suffit, pour expliquer cette origine, de supposer que la dernière phase des ridements alpins, qui a provoqué à la fois le soulèvement de la zone des massifs centraux et des racines pennines et l'affaissement de la zone insubrienne-dinarique d'une part, d'autre part de la large bande comprise entre la retombée des nappes helvétiques et leur front, s'est continuée jusque dans le Pléistocène et après le creusement principal des vallées, provoquant dans celles-ci des pentes inverses. Cette explication, nettement différente de celle qu'a donnée M. Heim, s'applique aussi bien au lac des Quatre-Cantons, qu'à ceux de la Haute-Italie.

Le dernier chapitre de la brochure en question comprend une description sommaire de différents itinéraires permettant une étude rapide de la région.

Nappes penniques.

M. E. Argand (60) a donné une description d'ensemble de l'arc des Alpes occidentales. Il commence par faire ressortir l'importance de l'influence qu'a exercée sur le détail des for-

mes tectoniques l'angle d'incidence des vagues plastiques des plissements alpins sur la bordure résistante des môles hercyniens. Lorsque l'angle d'incidence est normal, les formes des plis déferlants sont régulières et continues, comme cela est le cas dans une grande partie des Alpes suisses ; lorsque l'angle d'incidence varie sur de courts intervalles, les plis, en se moulant contre l'obstacle, prennent des formes discontinues et irrégulières, comme cela est le cas dans les Alpes franco-italiennes.

Comparant les vagues de plis avec celles de la mer, M. Argand montre la nécessité d'admettre, pour les unes comme pour les autres, une translation ou dérive le long du rivage ou de l'obstacle, toutes les fois que le déferlement est oblique. L'importance de cette dérive augmente à mesure que diminue la distance à l'obstacle, et elle est d'autant plus grande que l'angle d'incidence est plus aigu ; elle provoque un étirement et, dans certains cas, un tronçonnement des plis.

Dans le cas particulier des Alpes occidentales la dérive est déterminée d'une part par la forme générale en arc de cercle de l'obstacle, d'autre part par les multiples sinuosités de la bordure de cet obstacle ; c'est pourquoi les zones tectoniques externes, en particulier la zone houillère, présentent des variations très accusées dans le resserrement et l'étirement de leurs éléments.

M. Argand met en relation avec ces notions de déferlement contrarié et de dérive la virgation qui embrasse une grande partie de l'arc occidental et qui se manifeste par les faisceaux de plis du Pelvo d'Elva, de la Vanoise et du Valsavaranche.

M. Argand arrive en second lieu a admettre un rétrécissement de l'hémicycle hercynien, qui a dû se produire après le paroxysme des plissements alpins et il explique ainsi, soit le coude assez brusque que dessinent les plis alpins dans la région de Lanzo, soit la trace festonnée des racines dans les zones internes entre la Stura di Valle et la Doria Riparia, soit le faisceau de plis transversaux qui existe entre les cours inférieurs du Chisone et de la Doria Riparia.

Dans un court chapitre M. Argand montre l'importance du degré de plasticité ou de rigidité des masses plissées prises entre la poussée générale S-N et la résistance de l'hémicycle hercynien. Plus la plasticité a été grande, plus l'effet de la poussée générale a faibli pour être remplacé par ceux des poussées locales. Dans les Alpes occidentales le maximum de

plasticité s'est trouvé dans les masses profondes du flux alpin, le maximum de rigidité dans les massifs hercyniens.

Tout en admettant, avec MM. Termier et Boussac, que la formation des Alpes est due à la poussée au N de la masse des nappes austro-alpines et des Dinarides, M. Argand considère que la formation de l'arc austro-alpin et celle de l'arc des Alpes occidentales comportent une indépendance évidente ; ces deux systèmes de plis se relaient, l'un ayant son avancée maximale au S de la trouée qui sépare les massifs de la Bohême et de la Forêt-Noire, le second ayant son maximum d'ampleur en face de l'intervalle compris entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc d'une part, des Vosges et du Morvan de l'autre. La formation des nappes penniques par déformation plastique ayant absorbé certainement beaucoup plus d'énergie que celle des nappes austro-alpines par déplacement rigide, il est difficile de faire découler le premier phénomène du second. La relation entre la poussée du faisceau austro-alpin et le développement de l'arc des Alpes occidentales peut être définie, d'après M. Argand, comme suit : tandis que le talus hercynien des Alpes occidentales faisait partie d'une circonvalation de l'ancienne Eurasie, il existait un promontoire de l'Indo-Afrique qui se prolongeait au N et à l'W jusqu'aux Dinarides et aux massifs cristallins qui constituent les nappes des Alpes orientales et jusqu'à la ligne Ivrée-Savone. Ce promontoire, en poussant au NW, a déterminé la formation des nappes penniques ; son bord externe n'étant pas parallèle à la circonvalation dans laquelle il tend à s'emboîter, il s'en est suivi un dévelopement décroissant vers l'W des nappes austro-alpines et dans les Alpes occidentales de multiples irrégularités, en particulier des étirements très accentués là où la poussée du promontoire dinarique se produisait avec une direction oblique sur la bordure du talus hercynien.

Après ces poussées qui ont fait déborder le massif dinarique sur les plis alpins, sont intervenus des affaissements de la bordure interne des Alpes, qui ont déterminé le redressement ou même le renversement des racines. Ces affaissements ont eu comme second effet de faire remonter les magmas sous-jacents dans la zone comprenant le faisceau radical alpin et la bordure externe des Dinarides, et de provoquer dans cette zone la formation d'une série de batholithes néogènes.

Parlant de la répartition des zones stratigraphiques, telles qu'elles furent définies par M. Haug, M. Argand constate que le géosynclinal valaisan correspond à la fois aux nappes

préalpines inférieures et aux trois plis couchés du Simplon, tandis que le géanticlinal briançonnais se trouve dans la région frontale de la nappe du Grand Saint-Bernard et que le géosynclinal piémontais commence dans le jambage normal de cette nappe, comprend l'enveloppe de la nappe du Mont Rose et s'étend jusque dans le jambage inférieur de la nappe de la Dent Blanche. Dans la partie frontale de celle-ci apparait le géanticlinal du Dolin; entre celui-ci et le géosynclinal canavésan il n'est plus possible de reconstituer la configuration mésozoïque, vu l'érosion des dépôts de cette époque. Le géosynclinal canavésan, bordé au S par le géanticlinal lombard, qui représente la mâchoire S de l'étau, a été le point de départ de plusieurs nappes préalpines et austro-alpines.

Ainsi les deux nappes du Grand Saint-Bernard et de la Dent Blanche correspondent à deux géanticlinaux mésozoïques et le profond synclinal qui les sépare a été précédé par un géosynclinal; la nappe du Mont Rose est née au sein de ce dernier avec un retard notable sur les deux nappes qui l'encadrent, retard dû à l'éloignement des deux branches de l'étau enserrant la zone alpine.

Dans la zone pennique la nappe du Grand Saint-Bernard est certainement l'élément principal et les plis du Simplon peuvent être envisagés comme ne représentant que des digitations inférieures développées presque in situ à sa base. De même la nappe du Mont Rose représente un foisonnement tardif, provoqué par la poussée de la seconde grande nappe pennique, celle de la Dent Blanche.

Partant du point de vue que les nappes penniques sont l'élément primordial dans le ridement alpin, M. Argand admet pour celui-ci les phases suivantes:

1° Mouvement principal de la nappe du Grand Saint-Bernard, qui fait jaillir du géosynclinal valaisan les nappes préalpines inférieures, tandis que sa propre couverture s'étale de façon à former la zone du Niesen, celle des Aiguilles d'Arves, les nappes de l'Embrunais.

2° Mouvement principal de la nappe de la Dent Blanche et de nappes plus élevées qu'elle transporte sur son dos, mise en place des nappes préalpines supérieures.

3° Formation d'une part des nappes du Mont Rose et du Simplon, d'autre part écrasement des massifs hercyniens et formation des nappes helvétiques (Diablerets, Wildhorn).

4° Formation des plis parautochtones et exhaussement des massifs hercyniens.

En se basant sur divers arguments, M. Argand établit que

le ridement de la Téthys en géosynclinaux et géanticlinaux a dû commencer déjà dans le Paléozoïque. Il s'est formé alors des rides peu accentuées en surface avec des géanticlinaux exondés en petite partie seulement, mais le plissement fut certainement plus accentué en profondeur. Puis, avant la fin des temps primaires, la dénudation des deux zones bordières s'accentue et une importante accumulation se fait dans les sillons du géosynclinal, en sorte que la région axiale du géosynclinal piémontais conserve seule une profondeur notable à l'époque du Trias inférieur. Grâce à cette accumulation la plasticité augmente en profondeur dans l'aire géosynclinale, tandis que les régions exondées du N et du S deviennent relativement rigides. Ainsi se sont individualisées les deux branches de l'étau et la région intermédiaire, qui peut être considérée comme une région hercynienne non exondée et dans laquelle est né le faisceau des nappes helvétiques.

Pendant le Mésozoïque l'aire géosynclinale s'est affaissée en se rétrécissant ; en même temps les géanticlinaux existant dans son sein se sont accentués progressivement, s'élevant jusqu'à se rapprocher de la surface de la mer ou même à la dépasser par moments et devenant ainsi le siège de sédimentations néritiques. Ces plis avaient certainement une forme incurvée, déterminée par la forme de l'hémicycle externe, sans qu'il y ait parallélisme absolu. L'arc austro-alpin d'une part, l'arc pennique de l'autre, se sont développés, en s'étendant latéralement à partir de leur transversale de mouvement principal.

Après que, à l'époque nummulitique, le géosynclinal piémontais a été couvert par d'énormes accumulations détritiques, le paroxysme tertiaire est intervenu, se manifestant en trois phases, comme cela a été indiqué plus haut. Puis, après la fin de l'Oligocène, l'effort tangentiel s'est continué avec beaucoup moins d'énergie jusqu'à nos jours avec des maxima alternant avec des phases de rémission. Ces alternances expliquent les cycles d'érosion préglaciaires et glaciaires, en relation avec des phases d'exhaussement du faîte structural alpin. Un maximum important se place probablement dans le Pontien et a déterminé le charriage du Flysch marginal sur la Molasse ; un autre maximum a contribué au rajeunissement de la topographie préglaciaire.

La notice de M. Argand comporte deux planches : sur l'une sont figurées une série de coupes montrant le développement tectonique des zones alpines à ses divers stades, depuis le Carboniférien jusqu'à l'Oligocène ; la seconde plan-

che comprend deux cartes à petite échelle, dont la première est destinée surtout à faire ressortir l'effet du déferlement contrarié sur l'allure des plis, dont la seconde donne une image d'ensemble de l'arc pennique et de l'arc austro-alpin. A ces deux cartes sont jointes deux figures schématiques représentant l'une le déferlement contre un rivage de forme simple, l'autre le déferlement à l'intérieur de l'hémicycle des Alpes occidentales.

En 1915 la Société géologique suisse a excursionné pendant trois jours dans la **région de Zermatt**. M. E. Argand (**61**), qui dirigeait l'excursion, nous en a donné un compte rendu, comportant une description sommaire de la région. Il parle d'abord de la nappe du Grand Saint-Bernard, telle qu'on la voit entre Staldén et Zermatt, avec le synclinal couché de Saint-Nicolas, qui sépare deux digitations frontales et contient des dépôts triasiques et, au-dessus de Randa, une belle série normale comprenant des orthogneiss et des schistes injectés, des paragneiss associés à des micaschistes et des amphibolites, des schistes métamorphiques carbonifériens, des quartzites permiens, des quartzites, des dolomies et des schistes lustrés du Trias. Cette série est surmontée par la nappe de la Dent Blanche.

A propos de la seconde journée, M. Argand décrit le panorama du Cervin au Weisshorn vu du Riffelberg, montrant l'extension de la nappe de la Dent Blanche et l'extrême complication de son soubassement, dans lequel apparaissent, dans la région du Cervin et du glacier de Zmutt, les multiples digitations de la série de la Valpelline, puis le pli couché du Mont Rose, qui, s'enfonçant dans le dos de la nappe du Grand Saint-Bernard, y a suscité un puissant pli en retour, puis un grand faisceau d'écailles détachées du flanc normal de la nappe du Grand Saint-Bernard sous le pli en retour, qui depuis les environs de Zermatt se suit jusque dans le Val Tournanche.

Décrivant le trajet du Riffelberg au Görnergrat et au Hohthäligrat, M. Argand parle des multiples digitations frontales qui accidentent dans cette région le front plongeant de la nappe du Mont Rose.

Enfin, dans un dernier chapitre, M. Argand donne divers renseignements, du reste très sommaires, sur la géologie du vallon de Trift et de la région voisine.

Cette notice est complétée par une liste des publications intéressant la région parcourue.

M. G. Henny (**70**) a complété sur certains points les notes

qu'il avait publiées en 1915 avec M. M. Lugeon sur la zone du Canavese et la **limite alpino-dinarique.** Rappelant que la zone du Canavese peut être considérée comme la zone de racines de la nappe rhétique et de celle des Préalpes médianes, il constate d'autre part que, dans le prolongement oriental de cette même zone, près du lac de Côme, on trouve des sédiments incontestablement dinariques.

Pour expliquer la présence ici de ces formations, M. Henny croit devoir admettre qu'un grand anticlinal, l'anticlinal insubrien, dont le cœur est formé par la zone dioritique d'Ivrée et le jambage septentrional par les formations dinariques de la zone du Canavese, suit la limite alpino-dinarique et que par conséquent les racines des nappes austro-alpines sont comprises aussi dans la zone du Canavese.

Cette zone montre une inflexion brusque de sa bordure méridionale dans la région de lac de Côme, où les couches dinariques ont localement une direction N S. A l'E du lac de Côme la zone du Canavese s'élargit en relation avec un abaissement longitudinal rapide de tous les axes. Plus à l'E encore la limite alpino-dinarique passe au S des schistes d'Edolo ; elle est marquée par une écaille de couches de Grœden et de schistes du Werfénien, au S de laquelle se développe un grand anticlinal, prolongement de l'anticlinal insubrien. Ensuite la limite alpino-dinarique se perd momentanément dans le massif de l'Adamello ; elle se retrouve au Monte Sabbione, où elle est brusquement infléchie vers le N.

De ce qui précède il découle d'abord que l'intrusion de la masse tonalitique de l'Adamello est postérieure aux plissements alpins, ensuite que, à l'E de l'Adamello, la poussée principale a dû se faire localement de l'E à l'W, cette anomalie étant probablement en relation avec l'existence vers le N d'un ancien massif situé à peu près sur l'emplacement de la Basse-Engadine.

Après avoir exposé quelques idées générales sur le prolongement de la zone du Canavese dans les Alpes orientales, M. Henny reprend la théorie du traîneau écraseur de M. Termier pour l'amender. Il admet, avec M. Termier, une phase dans laquelle la bordure septentrionale de la zone dinarique, entraînée par une poussée vers le N agissant superficiellement, a recouvert par chevauchement son avant-pays alpin, sur lequel elle a agi comme un traîneau écraseur. Puis, la poussée agissant plus profondément, des nappes de plus en plus profondes se sont développées. Enfin, pendant une dernière

phase, la région au S des racines des nappes s'est plissée à son tour, donnant naissance en particulier au grand anticlinal insubrien et la bordure interne des Alpes, s'est redressée, renversée, et a finalement chevauché sur la limite alpino-dinarique.

D'autre part, M. G. Henny (**69**), après une nouvelle série d'observations dans la zone du Canavese, a maintenu absolument son point de vue, contrairement aux idées émises récemment par M. Argand et par M. Staub. Pour lui la zone du Canavese n'est nullement déviée au NE à partir de la vallée de la Maggia ; elle passe de Losone, avec une direction W E, au S de Bellinzone et au col du Jorio. Les calcaires de Contra, que M. Staub attribue à tort à cette zone, font partie d'un complexe de faciès nettement pennique, qui se retrouve dans le bas du Val Mesocco, à Castione et Castaneda.

La zone du Canavese ne peut être considérée que comme la racine des nappes alpines supérieures, à laquelle s'ajoute vers le S l'anticlinal insubrien. Celui-ci est représenté au Jorio par une voûte typique de gneiss et ne peut par conséquent pas être considéré comme une racine.

Alpes grisonnes.

M. R. Staub (**76**) a résumé dans une courte notice les grands traits de la géologie de la **Haute-Engadine** et du **Val Poschiavo.**

Il rappelle que l'on peut distinguer dans cette région les six nappes suivantes :

1° La nappe de Suretta, qui recouvre les Schistes lustrés du Splügen et dont les roches cristallines s'avancent jusque dans le Bergell et s'enfoncent vers l'E sous la masse du Trias et des Schistes lustrés de l'Avers. A ces schistes sont associées les ophiolithes qui prennent un énorme développement dans la région du Bergell et se suivent de là jusque dans le Val Malenco et le Val Poschiavo.

2° La nappe rhétique, dont le cœur gneissique apparaît entre Muretto et Fex et se continue par le S du massif de la Bernina jusque dans le Val Poschiavo. Le Cristallin de cette nappe correspond à la série de la Maloja ; il est recouvert par une série imbriquée de Trias et de Lias du type des Schistes lustrés, sur laquelle se superposent d'abord un puissant complexe de roches ophiolithiques, puis des schistes jurassiques et des radiolarites. Les formations sédimentaires manquent dans la partie S de la nappe rhétique, d'où elles ont été arrachées par les nappes sus-jacentes.

3° La nappe de Sella, formée de schistes de Casanna mêlés à des monzonites et des banatites et de calcaires dolomitiques du Trias.

4° La nappe d'Err, à laquelle appartiennent les granites et les schistes de Casanna du Piz Corvatsch, du massif d'Err et de l'Albula avec les dolomites et les schistes liasiques qui les recouvrent.

5° La nappe de la Bernina, dont le cœur est formé par une grande diversité de roches endogènes avec une épaisseur relativement faible de schistes cristallins, et qui comprend en outre des schistes noirs probablement carboniériens et des grès du Verrucano. M. Staub a constaté des signes évidents de ridements hercyniens, antérieurs à l'intrusion des roches granitiques dans le corps de cette nappe, et il admet que le Cristallin de la Bernina formait au début du Mésozoïque un seuil séparant les domaines de la mer helvétique-pennine et de la mer austro-alpine.

La couverture sédimentaire de la nappe de la Bernina comprend le Trias du Piz Alv, des brèches rouges et des schistes du Lias.

6° La nappe du Languard, qui se soude vers le S avec la précédente et qui s'enfonce vers l'E sous les formations sédimentaires de Gessi et de Sassalbo.

Les deux nappes de la Bernina et du Languard ont été affectées dans la région du col de la Bernina et du Val Poschiavo par des plissements transversaux qui les ont enchevêtrées.

En terminant, M. Staub cherche à déterminer la place qu'occupent ces six nappes grisonnes dans l'ensemble des nappes alpines. Il remarque d'abord que le dos de la nappe de la Bernina forme vers le S une vaste voûte qui, du Val Malenco, se prolonge vers l'W par le Tessin septentrional, le Mont Rose et le Grand Paradis, vers l'E dans les Hohe Tauern. La racine fortement redressée de cette même nappe se raccorde vers l'W avec la zone d'Ivrée, tandis que celle de la nappe rhétique trouve son équivalent dans les gneiss de Sesia, ce qui permet d'homologuer la nappe rhétique avec la nappe de la Dent Blanche.

M. Staub admet d'autre part que les schistes du Prætigau représentent l'enveloppe décollée de la nappe rhétique ; il considère aussi comme dérivant de cette grande unité tectonique les écailles mésozoïques du Schams et de l'Avers.

Enfin, M. Staub considère que les nappes austro-alpines inférieures ont pris une extension vers le N très considérable et qu'il faut leur rattacher les nappes des Klippes

du Prættigau, ainsi que le prolongement de celles-ci vers l'W.

M. R. Staub (**77**) a complété d'autre part son étude détaillée du **massif de la Bernina,** en la poursuivant à l'E de la ligne du Piz Rosegg, du Piz Sella et du Piz Corvatsch jusqu'aux vallées de Poschiavo et de Pontresina. Dans cette région, c'est la puissante nappe granitique de la Bernina qui représente l'élément principal, formant toute la surface depuis les environs de Saint-Moritz et de Pontresina jusqu'aux sommets de la Bernina et du Palü ; mais on retrouve au-dessous d'elle vers le S, les nappes de Sella et rhétique, la nappe d'Err faisant seule défaut, et, au-dessus d'elle, apparaît un élément nouveau, la nappe du Languard. Enfin, à la base de tout ce système, se trouve la zone des serpentines du Val Malenco.

Cette dernière zone, formée presque exclusivement de serpentines dans la région orientale du massif de la Bernina, comprend par contre des types très variés de cette roche, les uns formés presque uniquement d'antigorite, les autres contenant des reliques, tantôt de diallage, tantôt de harzbourgite ou d'augite. Ces serpentines dérivent de diverses péridotites, dont l'intrusion a été certainement posttriasique. Dans les serpentines apparaissent de nombreux gisements d'asbeste.

Cette zone, qui prend une grande importance dans le versant S du massif de la Bernina, entre les vallées de Malenco et de Poschiavo, s'enfonce au N sous les gneiss de la nappe rhétique (série de la Maloja). La serpentine contient par places de grandes enclaves de Trias métamorphisé et souvent aussi des écailles de gneiss, provenant de la nappe susjacente. Theobald, trompé probablement par l'abondance de l'erratique, a figuré sur sa carte des roches gabbroïdes de cette zone jusque dans le Val Orse, où elles n'existent certainement pas.

Les nombreux phénomènes de contact qui ont pu être observés, démontrent avec certitude que l'intrusion des roches péridotiques a agi profondément, soit sur les dolomites triasiques qui les accompagnent, soit aussi sur les gneiss de la nappe rhétique. Les serpentines du Val Malenco appartiennent donc, au moins dans leur partie supérieure, à la nappe rhétique et occupent dans le jambage renversé de cette nappe une position stratigraphique correspondant à celle des ophiolithes de la Haute-Engadine et de l'Oberhalbstein dans le jambage normal de cette même nappe. Cette constatation nous amène à admettre que les serpentines du Val Malenco

sont plus jeunes que les premiers recouvrements survenus dans les Alpes orientales, mais plus anciennes que la formation des nappes penniques et que le développement principal des nappes austro-alpines.

Il paraît du reste certain que les serpentines du Val Malenco, qui remplissent la zone synclinale intercalée entre la nappe rhétique et la nappe de Suretta, appartiennent pour la plus grande partie à la couverture normale de cette dernière; elles reposent sur une importante bande de calcaires du Trias et de schistes liasiques, qui recouvre les schistes cristallins de Lanzada. Les affleurements les plus démonstratifs à cet égard se trouvent au Monte Motta, au-dessus du Val Malenco ; ces affleurements correspondent exactement à ceux de Roticcio dans le Bergell. Ainsi la nappe de Suretta se prolonge jusque dans le massif de la Bernina ; dans la région de Lanzada son dos est incurvé en un anticlinal accusé déjà reconnu par Théobald, dont l'axe s'abaisse rapidement vers l'E.

Quant à l'intrusion des roches basiques en question, il semble logique d'admettre qu'elle s'est faite sous la base des nappes austro-alpines en voie de formation, profitant du broyage et de l'imbrication intenses provoqués par le charriage de ces nappes dans les zones supérieures de la série pennine recouverte. Les roches intrusives ont ainsi couvert la série pennine sur une grande largeur, correspondant à ce qui a formé ensuite la nappe rhétique et la nappe de Suretta ; elles se sont insinuées aussi dans la série sédimentaire de ces nappes, soit entre les dolomites triasiques et les schistes jurassiques, soit dans l'intérieur de ceux-ci. Elles sont enracinées, au moins en grande partie, dans la partie septentrionale de la zone d'Ivrée et du Tonale. La tectonique de ces roches basiques a été successivement compliquée d'abord par la formation des nappes rhétique et de Suretta, puis par l'entraînement au N, sous les nappes austro-alpines remises en mouvement, soit des ophiolithes, soit de parties de la nappe rhétique, enfin par des replissements très compliqués des ophiolithes avec les éléments contigus. A l'W du Val Poschiavo les ophiolithes dessinent un anticlinal très accusé, qui se prolonge vers l'E dans la voûte des Hohe Tauern et vers l'W dans celle du Mont Rose et du Grand Paradis.

La nappe rhétique, si puissamment développée vers l'W, subit à partir du Fextal un amincissement extrêmement rapide ; elle n'a bientôt plus qu'une puissance de 300 à 100 m. et se compose d'une zone basale de gneiss tout semblables à

ceux de la Maloja, puis d'une succession d'écailles de gneiss, de Trias et de Lias. Elle se suit par le versant S de la Cima di Musella et du Corno delle Ruzze jusque vers le Prese dans le Val Poschiavo, en s'abaissant rapidement vers l'E à l'approche de cette vallée, conformément à ce qui se passe pour les ophiolithes sous-jacentes.

Vers l'E et le N la nappe rhétique s'enfonce partout sous la nappe de Sella, qui est caractérisée par de gros amas de roches monzonitiques, englobés dans des schistes de Casanna typiques. Sur cette série cristalline se superpose, entre le haut Val Fex et le Col de Sella, une mince zone de sédiments mésozoïques, qui disparaît plus à l'E, comme si là les deux nappes de Sella et d'Err se confondaient ; cette fusion paraît du reste probable, la nappe d'Err diminuant très rapidement d'importance, soit vers le S, soit vers l'E. On peut donc admettre que les deux nappes font partie d'une même grande unité tectonique, la nappe de Sella sensu lato, d'autant plus que les schistes cristallins de l'une et de l'autre sont à peu près identiques et que les roches intrusives, quoique nettement différentes dans la nappe de Sella et la nappe d'Err, peuvent fort bien se rattacher à un même centre éruptif.

La nappe de Sella sensu lato comprend en première ligne des alternances multiples de schistes cristallins divers, gneiss, micaschistes, phyllites, quartzites etc..., parmi lesquels prédominent des schistes à mouscovite et chlorite et des phyllites graphitiques. Cet ensemble correspond exactement à ce qu'on est convenu d'appeler « Schistes de Casanna ». Dans ces schistes sont englobées des roches monzonitiques variées, dont M. Staub a déjà publié la description détaillée (voir *Revue pour 1915*) et qui sont spécialement concentrées dans une zone inférieure ou méridionale, depuis la Cima di Musella par le Corno delle Ruzze à la Motta d'Urr (nappe de Sella sensu stricto). Les roches amphiboliques sont en partie intensément mylonitisées ; elles sont recoupées abondamment par des roches filoniennes aplitiques et lamprophyriques ; elles contiennent de nombreuses enclaves des schistes encaissants et ont déterminé dans ceux-ci des actions métamorphiques très nettes.

Plus au N, dans la région du Val d'Orse, les schistes de Casanna contiennent des masses de roches granitiques mylonitisées, qui correspondent aux granites de la nappe d'Err.

Les sédiments mésozoïques font à peu près complètement défaut dans cette partie de la nappe de Sella.

Cette nappe, qui s'intercale partout entre la nappe rhétique

et la nappe de la Bernina, s'enfonce rapidement sous cette dernière vers le NE. Le plan de chevauchement sur la nappe rhétique est très net depuis le Corno delle Ruzze, par la Motta d'Urr jusqu'en amont du lac de Poschiavo, vers Viale.

Toute la région comprise entre cette ligne et le Val di Verona est formée par les schistes de la nappe de Sella et on n'y trouve aucune trace de la nappe rhétique, contrairement à l'opinion de M. Cornelius. D'autre part les schistes cristallins des bords du lac de Poschiavo se rattachent pétrographiquement à ceux de la nappe de Sella et, comme ceux-ci, ils se moulent sur la zone imbriquée de Trias qui termine vers le haut la nappe rhétique, ainsi au S du Passo Canciano. Ces schistes du lac de Poschiavo se raccordent donc par-dessus l'anticlinal des ophiolithes et de la nappe rhétique du Passo Canciano et de la Prese avec ceux du Corno delle Ruzze et de la Motta d'Urr et représentent la racine de la nappe de Sella. Cette constatation très importante amène à placer la racine de la nappe de la Bernina dans la zone du Brusio.

La nappe de la Bernina, recouvrant la nappe d'Err vers l'W et celle de Sella vers le S, s'enfonce au N et à l'E sous la nappe du Languard ; elle s'étend sur tout le territoire compris entre Saint-Moritz et Pontresina au N, le Piz Surlej et le Piz Rosegg à l'W, le Piz Zupo au S, le Piz Palu et le Piz d'Arlas à l'E. Son épaisseur est considérable et formée pour la plus grande partie de roches intrusives variées. Ces roches comprennent d'abord tout un groupe de diorites, qui passent d'une part aux syénites, de l'autre aux gabbros, qui présentent des variations très étendues et semblent se rattacher à un type voisin de l'essexite ; par places des relations étroites existent entre ces roches dioritiques et des roches banatitiques-monzonitiques.

Toutes ces roches ont subi un métamorphisme, qui consiste essentiellement en une saussuritisation des plagioclases, en une chloritisation des micas et des amphiboles et une ouralitisation des augites. Une véritable mylonitisation n'apparaît qu'à la base de la nappe, près du plan de chevauchement, mais là elle est très profonde.

Les roches filoniennes sont très abondantes dans la nappe de la Bernina et comprennent tous les types transitoires entre les spessartites et les aplites. M. Staub cite toute une série de ces roches, entre autres d'intéressantes paisanites, qui apparaissent sur divers points et prennent une assez grande extension aussi bien dans les roches dioritiques que dans les granites.

La nappe de la Bernina comprend encore en très grande quantité des monzonites et surtout des banatites, qui ne se distinguent guère de celles de la nappe de Sella que par une mylonitisation beaucoup moins généralisée. Ces roches sont recoupées par de nombreux filons, qui comprennent des porphyrites dioritiques, des porphyrites banatitiques, des diabases, des spessartites, des alsbachites, des plagiaplites, des banatiteporphyres. Les banatites et les monzonites, reliées entre elles par des termes de passage le sont également, soit avec les diorites, soit avec les granites voisins.

Ces derniers comprennent d'abord un type relativement riche en chaux et se rapprochant des diorites, qui contient encore une amphibole verte et, en proportion importante, de la biotite et des plagioclases saussuritisés. Mais on trouve aussi des granites francs, blancs ou rosés, formés de microperthite, d'orthose, de quartz et de biotite. Il s'y associe par places, surtout sous forme de filons, des syénites ; d'autre part les granites sont recoupés par de nombreux filons de quartzporphyres, ou plus exactement de quartz-kératophyres, d'aplites, de diabases riches en alcalis.

Quand aux relations qui existent entre ces divers magmas intrusifs, M. Staub a pu se convaincre que les banatites-monzonites sont partout plus jeunes que les diorites-essexites, et qu'il en est de même pour les syénites et les granites. D'autre part il a démontré que les monzonites-banatites sont plus vieilles que les granites ; mais toutes ces roches doivent être considérées comme des produits de différenciation d'un même magma fondamental, qui doit être intermédiaire entre les monzonites et les essexites. En relation avec ces faits M. Staub fait remarquer que les banatites, les monzonites, les essexites, sont accumulées dans les parties profondes ou radicales de la nappe, où font défaut les produits plus différenciés, les gabbros et les granites.

La répartition de ces diverses roches est la suivante : les diorites sont concentrées dans la région SW du massif depuis le Piz Surlej par le Piz Misaun, le Piz Rosegg et le Piz Bernina jusqu'au Piz Zupo et au Piz Argient ; les banatites se trouvent dans la région du glacier de Morteratsch et du Piz Pers ; les granites apparaissent à l'E de cette zone au Piz d'Arlas et au Piz Chalchagn, au Piz Palu et près du Pizzo di Verona ; ils prédominent ainsi dans la partie périphérique de la masse endogène.

A l'E de la ligne hameau de Bernina-Piz Cambrena apparaît sur les granites une importante série schisteuse, formée

d'alternances multiples de schistes variés et rappelant beaucoup les schistes de Casanna de la nappe de Sella, dont elle se distingue surtout par la présence dans les schistes d'amas de granites mylonitisés. L'auteur appelle ces formations série de Carale. La partie supérieure de ces schistes de Carale comprend des schistes argileux noirs, qui semblent appartenir au Carboniférien, puis, plus haut, vient d'abord un dépôt de conglomérats granitiques et d'arkoses métamorphisées, qui représentent probablement le Verrucano et qui supportent un ensemble de schistes et de grès rouges associés à des quartzites. Ce dernier complexe supporte les calcaires du Trias moyen et peut donc être homologué avec le Buntsandstein. Dans son ensemble la série de Carale prend une grande extension entre le Pizzo di Verona et le haut Val Poschiavo ; elle forme le massif du Carale et s'étend de là vers le N à l'E du Munt Pers jusqu'à la vallée de Pontresina.

Au contact avec les roches endogènes la série cristallophyllienne montre les signes les plus caractéristiques de refusion et d'injection, en sorte que l'intrusion du magma endogène dans les schistes ne fait aucun doute. Ce fait est encore confirmé par la présence, en pleine roche intrusive et sur différents points du massif de la Bernina, d'importantes enclaves schisteuses. D'autre part les quartzkératophyres de la région orientale, qui ne sont que des produits effusifs du foyer granitique, traversent de toute part la série cristallophyllienne et contiennent des inclusions de Verrucano. L'âge de la grande intrusion de la nappe de la Bernina paraît donc être permien, ou peut-être stéphanien.

Passant à l'étude tectonique de la nappe de la Bernina, M. Staub commence par examiner la question très importante d'une intervention de plissements prétriasiques dans cette tectonique. Il trouve la démonstration de ces plissements dans l'existence au Pizzo Carale d'un vaste synclinal de schistes cristallins dirigés du S au N et fermé à l'W, qui ne se répercute ni dans les filons de porphyres qui recoupent ces schistes, ni dans la masse endogène voisine du Piz Palu et qui par conséquent ne peut dater que de la fin de la période carboniférienne ou du commencement de la période permienne. En relation avec ces faits, il faut admettre que la discordance bien connue du Trias sur le Cristallin dans le Heutal, au-dessus de Celerina et au Val del Fain sont le fait aussi de plissements hercyniens.

En second lieu le fait que la mylonitisation est intense dans les roches granitiques de la série de Carale, tandis

qu'elle est très localisée dans les roches endogènes du cœur de la nappe, montre qu'il y a eu mylonitisation avant l'intrusion principale. En troisième lieu la nappe de la Bernina, étant une partie charriée de la zone d'Ivrée, a dû comme celle-ci, subir les plissements hercyniens qui ont été dûment constatés. Enfin la nature conglomératique du Verrucano parle clairement en faveur de plissements prépermiens.

Il a donc dû exister une importante chaîne hercynienne de la Bernina, qui s'étendait au moins sur tout le domaine des nappes austro-alpines inférieures et dont l'intrusion des roches endogènes des nappes de la Bernina et de Sella a été la suite naturelle.

Si l'on considère que la limite entre les facies helvétique-pennin d'une part, austro-alpin de l'autre, correspond à peu près à la nappe de la Bernina, on doit admettre que le massif hercynien de la Bernina, qui a subi pendant la fin du Paléozoïque et le Mésozoïque d'importantes érosions, et a contribué tout particulièrement à alimenter les sédiments détritiques du Permien et du Trias, a formé une barre entre deux bassins de sédimentation distincts. D'autre part la zone limite entre la région de ces plis hercyniens et le territoire pennin non plissé, qui était en même temps la zone limite entre les facies pennins et austro-alpins, est devenue le siège des premières grandes poussées alpines et des énormes intrusions ophiolithiques qui ont accompagné ces poussées.

Le chevauchement de la nappe de la Bernina sur les nappes de Sella et d'Err est remarquablement net dans le versant occidental du massif de Surlej, dans le haut du Val Rosegg et de là jusqu'à la Fuorcla Sella ; plus à l'E on le retrouve au S du Piz Argient et au Pizzo di Verona ; il est marqué par une zone de roches mylonitisées, sous lesquelles apparaissent des calcaires triasiques. Les roches intrusives de la nappe de la Bernina s'amincissent rapidement vers l'E dans la région du Pizzo di Verona et disparaissent finalement tout à fait, en sorte que, dans le versant oriental de cette sommité, les schistes de Carale avec leurs amas caractéristiques de granite et leurs filons de porphyre reposent sur les schistes de Casanna de la nappe de Sella, dont ils sont séparés seulement par une zone imbriquée comprenant des écailles de Verrucano et de Trias, restes probables d'un jambage renversé. Une superposition toute semblable se retrouve plus au NE vers le front du glacier du Palu.

Mais à partir de là vers l'E la nappe de la Bernina se confond en une seule zone de schistes de Carale avec la nappe

sus-jacente du Languard. Le synclinal de Trias et de Lias du Piz Alv, qui sépare si nettement ces deux nappes plus au N, s'effile vers le S et disparaît définitivement au col de Cambrena, en sorte qu'il faut considérer les nappes de la Bernina et du Languard comme deux digitations d'une même grande unité tectonique, dont on suit la partie radicale par la région de Cavaglia, puis par le versant oriental du Val Poschiavo jusque dans le soubassement du Sassalbo. Là apparaît une nappe plus élevée encore, celle du Corno di Campo.

Toutes les nappes du massif de la Bernina s'enfoncent rapidement à l'E à l'approche du Val Poschiavo et cet enfoncement est compliqué par des plis N S particulièrement nets entre le Pizzo di Verona et le Val Poschiavo, prolongement probable de ceux du Pizzo Carale décrits plus haut.

La nappe du Languard, qui prend un beaucoup plus grand développement vers l'E, empiète sur le massif de la Bernina, d'une part entre Pontresina et Saint-Moritz, où elle plonge fortement vers la vallée de l'Inn pour se relever ensuite vers le N, dessinant ainsi un synclinal enfoncé dans la nappe sous-jacente, d'autre part dans la région du Col de la Bernina.

Dans cette dernière région les relations entre les deux nappes de la Bernina et du Languard sont beaucoup compliquées par l'intervention de plissements transversaux, dirigés N S, qui font que la base de la nappe du Languard est redressée verticalement et que les schistes de Carale de la nappe de la Bernina se déversent vers l'E en plusieurs anticlinaux sur des synclinaux du Trias de la zone d'Alv. Ces plissements, très nets dans l'arête orientale du Piz d'Arlas, se continuent soit au N, puis au NE, dans la direction du Piz d'Alv, soit au S, puis au SSE par le versant oriental du Pizzo Carale et le massif du Cornicelo jusque dans la région de Poschiavo. Les racines des nappes austro-alpines ayant toutes été dûment constatées au S, il ne peut s'agir que de mouvements secondaires, appartenant à une dernière phase des poussées alpines et dus probablement à des heurts, qui se sont développés dans les deux nappes de la Bernina et du Languard, lorsquelles ont buté contre la nappe de la Silvretta. Le fait que les poussées principales dans toute cette région des Alpes se sont faites du S au N ne peut faire aucun doute et n'est nullement atteint par les observations que MM. Trümpy, Spitz et Dyhrenfurth ont faites plus à l'E. Les arcs rhétiques de MM. Spitz et Dyhrenfurth ne sont qu'un accident local dans le gigantesque phénomène des poussées S N, qui a édifié la tectonique alpine.

Dans son chapitre de conclusions M. Staub insiste sur le fait que, comme le massif de la Dent Blanche, celui de la Bernina est formé par un empilement de nappes d'origine méridionale. Il montre que la plongée longitudinale des nappes vers l'E, accidentée d'abord par les plissements transversaux du Piz d'Arlas, est localement interrompue, à l'W de la ligne du Cornicello au hameau de la Bernina, par un ensellement transversal, qui s'étend jusqu'au Morteratsch et au Palu et qui se continue au S jusque dans la région des racines à la Vetta di Ron.

Parlant de la limite entre les facies pennin et austro-alpin, M. Staub admet que les schistes cristallins qui forment actuellement les nappes austro-alpines ont été d'abord plissés en chaînes hercyniennes, puis injectés par d'abondantes masses intrusives, deux caractères qui font défaut aux schistes des nappes pennines. A ce point de vue la nappe de Sella est encore austro-alpine, tandis que la nappe rhétique est pennine. Pour les formations postcarboniférienne la limite entre les facies pennin et austro-alpin est la même, quoique la série mésozoïque des nappes de Sella et de la Bernina montre encore certains caractères pennins.

Les nappes de Suretta et rhétique sont donc pennines, les nappes de Sella et de la Bernina sont austro-alpines. Des prolongements de ces deux systèmes de nappes se retrouvent bien plus au N dans la fenêtre de la Basse-Engadine sous forme d'écailles arrachées et entassées au-dessous des nappes de Campo et de la Silvretta. Il en est de même dans la fenêtre des Hohe Tauern. Enfin il semble qu'on ne peut attribuer qu'à la nappe de la Bernina les granites rouges et verts qui forment la base de la nappe des Klippes du Rhätikon ; celle-ci doit donc être considérée comme un lambeau arraché de la nappe de la Bernina et entraîné au N sous les nappes de Campo et de la Silvretta jusque sur les formations helvétiques. Cette conclusion doit forcément se généraliser à l'ensemble de la grande nappe des Préalpes et des Klippes, qui doit donc rentrer dans le système des nappes austro-alpines inférieures. Quant à la nappe de la Brèche des Préalpes, que M. Lugeon est tenté de considérer comme plus profonde que la nappe préalpine, elle devrait être homologuée avec la nappe rhétique. La notion des nappes lépontines distinctes ne peut que disparaître ; il n'existe en réalité que trois systèmes de nappes : helvétique, pennin et austro-alpin.

Enfin l'énorme charriage vers le N d'éléments des nappes pennines et austro-alpines inférieures explique tout naturel-

lement l'abondance dans le Flysch et la Molasse subalpine d'éléments pétrographiques caractéristiques de ces masses charriées.

Dans une troisième publication M. R. STAUB (**78**) a exposé la conception à laquelle il est arrivé de la tectonique générale des Alpes du SE de la Suisse.

Il commence son exposé par une description de la zone au plongement fortement redressé de Bellinzona, dans laquelle il distingue les éléments suivants du N au S :

1° Les gneiss de Claro qui font partie de la racine de la nappe de l'Adula et qui comprennent surtout des orthogneiss à deux micas avec des inclusions de roches amphiboliques diverses et de schistes micacés granatifères. Tandis que dans le Tessin ces gneiss s'incurvent progressivement, de façon à plonger au S, dans le Val Mesocco ils forment un anticlinal aigu déjeté au S par-dessus les gneiss de Roveredo.

2° Les marbres d'Algaletta Castaneda, qui comprennent soit des calcaires purs, soit des formations riches en grenat, en phlogopite et en pyroxène, et qui rappellent beaucoup certains types profondément métamorphisés des Schistes lustrés. L'épaisseur de ce complexe atteint 60 à 70 m. près d'Algaletta, mais elle varie extrêmement.

3° Les gneiss de Roveredo, épais de 250 m. à peine dans la vallée du Tessin, s'enflent brusquement jusqu'à une largeur de trois kilomètres dans le Mesocco inférieur. Ils sont partout fortement redressés, plongeant au S dans la vallée du Tessin, au N plus à l'E. Pétrographiquement ils comprennent surtout des gneiss à deux micas avec des bandes de paragneiss granatifères et des filons d'aplites et de pegmatites. Ces filons sont en relation avec une injection abondante, analogue à celle qui a affecté toutes les zones situées plus au S.

4° Les marbres de Castione constituent une zone très importante, épaisse de 700 m., qui forme tout le versant S du Monte di Loga au N de Castione, puis se retrouve plus à l'E au S de San Vittore et Roveredo, mais avec une épaisseur beaucoup moindre, et paraît se continuer dans la direction de la Bocchetta di Stagno. La roche principale de ce complexe est un marbre riche en silicates très variés, produit d'une injection aplitique-pegmatitique dans un sédiment marneux ou calcaire. Quelques bancs d'amphibolites sont intercalés dans cette série. A ces calcaires sont associées par places des roches quartzitiques, micacées, prenant une structure cornéenne et des schistes micacés granatifères. Tout cet

ensemble sédimentaire doit être considéré comme un équivalent stratigraphique des Schistes lustrés. Ils correspondent exactement, sauf leur injection plus intense, aux Schistes lustrés des environs de Mesocco, et les amphibolites qui se mêlent à eux sont l'équivalent des Schistes verts des nappes pennines.

5° Les gneiss d'Arbedo correspondent à une zone d'injection maximale ; ce sont des gneiss à biotite, rubannés ou veinés, contenant des bandes de paragneiss et de schistes micacés, qui rappellent nettement certains complexes cristallins de la série de la Maloja (nappe rhétique). Les roches amphiboliques sont abondantes dans la partie méridionale de la zone. Ces gneiss d'Arbedo montrent une infinie variété de schistes injectés et de produits de résorption et, d'après l'importance de ces phénomènes, il faut admettre que tout leur complexe a été intimement imprégné par un magma aplitique, soit par injection pneumatolitique, soit par refusion.

Les gneiss d'Arbedo forment une zone large de 2 à 2,5 kilomètres entre le bas de la vallée de la Moesa et le Val d' Arbedo ; ils plongent verticalement dans leur partie septentrionale, s'enfoncent au N près de leur bordure méridionale. Vers l'E on les retrouve dans le haut du Val Traversagna.

Entre les gneiss d'Arbedo et les schistes cristallins de Bellinzona s'intercale une zone discontinue de lentilles calcaires marmorisées, qui passe par Tabio, le versant droit du Val d'Arbedo et les huttes d'Abbionasca.

La zone cristalline de Bellinzona, qui vient ensuite, est caractérisée par l'abondance des roches amphiboliques, qui apparaissent en amas ou en filons de toutes dimensions ; elle comprend à côté de gneiss et de schistes micacés normaux, des schistes à sillimanite et des gneiss granatifères avec disthène et sillimanite, ainsi que des lits minces de calcaires marmorisés. On retrouve ici tous les signes d'une injection aplitique intense. Du reste le caractère pétrographique général rappelle de façon frappante celui de la zone d'Ivrée ; les péridotites et les serpentines ne font pas défaut ici.

La zone de Bellinzona est divisée en deux par une importante bande de marbres, qui rappellent ceux de Castione et sont en général accompagnés de roches amphiboliques. Ces roches, qui passent par la ville de Bellinzona, se retrouvent vers l'E dans le Val Tabio et le haut du Val Traversagna ; les marbres et les micaschistes qui alternent avec eux doivent

appartenir à un seul et même complexe sédimentaire, qui a subi une forte injection. Les deux parties de la zone de Bellinzona séparées par cette bande calcaire se distinguent par la quantité relative des roches amphiboliques, qui est beaucoup plus grande dans la partie N que dans la partie S; dans cette dernière ce sont les gneiss qui prédominent de beaucoup. Vers le S les gneiss de Bellinzona se terminent par une zone fortement mylonitisée, qui se trouve au contact de la zone des lacs. De ces roches mylonitisées mais non injectées on peut suivre le passage graduel aux schistes injectés situés plus au N dans le bas du Val Morobbia, tandis que plus à l'E, dans la région du Jorio et du Corno di Gesero on voit s'intercaler entre ces deux types de schistes un énorme coin de tonalite.

La nature éruptive de cette tonalite a déjà été reconnue par Studer en 1850; elle ressort clairement des inclusions schisteuses comprises dans la roche, comme de l'enrichissement en amphibole des schistes encaissants aux abords de la tonalite; elle est démontrée aussi par la structure de la roche, qui rappelle absolument celle des tonalites de la Valteline et de l'Adamello.

La tonalite du Gesero est formée essentiellement de quartz, de plagioclase, d'amphibole et de biotite, auxquels se mêlent de la titanite, du zircon et de l'orthite; tous ces minéraux contrastent par leur remarquable fraîcheur avec ceux des roches granitiques anciennes des Alpes. La structure est nettement magmatique et la tonalite ne présente aucun signe de cataclase.

Ces tonalites, qui ne forment au-dessus de Melirolo dans le val Morobbia qu'une bande étroite, s'élargissent rapidement et atteignent leur plus grande importance dans la région culminante du Corno di Gesero et de la Cima di Cugn; de là, elles se poursuivent, avec une largeur réduite, jusqu'au N du lac de Côme, où elles se soudent avec les tonalites de la Valteline, ou, plus exactement, du massif de Disgrazia.

La tonalite est recoupée par de nombreux filons d'aplite et de pegmatite, ainsi que par de grosses veines d'une roche granitique, qui se retrouve dans la même zone, soit à l'E, soit à l'W. Le foyer granitique, duquel est partie la formidable injection qui a affecté les schistes cristallins du Tessin méridional est donc relié aux roches granitiques et aplitiques qui recoupent la tonalite. L'injection dans son ensembles est plus jeune que la tonalite.

Au S de la zone de Bellinzona, apparaît une bande étroite de dolomites et de cornieules triasiques, qui n'est du reste pas continue et fait défaut entre autres dans le bas du val Morobbia et à l'E du Jorio. Ces affleurements représentent le prolongement occidental du Trias austro-alpin de Dubino ; ils séparent la zone de Bellinzona des schistes cristallins très uniformes, micacés et gneissiques, du puissant complexe qui forme la zone des lacs insubriens.

Examinant l'âge des formations diverses qui constituent ces différentes zones à l'E de la vallée du Tessin, M. Staub arrive à la conclusion que les schistes cristallins des zones de Claro, de Roveredo, d'Arbedo, de Bellinzona et des lacs sont certainement prétriasiques, et, au moins en partie, précarbonifériens, tandis que les calcaires marmorisés des zones de Castaneda, de Castione, de Tabio et du Jorio sont mésozoïques et correspondent par conséquent à des synclinaux écrasés. Les bancs calcaires intercalés dans les schistes de Bellinzona sont, par contre, des interstratifications normales dans le milieux encaissant et doivent donc être considérés comme paléozoïques. Toutes ces formations ont été affectées par une injection intense, qui s'est manifestée d'une façon tout à fait indépendante des lignes tectoniques et qui, par suite, ne peut qu'être postérieure à la dernière grande phase orogénique des Alpes, qui a redressé ici toutes les racines. Cette injection est du reste en relation génétique intime avec l'intrusion du granite de Melirolo et de la tonalite du Gesero, qui est elle-même une dépendance de la tonalite, oligocène d'après Cornelius, du massif de Disgrazia. D'autre part, des galets provenant des roches intrusives oligocènes et des schistes injectés se trouvent dans la Nagelfluh subalpine du versant S, qui sont en tous cas plus anciennes que le Sarmatien. On est donc justifié à admettre que les grandes intrusions et injections tertiaires du Tessin moyen se sont produites dans l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur.

Quant aux relations tectoniques des diverses zones considérées, M. Staub montre que les schistes cristallins de Claro sont la racine de la nappe de l'Adula, que les schistes des lacs insubriens appartiennent à la base des Dinarides, que, par conséquent, les racines de toutes les nappes comprises entre l'Adula et l'Ortler doivent se placer entre la zone de Claro et celle du Jorio.

Ceci établi, M. Staub passe à l'étude du pays de nappes qui forme les Grisons du S ; il commence par montrer que

les deux plis couchés du Molare et de l'Adula ne sont que deux digitations d'une même nappe, dont les Schistes lustrés du Lugnetz représentent la couverture. La nappe de l'Adula, par contre, est séparée de celle, sus-jacente, de Tambo par une zone de Trias, qui se suit par Mesocco et Chiavenna jusque vers Bondo dans le val Bregaglia, tandis que le synclinal du Splügen, qui sépare les nappes de Tambo et de Suretta, se termine au N de Soglio, ce qui permet de supposer que ces deux nappes se réunissent en une même racine. Elles sont raccordées à cette racine par un bombement anticlinal déjeté au S, qui fait émerger une dernière fois vers l'E les gneiss sous les Schistes lustrés vers Lanzada dans le val Malenco.

Les nappes de Suretta et rhétique sont séparées par une masse considérable de Trias, de Schistes lustrés et de Schistes verts, qui se suit au S jusque dans la partie orientale du massif de Disgrazia et le Val Malenco, tandis que les gneiss de la nappe rhétique forment une zone continue depuis le Septimer et la Maloja jusqu'à la région au S de Poschiavo, où ils se raccordent avec leur racine redressée ; celle-ci se suit facilement de là vers l'W jusqu'au Val Masino.

M. Staub montre ensuite que, si le Cristallin de la nappe rhétique ne se trouve plus de façon continue au N du Septimer, on en constate des lentilles jusque dans l'Avers et le Schams et que la zone imbriquée triasique-liasique du Fextal, que supporte le Cristallin rhétique, se prolonge manifestement dans les écailles ou nappes du Schams. Les nappes du Schams font donc partie de la nappe rhétique et on peut en dire autant de la puissante série schisteuse qui, de la Haute-Engadine, se continue par l'Oberhalbstein jusqu'à la Lenzer Heide et probablement jusque dans le Prættigau. Ainsi, la nappe rhétique, dont la racine redressée existe entre le Val Poschiavo et le Val Masino, prend une importance inattendue ; elle est du reste nettement distincte d'éléments tectoniques qui ont été confondus sous le même nom et qui ne sont en sommes que des écailles arrachées de leurs racines, ainsi la nappe rhétique de Zyndel dans l'Oberhalbstein, pour laquelle M. Staub propose le nom de nappe de Platta et la nappe dite rhétique de la Todalp près de Davos.

La nappe de Sella, qui recouvre la nappe rhétique, repose constamment jusqu'aux abords du lac de Poschiavo sur des terrains mésozoïques, qui, de là vers l'W, forment une limite très nette entre le Cristallin rhétique et le Cristallin de la racine de la nappe de Sella. Cette racine est donc bien dis-

tincte et se suit du lac de Poschiavo vers l'W par la Cima Vicma jusque vers le Buglio dans le versant N de la Valteline. Par contre, la séparation des nappes de Sella, d'Err et de l'Albula ne se poursuit pas au S jusque dans la région des racines, en sorte que ces trois nappes doivent être rattachées à une seule et même zone radicale.

Entre les nappes d'Err et de la Bernina, M. Staub retrouve un synclinal mésozoïque qui se suit, il est vrai d'une façon discontinue, jusqu'au S du Piz Rosegg et du Piz Argient ; il a constaté des lambeaux importants de cette même zone synclinale plus au S encore, au Pizzo Canciano et dans le versant S du Monte-Canale, donc jusqu'en pleine région des racines. Cela permet d'envisager avec certitude la zone cristalline de Brusio comme la racine de la nappe de la Bernina, qui reste distincte de celle de la nappe de Sella-Err au moins jusqu'au Val Masino ; de là vers l'W, ces deux racines semblent se confondre.

Les nappes de la Bernina et du Languard se confondent vers le S déjà avant d'atteindre le Val Poschiavo et le synclinal mésozoïque du Sassalbo, qui sépare les nappes du Languard et du Campo, cesse à l'E du lac de Poschiavo ; les trois nappes de la Bernina, du Languard et de Campo proviennent donc de la même racine, qui correspond à la zone de Brusio.

Les schistes cristallins de Campo s'étendent vers l'E jusque dans la région de Livigno, de Bormio et de l'Ortler, où ils forment le soubassement normal des dolomites de la Basse-Engadine et de l'Ortler, et où ils ont été affectés avec leur couverture par les plissements qui ont donné naissance aux arcs rhétiques. Le revêtement mésozoïque de la nappe de Campo s'étend depuis les dolomites de la Basse-Engadine, en contournant par le S la nappe de Silvretta, par l'Albula et les Alpes de Bergün, jusque dans le soubassement du Lenzerhorn et au Weisshorn de Parpan. D'autre part, il paraît certain que les calcaires de Dubino, à l'entrée de la Valteline, appartiennent à la même couverture triasique de la nappe de Campo.

Parlant du récent travail qu'ont publié MM. Spitz et Dyhrenfurth et dans lequel ces messieurs envisagent les plis hémicirculaires observés entre l'Engadine et l'Ortler comme incompatibles avec la notion des grandes nappes austro-alpines, M. Staub montre qu'il suffit pour concilier ces deux notions en apparence contradictoires, de supposer des plissements en retour dans la région au N de l'Ortler et des pous-

sées locales EW en relation avec le bombement de la Basse-Engadine.

Quant à la nappe de la Silvretta, M. Staub ne la rattache pas, comme beaucoup d'auteurs, à la base cristalline des dolomites de la Basse-Engadine, soit à la nappe de Campo ; il l'attribue à une nappe supérieure, à laquelle appartiendraient aussi les nombreux lambeaux de recouvrement qui se superposent aux dolomites ; il développe en faveur de cette idée divers arguments tectoniques et stratigraphiques.

Le synclinal des dolomites de la Basse-Engadine prend une importance toute particulière et justifie la séparation des nappes sous-jacentes soit les nappes austro-alpines inférieures et des nappes sus-jacentes ou nappes austro-alpines supérieures. Les premières s'enracinent dans la zone de Tonale, les secondes dans celle des schistes d'Edolo ; entre ces deux racines se suit la bande triasique de Dubino-Monte Padrio-Vezza.

D'après ce qui précède, il devient facile de raccorder les nappes grisonnes avec les zones cristallines du Tessin :

La nappe de Silvretta et de l'Oetztal correspond aux schistes d'Edolo et de la région des lacs.

Les nappes de Campo, du Languard, de la Bernina, d'Err, de Sella se rattachent à une même racine, qui correspond à la zone du Tonale et de Bellinzona.

La nappe rhétique dans son sens large s'enracine dans la zone d'Arbedo.

La nappe digitée de Suretta-Tambo correspond à la zone de Roveredo.

La nappe digitée d'Adula-Molare correspond aux gneiss de Claro.

Poussant plus loin son argumentation, M. Staub arrive à établir que les Alpes calcaires luganaises et leur soubassement cristallin de la zone des lacs, attribués généralement aux Dinarides, ne sont pas autre chose que la racine des nappes austro-alpines supérieures, racine qui a été redressée, puis renversée, lorsque la résistance à la poussée est devenue trop forte au N. Il revient ainsi à une interprétation très analogue à celle qu'a donnée, il y a bien des années déjà, M. Termier.

Ainsi, le faisceau des nappes austro-alpines supérieures devient la nappe dinarique, qui comprend à la fois les Alpes calcaires de Bavière et les Alpes calcaires du Sud et qui, comparativement à toutes les autres nappes, devient un élément énorme.

En terminant, M. Staub cherche à prolonger ses zones radicales vers l'W. Il montre d'abord, contrairement à l'opinion de M. Henny citée plus haut, que ce sont non les calcaires du Jorio, mais ceux de Tabio qui se prolongent dans le Canavese, tandis que les calcaires du Jorio se retrouvent à Ornovasso au bas du val d'Ossola, et il conclut nécessairement de ces raccords longitudinaux que c'est la zone d'Ivrée qui correspond à la racine des nappes austro-alpines inférieures, ce qui est du reste confirmé par des analogies pétrographiques étendues.

M. Staub raccorde ensuite la racine rhétique par la zone d'Arbedo avec les gneiss de Sesia, ce qui l'amène à identifier la nappe rhétique avec la nappe de la Dent Blanche, puis la nappe de Suretta-Tambo avec la nappe du Mont Rose, enfin la nappe de l'Adula avec les nappes du Saint-Bernard et du Simplon. Il trouve la confirmation de ces raccords géométriques dans l'étude comparative des caractères pétrographiques et stratigraphiques des nappes à l'E et à l'W du Tessin. Il montre la continuité de la zone de culmination des nappes depuis le Val Poschiavo jusqu'au Mont Rose et fait ressortir la symétrie des ensellements transversaux de le Dent Blanche et de la Basse-Engadine. Enfin M. Staub met en lumière la relation qui existe entre le redressement de la zone radicale et le soulèvement de la zone de culmination d'une part, l'intrusion de masses granitiques et tonalitiques dans la zone radicale, d'autre part. Les injections aplitiques-micropegmatitiques qui ont affecté intensément les zones radicales de Claro, Arbedo et Bellinzona, ainsi que la mise en place des tonalites du massif de la Disgrazia et du Gesero sont donc nettement postérieures à la poussée au N des nappes penniques et austro-alpines.

Ajoutons, en terminant, que M. Staub a complété son exposé par l'élaboration d'une carte tectonique au 1 : 250 000, qui permet de suivre avec une grande facilité son argumentation.

A l'occasion de la réunion de la Société helvétique des Sciences, à Coire, M. Chr. Tarnuzzer (**79**) a fait un exposé sommaire de la géologie de l'Engadine, d'après les derniers travaux publiés, particulièrement d'après l'étude faite par MM. Spitz et Dyhrenfurth.

M. D. Trümpy (**80**) a soumis à une nouvelle revision détaillée la région particulièrement compliquée du **Rhæticon occidental.** Après avoir fait ressortir l'influence qu'a exercée sur le développement des nappes de charriage de cette région

le rapide enfoncement longitudinal du massif de l'Aar, il rappelle qu'on peut distinguer dans le Rhæticon, de bas en haut : 1° la nappe du Säntis, 2° l'écaille du Fläscherberg méridional, 3° la nappe du Falkniss, 4° la nappe de la Sulzfluh, 5° la nappe rhétique, 6° des lambeaux des nappes austro-alpines inférieures, 7° la nappe austro-alpine supérieure ou nappe de Silvretta; en outre les puissants complexes des Schistes du Prættigau et du Flysch du Vorarlberg s'intercalent entre les nappes helvétiques et la nappe du Falkniss.

Après avoir rappelé sommairement la tectonique du Fläscherberg, élément détaché par l'érosion de la nappe du Säntis, M. Trümpy aborde l'étude de la nappe austro-alpine inférieure dans le versant droit de la vallée du Rhin. Il montre que cette nappe, qui chevauche au N sur le Flysch du Vorarlberg, s'enfonce au S en un synclinal aigu dans le Flysch de la région de Triesen, puis l'encapuchonne et le recouvre, pour s'étendre finalement au S, par l'arête du Heupiel, par-dessus la nappe du Falkniss. De celle-ci elle est séparée d'abord par une zone de broyage avec éléments rhétiques et préalpins, puis par une écaille de Trias austro-alpin.

Parlant ensuite de la nappe du Falkniss, M. Trümpy constate d'abord que le complexe formé de schistes divers et de brêches polygéniques, qui affleure au-dessus de Balzers, n'appartient pas au Flysch comme on l'a cru, mais à l'Oxfordien-Argovien; ces couches forment le cœur d'un front de pli couché de Malm, élément le plus avancé de la nappe du Falkniss, auquel appartiennent comme jambage supérieur le Malm, le Tithonique et le Néocomien de la Mittagspitz. Ce pli externe est limité au S par un synclinal rempli de Néocomien, qui descend du Mittelhorn vers Guscha et qui englobe, à la Rothspitz, plusieurs coins synclinaux d'Urgonien, de Gault et de Couches rouges. L'enveloppe crétacique du front de la nappe du Falkniss s'étend depuis le versant occidental du Schafboden jusqu'au Badtobel et à Im Wang au S de Triesen, où il comporte diverses complications.

Au S du synclinal se développe un grand anticlinal couché de Tithonique et de Malm qui s'enracine dans le Glecktobel au-dessus de Luciensteig; là le Malm s'enfonce au S en deux pointes synclinales dans le Flysch du Prättigau. Le Néocomien qui couvre le jambage normal de ce pli, se continue au SE dans le soubassement du Falkniss jusqu'au Fläscherfürkli, tandis que le Tristelkalk et le Gault sus-jacents forment sous le sommet du Falkniss un synclinal fermé au S, que chevauche directement l'Oxfordien-Argovien de la base d'un nouvel

anticlinal couché, celui du Falkniss. Ce dernier ne possède que des lambeaux de jambage renversé et, dans le haut du Fläscherthal, on voit à sa base le Trias chevaucher sur le Tithonique du pli sous-jacent. Son jambage normal est par contre très bien visible entre le Falkniss et la Grauspitz, où il comprend le Tithonique, le Néocomien et les calcaires du Tristel; il se suit de là jusqu'au Tschingel, où n'existe plus, il est vrai, qu'une série laminée de Jurassique et de Crétacique inférieur, sur laquelle se superpose une dernière écaille de la nappe du Falkniss, tandis qu'au-dessous d'elle apparaît le bord radical, laminé aussi, du pli du Glecktobel.

Tandis que le Tithonique de l'anticlinal du Falkniss forme une charnière frontale régulière dans la paroi N de l'arête du Falkniss et de la Grauspitz, les formations crétaciques de sa couverture ont été entraînées beaucoup plus loin au N par-dessus la digitation inférieure de la nappe du Falkniss et plissées de façon beaucoup plus compliquée. C'est ainsi qu'elles forment plusieurs replis dans la chaîne du Plasteikopf et qu'il faut leur attribuer des paquets de Gault enfoncés dans les Couches rouges le long de l'arête reliant le Plasteikopf au Rappenstein et enfin un lambeau de recouvrement nageant sur les Couches rouges au N du Rappenstein et comprenant tous les termes de la série crétacique.

Enfin les hauteurs du Tschingel et du Heuberg sont formées par une écaille supérieure de la nappe du Falkniss, qui s'enfonce au N sous le Trias de la Hornspitz; entre ces deux unités s'intercale encore une lame mince de formations crétaciques, dont un lambeau subsiste au sommet même du Tschingel, dont d'autres parties se trouvent au voisinage de la Grosse Furka.

M. Trümpy décrit ensuite la région extrêmement compliquée qui comprend les parties supérieures des vallées de Samina et de Gamperdona avec les sommités du Gorvion et des Schafälpler, de la Hornspitz et de la Strahlegg. Il montre d'abord que les formations crétaciques de la nappe du Falkniss non seulement s'enfoncent brusquement à l'E sous les formations austro-alpines, mais présentent en outre des signes évidents de plissements transversaux NS. Il distingue ensuite dans la région austro-alpine quatre écailles fondamentales, qui sont séparées les unes des autres par des zones de broyage, formées d'éléments divers des nappes préalpines et rhétiques et qui comportent en partie encore des imbrications internes; ces éléments sont de haut en bas :

1° L'écaille du Heupiel qui, outre sa masse principale, com-

prend une lame inférieure formée de Muschelkalk et de couches de Partnach. Cette écaille qui, comme nous l'avons vu déjà, forme toute la partie NW du Rhæticon, s'enfonce au S jusqu'au fond de la vallée de Samina, où elle pénètre en coin entre les deux digitations supérieures de la nappe du Falkniss.

2° L'écaille de la Nossspitz et du Fundelkopf, qui recouvre la précédente depuis une ligne passant à peu près par Bludenz, la Mondspitz et le Mättlerkopf. A l'E de la haute vallée de Samina cette écaille triasique forme les hauteurs des Schafälpler, où affleure une série normale de Muschelkalk, de couches de Partnach, de calcaire de l'Arlberg et de couches de Raibl; puis cette série s'insinue, en s'effilant, jusqu'au Bettlerjoch, entre une zone de broyage d'éléments préalpins et rhétiques et la nappe sus-jacente.

3° L'écaille du Gorvion, qui comprend deux lames triasiques distinctes, séparées par des formations rhétiques, qui forme les hauteurs du Gorvion et qui se prolonge à l'E de la vallée de Gamperdona jusqu'à l'E de Sankt Rochus. Vers son extrémité méridionale cette écaille s'appuie directement sur les replis supérieurs de la nappe du Falkniss par suite de l'effilement des éléments austro-alpins sous-jacents.

4° L'écaille de la Scesaplana, qui coupe la vallée de Montafon en amont de Bludenz, forme les deux versants de la vallée de Brand, puis s'étend au SW sur les hauteurs du Blankuskopf, des Schildwächter et de la Hornspitz. Son bord radical s'appuie entre la Hornspitz et la Scesaplana directement sur la nappe du Falkniss. Au SE de la vallée de Brand et au N de la Scesaplana un synclinal déjeté de Jurassique sépare cette digitation frontale d'un pli plus interne, qui prend son principal développement dans le massif de Zimba.

M. Trümpy cherche ensuite à faire ressortir les caractères généraux de la tectonique du Rhæticon. Il établit d'abord que le Flysch du Vorarlberg et de Triesen, qui a été charrié passivement au N avec les formations crétaciques de la nappe du Säntis est tout à fait indépendant du Flysch du Prättigau, qui représente l'enveloppe d'une ou plutôt de plusieurs des nappes cristallines des Grisons et qui a joué un rôle actif dans le charriage des nappes.

La nappe du Falkniss, qui se superpose à ces deux masses distinctes de Flysch et comporte trois digitations principales, a subi après la formation de celles-ci une seconde phase de plissement, qui a fait que ses digitations se sont pénétrées réciproquement. En même temps les dépôts crétaciques des

parties frontales des plis ont été entraînés au N, souvent à de grandes distances.

La nappe de la Sulzfluh ne prend que très localement de l'importance dans le Rhæticon occidental, ainsi au N du Rappenstein. Quant à la nappe rhétique, ses éléments n'apparaissent jamais qu'avec une puissance très réduite dans les zones de broyage qui supportent les écailles austro-alpines.

Dans les écailles austro-alpines M. Trümpy remarque particulièrement l'entraînement au N qu'ont subi les étages supérieurs du Trias et le fait que les écailles ou bien s'effilent vers le S, comme celle de la Nossspitz, ou bien se terminent par un synclinal aigu comme celles du Heupiel et du Gorvion. Il insiste sur l'importance des zones de broyage formées d'éléments crétaciques de la nappe du Falkniss, de calcaires de la Sulzfluh, de radiolarites et d'ophiolithes de la nappe rhétique, qui existent partout à la base des écailles austro-alpines et se prolongent fort loin au N. Quant à la position de ces écailles austro-alpines dans l'ensemble de la tectonique des Alpes calcaires septentrionales, les écailles du Heupiel et de la Nossspitz correspondent aux nappes de l'Allgäu, celle de la Scesaplana à la nappe du Lechtal. Ces éléments ne sont du reste tous que des digitations d'une nappe à racine unique, située probablement dans la zone des schistes du Tonale.

Partant ensuite de la plongée axiale des éléments tectoniques du Rhæticon vers l'E, M. Trümpy montre que cet abaissement se concentre surtout sur certaines zones transversales, celles du Val Samina et du Val Gamperdona, tandis qu'ailleurs la plongée est faible ou nulle, ou peut même localement devenir inverse. Le long du versant occidental du Val Samina des plis transversaux, conséquence de la plongée axiale brusque, sont nettement dessinés dans les couches supérieures de la nappe du Falkniss et dans la base de l'écaille du Heupiel.

Pour expliquer la tectonique du Vorarlberg occidental, M. Trümpy est obligé d'admettre, en tenant compte d'un grand nombre de faits que je ne puis indiquer ici, les quatre phases de dislocation suivantes:

1° La phase austro-alpine, pendant laquelle, sous l'effort d'une poussée SE-NW, s'est faite la mise en place des nappes austro-alpine et rhétique et de la nappe de la Sulzfluh, tandis qu'au-dessous d'elles s'ébauchait la nappe du Falkniss.

2° La première phase pennique, pendant laquelle, portées

par les nappes penniques poussant vers le N, toutes les nappes supérieures ont déferlé sur le Flysch du Vorarlberg. C'est alors que se développa la nappe du Falkniss, que la nappe austro-alpine commença à se digiter et que les nappes rhétique et de la Sulzfluh furent mylonitisées.

3° La phase helvétique, correspondant à la poussée principale des nappes helvétiques.

4° La deuxième phase pennique, pendant laquelle les nappes helvétiques ont déferlé sur la Molasse, tandis que la nappe austro-alpine s'est imbriquée au point que nous connaissons.

Dans la partie stratigraphique de sa description, M. Trümpy commence par signaler quelques faits nouveaux concernant le Jurassique et le Crétacique de la nappe du Säntis. Il décrit en particulier deux coupes à travers le Crétacique moyen des gorges de l'Ill. Dans les gorges septentrionales le Gargasien est développé exactement comme dans l'Alvier et au Drusberg avec un niveau fossilifère de Luitere très caractéristique. Dans les gorges méridionales l'Urgonien est recouvert directement par les couches de Gams ; celles-ci supportent des grès glauconieux correspondant aux grès de Grisi, que recouvre un grès grumeleux, tout semblable au niveau de Durchschlägi et qui contient entre autres *Douvil. mamillatum* et *Saubertiella micheliana*.

A propos du Flæscherberg M. Trümpy donne deux coupes prises à travers l'écaille jurassique, qui en forme l'extrémité SE. Il voit là, contrairement à l'opinion de Lorenz, une série normale, nettement différente du Jurassique supérieur de la nappe du Säntis et de celui de la nappe du Falkniss.

M. Trümpy a repris aussi la question, si longtemps discutée, des **Schistes du Prättigau**. Il admet qu'il s'agit d'une série compréhensive, dans laquelle, vu l'absence de critères sérieux, les délimitations stratigraphiques sont imprécises. Il distingue dans cette masse un complexe basal d'âge indéterminé, formé de calcaires gris, en bancs bien nets, qui constitue tout le versant S du Vilan jusqu'à Malans, aux gorges de Felsenbach et à Seewis. L'analogie de ces formations avec les Schistes Lustrés existant plus au S est frappante, mais rien ne permet de les attribuer avec certitude à un niveau stratigraphique précis. L'auteur serait tenté de les considérer comme appartenant à la base du Flysch.

D'autre part M. Trümpy attribue au Flysch tertiaire les formations suivantes :

1° La série du Gandawald, formée en majeure partie de

calcaires en bancs séparés par des lits argileux ou des bancs gréseux, plus ou moins riches en argile, contenant, comme l'a montré l'étude microscopique, d'une part des grains détritiques de quartz, d'autre part de petits cristaux idiomorphes de feldspath, évidemment secondaires. Ces calcaires contiennent, par places en grande quantité, des fucoïdes; ils passent localement, surtout dans leur partie supérieure, à des grès quartzeux. On trouve en outre, interstratifiés dans cette série, deux bancs principaux de conglomérats, l'un formé essentiellement d'éléments calcaires du Jurassique supérieur et du Trias, l'autre, plus élevé, polygénique avec de nombreux galets cristallins. La série du Gandawald affleure entre la terrasse de Seewis et le sommet du Vilan.

3° M. Trümpy décrit ensuite sous le nom de grès du Buchberg un ensemble de grès arkoses, de brèches calcaires et de calcaires sableux, qui affleure sur l'arête NE du Vilan et qui de là s'étend d'une part vers l'E jusqu'à Guora au N de Seewis, d'autre part au NW jusqu'au Buchberg. Les mêmes formations se retrouvent dans les pentes de la Jeninser Alp entre le Vilan et Jenins. Les grès du Buchberg contiennent des lithothamnies (*Lith. nummulitiucum* Gümbel) et de nombreux foraminifères: Nummulites, Orthophragmines, Globigérines, etc.

3° Sur les grès du Buchberg s'appuie au NE un complexe, auquel M. Trümpy donne le nom de Couches de l'Aebigrat, et qui rappelle par son facies la série du Gandawald. Il comprend un ensemble de schistes argileux surtout abondants à la base, de calcaires compacts en bancs, de couleur claire, et de calcaires marneux et schisteux. Il contient de nombreuses traces de vers, des Fucoïdes en abondance et, comme rareté, des Nummulites. Cet ensemble de couches affleure tout le long de l'Aebigrat, se continue jusqu'au Hoch Furnis, puis apparaît de nouveau sur l'arête qui sépare le Glecktobel de Fadella.

4° Enfin M. Trümpy envisage comme terme supérieur du Flysch une série de schistes et de grès grossiers quartzeux, qu'il dénomme schistes de Ganey et qu'il a suivie depuis les pentes au N de Ganey, par la Flæscher Alp jusque dans l'arête au S du Glecktobel. Le Flysch de Ganey est célèbre, depuis l'étude qu'en a faite Heer, par sa richesse en fucoïdes; dans les grès qui y sont intercalés on trouve des globigérines et des nummulites; parmi ces dernières, M. Trümpy croit pouvoir reconnaître un échantillon de *Num. variolarius*.

L'ensemble des formations décrites comme Flysch paraît,

d'après les données paléontologiques recueillies, appartenir à l'Eocène et, peut-être en partie, à l'Oligocène. M. Trümpy n'a trouvé aucun argument en faveur de la présence de dépôts crétaciques et il considère comme peu convaincaints les faits avancés en faveur de cette présence par différents auteurs. Il admet une transgressivité directe de l'Eocène sur le Lias, après érosion de formations jurassiques et crétaciques.

En terminant ce chapitre M. Trümpy fait ressortir les analogies qui existent entre la série du Prättigau d'une part, la série de la zone du Niesen et les Schistes lustrés des Alpes françaises au N du Drac et de l'Isère d'autre part.

Quant aux Flysch de Triesen et du Vorarlberg ils sont nettement indépendants du Flysch du Prättigau par leurs aractères soit tectoniques, soit stratigraphiques.

M. Trümpy consacre ensuite un important chapitre à la stratigraphie de la **nappe du Falkniss.** Il commence par une brève description des seuls affleurements triasiques connus, qui se trouvent sur le versant occidental du Gleckkamm, et qui comprennent des alternances de gypse, de schistes noirs ou verts et de bancs dolomitiques.

La série jurassique commence au Gleckkamm et, plus à l'E dans les pentes de Sanalada au-dessus de Ganey, par des schistes noirs, brunâtres, argileux, dans lesquels sont interstratifiés des bancs d'un calcaire noir-brunâtre, gréseux. Ces couches ne contiennent que fort peu de fossiles; ils ont pourtant fourni une térébratule liasique et un débris d'Harpoceras, et peuvent par conséquent être attribués au Lias.

La nappe du Falkniss ne comprend aucun dépôt attribuable au Jurassique moyen ; par contre on trouve en général au cœur des anticlinaux de Malm des schistes marneux verdâtres et en partie rouges, auxquels se mêlent, surtout vers le haut, des schistes noirs et dans lesquels sont interstratifiés des conglomérats polygéniques riches en éléments triasiques. Ces couches n'ont fourni comme fossiles que des fucoïdes, mais elles passent sans limite tranchée au Malm et leur âge oxfordien paraît très probable.

Le **Malm** proprement dit commence par des couches de calcaire schisteux, gris, plus ou moins argileux contenant des bancs de calcaires siliceux, puis, l'enrichissement en carbonate de chaux s'accentuant vers le haut, la masse principale du Malm est formée par des calcaires gris, en gros bancs, rappelant beaucoup le Malm helvétique Le facies de ces calcaires suprajurassiques varie pourtant notablement, les calcaires compacts passant latéralement à des calcaires gréseux,

riches en débris d'Echinodermes et même à des brèches. Le caractère détritique s'accentue nettement du N au S. Les restes organiques trouvés dans le Malm se réduisent à peu de chose; ce sont des Aptychus, *Apt. lamellosus* et *Apt. laevis*, et quelques débris de Perisphinctes, de Bélémnites et de Cérithes. L'étude microscopique a permis en outre de constater la présence de Foraminifères, dont le plus caractéristique est *Calpionella alpina*.

Le **Tithonique** commence par un important banc de brèche polygénique, au-dessus duquel les calcaires tithoniques, gris clair, à grain fin comme le Seewerkalk, en bancs minces, riches en silex, se développent avec une épaisseur de 170 à 200 m. Près de la base de ces dernières couches apparaît une zone de calcaire organogène, riche en fossiles, contenant *Heterodic. luci* Defr., *Lima latelunulata* Boehm, *L. pratzi* Boehm, *Placunopsis tatrica* Zittel, *Plicatula strambergensis* Boehm avec une faune variée de Gastéropodes et d'Echinodermes. Cette zone rappelle beaucoup à tous égards les calcaires de la Sulzfluh. Par places, surtout vers le S, on trouve, intercalés dans le Tithonique, des calcaires spathiques et riches en quartz.

Le **Néocomien**, qui avait toujours été confondu avec le Lias, est formé essentiellement par des calcaires marneux et siliceux, rappelant le Néocomien des Préalpes. Les bancs, de couleur foncée, alternent avec des lits argileux; ils passent par places à de véritables brèches échinodermiques. A la base de la série apparaissent des alternances de schistes argileux et de calcaires oolithiques, rappelant beaucoup le calcaire de l'Oerli; vers le haut les calcaires néocomiens passent à des schistes argileux et sableux, qui passent à l'Urgonien par un enrichissement progressif en calcaire. Comme fossiles cet étage n'a fourni que des Fucoïdes et des Bélemnites: *B. pistilliformis* et *B. subfusiformis*.

L'**Urgo-aptien** est représenté par un complexe de calcaires spathiques et grenus, gris clair, contenant des bancs de silex, en gros bancs, qui en partie commencent vers le bas par une zone mince de brèche polygénique. Vus en coupe microscopique, ces calcaires apparaissent comme formés essentiellement de concrétions oolithiques et surtout de débris d'organismes, parmi lesquels les Foraminifères prédominent de beaucoup. Les fossiles les plus caractéristiques sont *Orbitolina lenticularis* et *Diplopora mühlbergi*; les Textularidés, les Rotalidés et les Miliolidés sont très abondants. Comme fossiles macroscopiques M. Trümpy ne peut signaler que *Bel.*

subfusiformis et *Rhynch. gibbsiana*. Ce complexe, qui rappelle beaucoup l'Urgonien helvétique, a été désigné par Lorenz sous le nom de **brèche de Tristel**; M. Trümpy préfère la désignation de calcaire de Tristel. Les limites de ce niveau si caractéristique ne sont tranchées ni vers le bas, ni vers le haut.

L'Urgonien passe à des grès verts, durs, riches en glauconie, formés d'un ciment calcaire, organogène et de grains de quartz. Certains bancs de ce niveau s'enrichissent notablement en calcaire, tandis que le quartz n'apparaît qu'en petite quantité. Dans d'autres couches au contraire, le ciment étant lui-même siliceux, la roche prend le caractère de véritables quartzites ; enfin les grès passent localement à de fines brèches polygéniques. Les bancs calcaires sont essentiellement organogènes et contiennent des débris très variés d'Echinodermes, de Lamellibranches, de Bryozoaires et de Foraminifères. Parmi ces derniers apparaissent des Orbitolines, malheureusement indéterminables spécifiquement ; des débris d'Inocérames et de Bélemnites n'ont pas pu être attribués à des espèces connues.

L'ensemble de ces grès, épais de 120-150 m., ne peut correspondre qu'au Gault, sans qu'on puisse préciser plus exactement son niveau; il représente probablement la série du Gargasien au Cénomanien, car il n'est séparé des Couches rouges par aucune limite tranchée.

Le Crétacique supérieur est formé surtout des calcaires fibreux, gris, jaunâtres ou rouges, contenant en abondance des Foraminifères, parmi lesquels prédominent les Globigérines et les Textilaires. Ces couches rappellent beaucoup les Couches rouges des nappes préalpines; elles comprennent, à côté des calcaires à globigérines, des schistes marneux verts, des zones enrichies en quartz et en débris de feldspath et des bancs de calcaire gris compact, semblable au Seewerkalk. Comme fossiles macroscopiques on n'a trouvé encore à ce niveau qu'un échantillon de *Cardiaster gillieroni* de Lor. et un fragment de Belemnitella.

Dans le pli couché du Gleckhorn, ces Couches rouges sont couvertes par un ensemble de calcaires marneux et de marnes, très riches en globigérines, que M. Trümpy assimile aux marnes sénoniennes de la nappe du Säntis.

Le Flysch n'apparaît que localement dans la nappe du Falkniss; il est surtout développé dans le synclinal qui sépare les deux digitations frontales au NE du Tusstobel, où il est représenté par des schistes argileux et des grès siliceux et

ocreux. Le Flysch est ici certainement transgressif reposant soit directement sur le Gault, soit sur les schistes sénoniens; il contient quelques nummulites indéterminables.

La nappe du Falkniss possède une série sédimentaire nettement distincte de toute autre, qui permet de la reconnaître là où elle existe en dehors du Rhæticon; grâce à cela M. Trümpy constate son existence tout autour du bassin du Prättigau jusque vers Parpan. Entre la Jochalp et le Schwarzhorn de Parpan elle est représentée par une succession complète de l'Oxfordien au Sénonien. Par contre des restes certains de cette nappe manquent plus au S. Dans la Basse Engadine la série du Falkniss est représentée par des calcaires urgo-aptiens que M. Paulcke a attribués au complexe des Schistes lustrés.

M. Trümpy termine ce chapitre par une étude spéciale des brèches polygéniques comprises dans la série jurassique de la nappe du Falkniss. Il décrit sommairement les roches diverses qui forment les éléments de ces brèches, qui sont:

Des granites verts tout semblables aux granites du Julier et de l'Albula.

Des diorites analogues à celles du massif de la Bernina.

Différents porphyres se rapprochant de ceux du Piz Nair.

Une porphyrite augitique appartenant au même type que les porphyrites de la nappe du Languard.

Différents types de gneiss d'origine plus douteuse, mais qui proviennent probablement des nappes austro-alpines.

Des calcaires variés et des dolomites, dont l'origine austro-alpine est vraisemblable.

M. Trümpy signale le fait intéressant que de nombreux éléments granitiques ou porphyriques portent la trace évidente d'une mylonitisation antérieure à leur gisement secondaire, ce qui démontre l'existence d'une phase de ridement importante préjurassique. Or celle-ci n'a pu se placer qu'entre le Carboniférien et le Trias.

Parmi les éléments des brèches du Falkniss les blocs de granite peuvent atteindre des volumes de plusieurs m³.; les arêtes ne sont en général que très incomplètement arrondies. Si l'on suppose déroulés les replis de la nappe du Falkniss, on constate que les gros éléments granitiques ont dû s'aligner suivant une zone dirigée du NW au SE, depuis laquelle les éléments diminuent rapidement de dimensions. En tenant compte de cette constatation ainsi que du fait que les brèches polygéniques apparaissent à plusieurs niveaux et sont recouvertes en général par des sédiments contenant une faune

récifale, sur lesquelles reposent des calcaires avec organismes bathyaux, M. Trümpy suppose que le long de la zone d'accumulation des gros blocs devait exister un géanticlinal aux flancs abrupts, qui périodiquement s'est exhaussé, puis est devenu la proie des vagues, qui en ont abaissé le faîte jusqu'à la phase d'exhaussement suivante. Quant à la place qu'occupait la ligne de faîte de ce géanticlinal relativement aux éléments constituant des nappes austro-alpines actuelles, elle est impossible à préciser, vu l'incertitude qui subsiste quant à la racine de la nappe du Falkniss.

Les lambeaux de la **nappe de la Sulzfluh** que M. Trümpy a constatés dans le Rhæticon occidental comprennent:

1° Des granites mylonitisés.

2° Les calcaires de la Sulzfluh, gris-jaunâtres, oolithiques, contenant des débris de nérinées et de lamellibranches, formant de grandes parois massives, d'âge suprajurassique.

3° Des marnes rouges à globigérines et orbulines, formant une zone peu épaisse à la base des calcaires blancs à globigérines du Crétacique supérieur.

Sur ces Couches rouges se superposent par places des alternances de marnes micacées et de grès, qui représentent peut-être le Flysch, mais qui pourraient aussi appartenir déjà à la base de la nappe rhétique.

Cette **nappe rhétique** n'apparaît dans la région étudiée par M. Trümpy que sous la forme de lames écrasées à la base des diverses digitations de la nappe austro-alpine; elle est formée essentiellement de roches basiques, en général des porphyrites plus ou moins mylonitisées, et de radiolarites, auxquelles sont associés par places des schistes argileux et des calcaires siliceux.

M. Trümpy décrit brièvement de curieuses brèches à éléments dolomitiques, qui existent spécialement au Bettlerjoch et dont l'origine et l'âge restent douteux. Puis il aborde l'étude des **formations austro-alpines** du Rhæticon, qui comprennent:

1° Des grès siliceux, rosés, du Werfénien, à la base desquels s'intercalent des conglomérats (150 m.).

2° Les calcaires virgloriens, dont le facies varie notablement. Le type le plus commun comprend des calcaires à silex, foncés, en bancs minces ondulés à la surface, qui rappellent beaucoup le facies de Reifling et sont surtout développés à la partie supérieure de l'étage. On trouve en outre dans ce même complexe des bancs de calcaires variés et des bancs dolomitiques.

Une couche intercalée dans la moitié supérieure du Virglorien a fourni divers fossiles, parmi lesquels *Encrinus liliiformis*, *Retzia trigonella* et *Terebr. vulgaris*. L'épaisseur maximale de l'étage est de 170 m.

3° Le Ladinien commence par une zone dans laquelle les calcaires de Reifling alternent avec des argiles du facies de Partnach, qui contiennent en abondance *Daonella parthanensis* Schafh. et qui ont fourni un échantillon de *Protrachyceras reitzi* Mojs., espèce typique du Ladinien inférieur.

Ensuite viennent les schistes argileux et légèrement glauconieux de Partnach, qui renferment souvent de nombreux *Bactrylium schmidii* Heer. Leur épaisseur est d'environ 80 m., mais des bancs de calcaires de l'Arlberg s'intercalent déjà dans leur partie supérieure et le passage est graduel aux calcaires noirs, en gros bancs très nets, remplis par places de coquilles silicifiées de Megalodon.

La partie supérieure du Ladinien est formée par les dolomites de l'Arlberg, dont le facies varie d'un banc à un autre, et qui localement passe à des brèches ou des cornieules. Ce niveau a été souvent attribué à tort au Hauptdolomit.

L'épaisseur totale des couches de l'Arlberg atteint 400 m.

Le Carnien, ou les couches de Raibl, ont subi des laminages si intenses qu'un profil exact n'a pu en être établi nulle part. M. Trümpy distingue dans cet étage :

1° Des calcaires variés, en partie riches en silex et foncés, en partie plaquetés avec Diplopora, en partie dolomitiques, dont font partie les Lünerschichten de Theobald.

2° Des schistes argileux, contenant des bancs de grès argilo-quartzeux avec débris végétaux (*Pterophyllum jaegeri*), qui constituent la masse principale des couches de Raibl.

3° Des marnes bigarrées gypsifères.

4° Des cornieules qui dérivent par écrasement des calcaires dolomitiques précités.

5° Des bancs de roches diabasiques accompagnées de tuffs, qui apparaissent localement dans les couches de Raibl au fond du ravin de Malbun et vers Vallorsch-Untersäss.

6° Des brèches de calcaires siliceux, associées à des bancs de silex.

Il semble que l'ordre de succession normal comprenne d'abord des calcaires foncés en bancs, puis la série principale des schistes argileux avec bancs de grès, puis une zone mélangée comprenant des calcaires à gyroporelles, des bancs

dolomitiques, des roches basiques et des argiles, enfin la couche de marnes gypsifères.

Le Hauptdolomit, qui manque dans la partie S du Rhæticon occidental, prend un grand développement plus au N, où il forme tous les sommets importants des Drei Schwestern, du Gallinakopf, de l'Ochsenkopf et du Fundelkopf.

En terminant l'étude stratigraphique des nappes du Rhæticon, M. Trümpy consacre quelques lignes à la série jurassique-crétacique de la Klippe du Grabserberg, située sur le versant occidental de la vallée du Rhin et fait ressortir particulièrement l'analogie de cette série avec celle de la nappe du Falkniss.

Dans un dernier chapitre M. Trümpy traite des formations quaternaires. Il montre que dans le Rhæticon occidental les moraines des grands glaciers du Rhin et de la Silvretta n'apparaissent plus au-dessus du niveau de 1500 m., les régions supérieures étant couvertes seulement de moraines locales.

Les glaciers locaux qui, à l'époque wurmienne, existaient sur le versant S de la ligne culminante Falkniss-Naafkopf, étant barrés par le glacier de la Silvretta, ne s'écoulaient pas par la vallée du Taschinerbach, mais, débordant par-dessus les hauteurs du Buchberg et du Kamm, descendaient vers Zenins. Lors du retrait wurmien ces glaciers ont marqué une phase très nette de récurrence. Lors du stade de Gschnitz ils descendaient dans la vallée du Taschinerbach jusqu'à Marnein, tandis que les glaciers du Vilan atteignaient Untersäss au-dessus de Jenins. Pendant le stade de Daun de belles moraines frontales ont été accumulées sur la Mayenfelder Alp.

Les vallées du versant N du Rhæticon, celles de Lavena, de Samina et de Gamperdona ont hébergé d'importants glaciers locaux, qui ont eu des fronts indépendantss dès le stade de Gschnitz.

M. Trümpy signale d'autre part la présence dans la vallée de la Landquart, en amont des gorges de Felsenbach, d'un système d'alluvions postglaciaires, qui s'élève jusqu'au niveau de 770 m. et se poursuit vers l'amont jusqu'au delà de Jenaz. Ces alluvions, qui présentent souvent la structure en delta, ont du se déposer dans un lac, créé par érosion glaciaire sélective. Il paraît probable, d'après deux anciennes tranchées d'érosion existant au S de la Cluse de Felsenbach et d'après quelques lambeaux d'alluvions, que le niveau de ce lac a dû monter avant le stade de Bühl jusqu'à 1000 m.

Enfin M. Trümpy décrit en terminant des dépôts d'allu-

vions qui existent au bas des vallées du Rhæticon, des sables du Loess qui se trouvent au S du Flæscherberg, des éboulis et des éboulements, dont les principaux se trouvent aux environs de Triesen.

M. W. Hammer (**65**) a entrepris une étude détaillée de la partie septentrionale de la **Fenêtre de la Basse Engadine**, située sur territoire tyrolien ; il a rendu compte de ses observations dans une notice assez importante, comprenant deux cartes au 1 : 25,000.

L'auteur commence sa description par un chapitre stratigraphique, qui peut être résumé comme suit :

Le **Verrucano**, représenté par un puissant complexe de schistes séricitiques passant d'une part à des phyllites, de l'autre à des quartzites, forme une zone importante de la région de Ladis dans le bassin de l'Inn jusque dans le Samnaun et le Fimbertal. A ces schistes sont associés fréquemment des grès quartzeux et des bancs dolomitiques ; ces derniers sont imprégnés à l'W de l'Inn par divers minerais de fer, de cuivre, d'antimoine et de plomb, et ils alimentent une série de sources minéralisées.

Cette zone de Verrucano, qui montre de nombreux signes d'imbrication, s'enfonce au NW sous le Cristallin de la nappe de Silvretta et recouvre les schistes de la Basse Engadine.

Le **Trias** apparaît sous forme de grosses écailles intercalées dans les schistes de la Basse Engadine, et se prête mal à une étude stratigraphique. Il comprend divers types de calcaires, des bancs dolomitiques et des schistes marneux associés à des grès. Les fossiles y sont très rares et mal conservés ; ils se réduisent à des débris d'encrines, des diplopores et des bactryles. M. Hammer décrit spécialement les affleurements triasiques du Beutelkopf au-dessus de Serfaus et du Stammer sur territoire suisse.

A proximité des gisements de Trias on trouve fréquemment des amas de gypse, qui sont très probablement pour la plupart d'âge triasique ; une partie d'entre eux ont peut-être une origine secondaire.

Le **Lias** est représenté surtout dans le Fimbertal, le Samnaun et la région d'Ardez, où il apparaît le plus souvent sous forme d'écailles. Entre l'Alp bella et le Malfragkopf il forme une paroi importante et comprend des calcaires échinodermiques, marmorisés, de couleur claire, riches en bélemnites et en brachiopodes.

M. Hammer décrit ici une série de calcaires en bancs min-

ces, au grain généralement fin, colorés très diversement en gris, vert, rouge ou violet, qui ont certainement subi un métamorphisme profond et qui apparaissent en écailles irrégulières, sans que rien permette de préciser leur âge.

Les **schistes grisons** proprement dits constituent la plus grande partie de la surface dans la région septentrionale de la fenêtre de la Basse Engadine. Les couches schisteuses ont subi une profonde recristallisation, qui a produit comme dernier terme des schistes calcaréomicacés. Les bancs calcaires sont fréquents et ont un facies assez uniforme, avec un grain fin et une teinte grise. Par places les calcaires prennent une apparence finement plaquetée; dans d'autres zones les bancs calcaires contiennent du quartz et peuvent même devenir franchement quartzitiques.

M. Hammer décrit sous le nom de « Tüpfelschiefer » un complexe de schistes calcaires et marneux, qui est particulièrement développé à la base de la Stammerspitz et se continue de là par le Mutler et l'arête qui sépare les vallées du Sampuoir et du Samnaun. Ces schistes, qui sont riches en quartz, englobent par places des bancs bréchiformes, contenant soit des grains de quartz, soit des débris de calcaires à radiolaires. Ce même complexe existe aussi dans le Stubental, mais là il a été fortement modifié par recristallisation.

Dans la série des schistes grisons s'intercalent des brèches, parmi lesquelles M. Hammer distingue un type riche en quartz et un type essentiellement calcaire-dolomitique.

Les brèches quartzifères sont constituées par un mélange de gros grains de quartz et de petits débris calcaires-dolomitiques, englobés dans une pâte profondément recristallisée; la mouscovite y est souvent abondante. Les brèches calcaires ne diffèrent guère des précédentes que par l'absence de quartz; elles contiennent parfois une quantité importante de débris échinodermiques. Dans certains bancs on a constaté des orbulines et des diplopores (*Diplopora mühlbergi* Paulcke).

Enfin on trouve, intercalées dans la partie inférieure des schistes grisons, des nappes de roches diabasiques, plus ou moins transformées en schistes verts. Le gisement le plus important de cette sorte est celui du Moudin, bien connu.

M. Hammer a cherché à jeter un peu de lumière sur la répartition de ces différents facies, qui passent du reste presque tous les uns dans les autres; il n'est arrivé qu'à un résultat très relatif.

Quant à l'âge de ces différents dépôts, les données réunies

actuellement sont très incomplètes. M. Paulcke a attribué au Crétacique les brèches calcaires et échinodermiques, en se basant sur la présence d'Orbulines, tandis qu'il a considéré comme tertiaires des brèches quartzifères à Orbitoïdes. M. Hammer arrive à la conclusion que la plus grande partie au moins des schistes gris de la Basse Engadine doivent être d'âge crétacique.

M. Hammer sépare de ces schistes gris un complexe schisteux, qui est surtout développé entre le Samnaun et le Kaunertal et qui se distingue par sa schistosité très accusée, la prédominance du facies calcaréo-vaseux et par sa coloration bigarrée. Ce sont les schistes bigarrés de MM. Schiller et Dyhrenfurth.

Quelques bancs de brèches sont intercalés aussi ici; ils sont constitués surtout d'éléments dolomitiques. L'on trouve également dans ce complexe des conglomérats à galets roulés de dolomite et de silex. Les brèches de cette série se distinguent de celles intercalées dans les schistes gris par le caractère schisteux de leur pâte, par l'absence d'éléments échinodermiques et par la présence de quartz.

M. Hammer discute longuement la question de l'âge des schistes bigarrés de la Basse Engadine, qui est rendue très difficile par l'imbrication intense des zones dans lesquelles ces formations existent. Il fait remarquer que les schistes bigarrés sont en contact fréquent soit avec le Verrucano et le Trias, soit avec les schistes gris, et qu'ils contiennent dans leurs couches bréchiformes d'abondants débris de Verrucano et de Trias; il décrit en détail plusieurs coupes pouvant fournir des indications et arrive à la conclusion que les schistes bigarrés peuvent être attribués soit au Trias supérieur et au Jurassique, soit au Crétacique supérieur et à l'Eogène. Pourtant l'hypothèse qui lui paraît la plus probable est celle qui consiste à voir dans ces dépôts une formation transgressive datant du Crétacique supérieur et qui s'est déposée soit sur un socle de Trias et de Permien abrasé, soit sur les schistes gris. Les schistes bigarrés joueraient donc ici le rôle des couches de Gosau.

Envisagées dans leurs formes tout à fait générales, les formations de la Basse Engadine dessinent une large voûte orientée du SW au NE et qui tend à s'abaisser vers le NE. Le jambage NW a une épaisseur d'environ quatre kilomètres près de Nauders, le jambage SE a une épaisseur d'environ cinq kilomètres; l'épaisseur des couches a été certainement augmentée par places par des replissements en petit.

Dans le jambage NW de cette voûte on peut constater une structure imbriquée, dans laquelle les éléments tectoniques empilés ont une tendance générale à s'effiler latéralement, de façon à constituer une sorte de structure amygdaloïde. On peut pourtant reconnaître dans la partie septentrionale de ce jambage quatre zones principales, qui se superposent au complexe basal des schistes gris; ce sont:

1° Une zone inférieure de schistes bigarrés avec bancs de Trias.

2° Une zone de schistes gris.

3° Une zone importante de Verrucano et de Trias.

4° Une zone supérieure de schistes bigarrés avec écailles de Trias, qui s'enfonce sous les gneiss de Silvretta.

Dans la région SW du territoire étudié, au N du Samnaun, on voit s'intercaler entre cette zone supérieure et le Cristallin chevauchant une bande de calcaire liasique, à laquelle viennent bientôt s'ajouter des schistes gris crétaciques, des schistes à Fucoïdes et des diabases.

M. Hammer donne toute une série de coupes de détail qu'il a relevées dans cet ensemble de formations imbriquées. Il décrit ensuite successivement les quatre zones tectoniques en commençant par la plus interne.

La zone interne de schistes bigarrés apparaît dans la région de Fendels et Ried comme un puissant complexe assez homogène, sur la bordure externe duquel se montrent des amas irréguliers de calcaires dolomitiques du Trias. Cette même disposition se retrouve au N de Serfaus, mais au S du Furgler la tectonique se complique par une imbrication intense. De là jusque dans le bassin du Samnaun les schistes bigarrés forment deux à quatre zones étroites, qui alternent de façon irrégulière avec des schistes gris, des calcaires triasiques, des schistes gréseux du Trias inférieur ou du Verrucano.

Vers le NW la zone interne des schistes bigarrés s'enfonce sous une épaisse série de schistes gris, qui commence à l'E, dans le versant S du Kaunstal, passe au S de Prutz, puis traverse sur Fiss et le Beutelkopf; ensuite cette bande schisteuse se rétrécit notablement, mais se suit par l'Arrezjoch et le Fliesserberg jusque dans le versant N du Samnaun.

La zone de Verrucano qui suit vers l'extérieur commence à l'E au dessus de Kauns, passe par Ladis, traverse les pentes au S du Plattleswald; on la retrouve entre l'Arrezjoch et l'Ochsenbergalp; ici, le Verrucano forme deux bandes

d'épaisseur réduite, séparées par une série imbriquée de schistes bigarrés, de schistes gris et de Trias. Dans l'arête du Frudigerkopf le Verrucano n'est plus représenté ; il est remplacé par du Trias qui forme deux paquets d'écailles superposés et séparés par une zone de schistes gris ; au Fliesserberg on retrouve deux grosses écailles de Trias enfoncées dans les schistes gris, puis, plus loin, vers le SW, dans la direction du Samnaun, la zone du Verrucano disparaît ou, en tous cas, n'est plus reconnaissable avec certitude.

Entre ces systèmes d'écailles de Verrucano, de Trias et de schistes gris et la base de la masse chevauchante de Silvretta s'intercale une zone, intensément imbriquée aussi, dans laquelle l'élément le plus abondant appartient au système des schistes bigarrés, mais dans laquelle apparaissent, sous forme d'écailles plus ou moins considérables, des formations très diverses : d'abord des schistes gris qui sont surtout abondants de part et d'autre de la vallée de l'Inn au Kaunserberg et aux environs d'Obladis, puis des calcaires dolomitiques du Trias, qui forment d'abord une énorme écaille à l'E de l'Inn et qui apparaissent un peu partout en paquets imbriqués plus ou moins volumineux, puis des schistes du Verrucano et des schistes diabasiques, qui sont intercalés dans les schistes bigarrés sous forme de traînées. Enfin, au SW du Martinskopf, on voit s'intercaler entre les schistes bigarrés et le gneiss une sorte de zone de broyage, dans laquelle prédominent les calcaires et les schistes du Lias, mais où l'on trouve aussi des schistes gris, du Verrucano, du Trias, des roches diabasiques, le tout mêlé de façon extrêmement compliquée.

M. Hammer décrit ensuite la partie NE de la fenêtre de la Basse-Engadine ; il montre comment les deux zones externes de cette fenêtre s'incurvent entre la vallée de l'Inn et le Kaunsertal, de façon à prendre une direction NW-SE ou même NS, et comment, en même temps, elles s'effilent assez brusquement, de sorte que, au S du Kaunsertal, il ne subsiste plus entre la base du gneiss et les schistes gris qu'une écaille de schistes bigarrés qui ne tarde pas à disparaître complètement.

M. Hammer a étudié aussi la bordure orientale de la fenêtre de la Basse-Engadine entre le Kaunsertal et la frontière suisse, et a retrouvé là entre la série fondamentale des schistes de la Basse-Engadine et la base des gneiss chevauchant, une zone imbriquée, au profil très changeant, qui comprend des formations variées appartenant aux schistes gris avec les

bancs de brèches caractéristiques du Crétacique, aux schistes bigarrés, à des roches diabasiques et aussi aux gneiss et au Trias de la masse de l'Oetztal.

Après avoir caractérisé assez brièvement le contact entre les gneiss chevauchants et la masse sous-jacente, M. Hammer termine par quelques considérations d'ordre plutôt pétrographique, parlant de parties mylonitisées dans la zone basale des gneiss et plus particulièrement d'une curieuse formation mylonitique, qu'il a rencontrée à la base des gneiss depuis le Poutlatz jusqu'au Fluchthorn. Il s'agit de roches absolument compactes, diversément teintées, parsemées de gros grains de quartz, qui coupent le gneiss en tous sens sous la forme de filons et de veines et qui prennent à première vue l'apparence de roches filoniennes. Sous le microscope, ces roches apparaissent comme un agrégat extrêmement fin de zoïsite, de hornblende, de feldspath et de quartz auxquels sont mêlés de la chlorite, du leucoxène, de la pyrite. La composition minéralogique varie du reste notablement d'un filon à l'autre, et ces variations paraissent correspondre à la nature de la roche encaissante ; en effet, l'analyse chimique a prouvé que la composition de la roche filonienne reste toujours voisine de celle de la roche qui l'englobe.

La mylonitisation très profonde de la base du gneiss chevauchant est d'autant plus frappante que les formations sous-jacentes ont échappé complètement à des actions semblables.

En terminant, M. Hammer parle encore des roches diabasiques qui sont comprises dans les gneiss de l'Oetztal-Silvretta près de leur base, sous forme, le plus souvent, de filons-couches, mais aussi de filons recoupants. Ces diabases se distinguent de ceux qui existent dans les schistes de la Basse-Engadine par l'altération beaucoup moindre de leur structure primaire ; ils sont accompagnés de nombreux gîtes métallifères. La venue de ces roches diabasiques est certainement postérieure au chevauchement de la nappe de l'Oetztal-Silvretta ; elle a dû être précédée par un redressement du plan de chevauchement et s'intercale probablement entre deux phases de dislocation.

M. F. Heritsch (71) est arrivé par des observations dans les Alpes autrichiennes, à constater l'insuffisance de la théorie des grandes nappes alpines poussées du S au N. Pour lui, cette théorie n'amène pas à une explication satisfaisante des relations existant dans la bordure septentrionale des Alpes entre la zone de Flysch, les nappes lépontines et les nappes

austro-alpines. D'autre part, au S, la zone de la Drave, considérée comme zone de racines, n'a en réalité nullement les caractères qui conviendraient pour cela ; sa tectonique est celle de plis relativement tranquilles et sa série stratigraphique diffère absolument de celle des nappes qui sont sensées en dériver. En outre M. Heritsch insiste sur l'importance et l'étendue des mouvements dirigés EW, signalés d'abord par Rothpletz, puis par Hammer et Ampferer ainsi que par Spitz et Dyhrenfurth.

M. Heritsch parle assez longuement des deux zones cristallines qui encadrent le massif des Tauern, dont l'une, au S, possède une tectonique certainement ancienne et ne peut pas être considérée comme zone radicale, dont l'autre, au N, est très compliquée au point de vue tectonique et doit être considérée comme une zone d'absorption (Verschluckungszone) dans le sens de MM. Ampferer et Hammer, qui ne peut se placer qu'entre les calcaires austro-alpins et le système des grauwackes.

D'après l'auteur, une zone d'absorption semblable existe dans la région limite des Alpes calcaires et des Alpes centrales et particulièrement sous la partie N de ces dernières. En admettant cette hypothèse, en la combinant avec celle des grands arcs chevauchant vers l'W dans la partie occidentale des Alpes autrichiennes et dans les Alpes grisonnes, on peut se passer de la notion des nappes alpines immensément étendues et simplifier beaucoup toute la conception tectonique des Alpes.

A ce propos, M. Heritsch revient sur la question des arcs rhétiques, qui enveloppent au N, à l'W et au S le massif de l'Oetztal et dont on retrouve les traces jusqu'au Val Livigno et dans le Val Poschiavo au S, jusque dans les Grisons septentrionaux au N. Il développe l'idée que toute la tectonique de la région limite entre les Alpes suisses et les Alpes autrichiennes ne peut pas s'expliquer de façon satisfaisante par la simple notion des grands charriages SN. Il admet que la zone d'absorption de la bordure septentrionale des Tauern tend à s'infléchir vers le S aux abords des Alpes grisonnes et que les arcs rhétiques sont nés de cette prolongation incurvée, comme les nappes calcaires sont nées de la bordure septentrionale des Tauern.

M. Heritsch termine sa notice par un exposé de sa conception des zones sédimentaires et des phases tectoniques successives dans les Alpes. Il admet que dans les Alpes suisses les zones de sédimentation helvétique, vindélicienne et lépon-

tique étaient séparées dans le Crétacique inférieur par de larges espaces, de même que dans les Alpes orientales les zones de sédimentation helvétique et austro-alpine devaient être largement espacées.

Pendant le Crétacique moyen et supérieur est intervenu une phase de plissement, qui a affecté les zones de sédimentation austro-alpine et vindélicienne, et à la suite de laquelle le Flysch s'est accumulé soit au S de la zone helvétique, soit entre les zones lépontine et austro-alpine. Puis les plissements tertiaires ont provoqué le chevauchement des masses vindéliciennes sur les formations helvétiques, le développement des grands plis couchés de la zone lépontine et le recouvrement de ces plis, ainsi que des schistes du Prættigau par les nappes austro-alpines.

Les poussées des masses austro-alpines se produisant vers le N, mais aussi vers l'W et vers le S, ont été en relation directe avec le jeu de la « Verschluckungszone » incurvée ; elles n'impliquent pas les recouvrements immensément étendus que suppose la théorie des nappes de charriage.

Alpes de Lugano.

M. A. Frauenfelder (**63**) a fait une étude détaillée avec levers au 1 : 50 000 des deux **rives du lac de Lugano intérieur,** depuis le Salvatore et le Monte Bre au N jusqu'à Arzo et Mendrisio au S.

Il commence son exposé par une description stratigraphique du Permien, du Trias, du Jurassique, du Crétacique et du Quaternaire qu'il a rencontrés sur son terrain.

A propos du **Permien,** M. Frauenfelder fournit une série de renseignements sur les filons de quartzporphyres qui recoupent les porphyrites dans la région comprise entre Campione et Rovio. Ces filons sont beaucoup plus nombreux qu'on ne l'a admis jusqu'ici ; ils sont orientés le plus souvent à peu près dans la direction N-S.

Le **Trias** fait l'objet d'une étude particulièrement détaillée ; il est classé comme suit :

Le **Skytien** est représenté par des grès rouges et des conglomérats à éléments de porphyrite, auxquels se mêlent des calcaires dolomitiques, en quantité considérable par places. La meilleure coupe de cet étage se trouve dans le Val Battula au-dessus de Riva San Vitale. Ici le Trias inférieur repose visiblement sur les porphyrites ; il comprend des couches alternantes de conglomérats, de grès tantôt siliceux, tantôt riches en carbonates et des bancs dolomitiques ; il contient

deux niveaux fossilifères, l'un 20 mètres au-dessus de la base avec : *Myophoria laevigata, M. balatonensis, M. praeorbicularis, M. costata, Gervillia exporrecta, Lingula tenuissima*, l'autre, un peu plus haut, caractérisé par *Myophoria costata* et *Edentula castelli*.

Ces couches contournent au N le sommet du San Giorgio et se retrouvent dans le versant occidental. Les coupes se modifient du reste très rapidement et ne sont que difficilement comparables, mais on retrouve partout l'association de conglomérats, de grès rouges et de couches dolomitiques. A Tre Fontane à l'W de Meride existe un gisement intéressant qui a fourni d'assez nombreux fossiles.

La faune récoltée dans les divers affleurements du Skytien du San Giorgio, qui comprend, outre les espèces précitées : *Mytilus eduliformis, Pecten vajolettensis, Pseudomonotis telleri, Natiria subtilistriata*, correspond exactement à celle des couches supérieures de Campil.

Des formations de même âge se retrouvent près de Campione ainsi qu'au S de Lugano, au Cap San Martino et dans le versant S du San Salvatore ; des dislocations qui affectent le Trias inférieur au S de Lugano ont fait supposer que cet étage repose directement sur le Cristallin, ce qui n'est certainement pas exact. La transgression infratriasique ainsi constatée par M. Frauenfelder a dû venir du SE ; l'épaisseur du Skytien diminue de l'E à l'W et aboutit finalement à la suppression complète.

Au-dessus du Skytien du San Giorgio l'**Anisien** est représenté par un important complexe de dolomites, litées à la base, compactes et en gros bancs plus haut. Le fossile essentiel à ce niveau est *Diplopora annulata*, qui y pullule, tandis que les restes de Mollusques sont rares et mauvais. Au sommet de cette série apparaît un niveau très caractéristique, formé de couches dolomitiques riches en Mollusques et de lits bitumineux contenant en abondance des restes de poissons et de reptiles. Parmi les Mollusques, les Daonelles sont particulièrement abondantes dans certains bancs (*Daonella vacecki, D. böckhi, D. sturi, D. esinensis, D. caudata*, n. sp.); les ammonites sont fréquentes aussi et ont fait l'objet d'une étude de M. Airaghi, mais les déterminations de cet auteur sont fort sujettes à caution ; en réalité, les espèces suivantes sont reconnaissables avec certitude : *Ceratites luganensis* Moj. ; *C. trinodosus* Moj. ; *C. brembanus, Celtites fumagalli* ; elles suffisent du reste pour reconnaître avec certitude la zone à *Cer. trinodosus*.

Les fossiles récoltés dans les lits bitumineux appartiennent à :

Mixosaurus cornalianus Bass.	Ophiopsis bellotti Bass.
Belenorhynchus stoppani Bass.	Ptycholepis barboi Bass.
Colobodus bassani Aless.	Pholidophorus meridensis Aless.
» triasicus Bass.	» typus Bronn.

Cette faune a été à tort classée dans le Karnien par D. Alessandri ; elle ne peut être qu'anisienne.

L'Anisien se retrouve dans la région de Campione avec un faciès et des faunes analogues, mais ici le niveau supérieur est beaucoup moins riche en schistes bitumineux. Les bancs dolomitiques de ce niveau sont particulièrement riches en fossiles, parmi lesquels prédominent des Lamellibranches, qui présentent déjà des affinités remarquables avec la faune d'Esino, tandis que les ammonites indiquent nettement un âge anisien.

Enfin, M. Frauenfelder a pu distinguer à la base des dolomites du San Salvatore au Cap San Martino et plus à l'W, des calcaires à diplopores et un ensemble de bancs dolomitiques bitumineux, qui d'après leurs fossiles représentent certainement l'Anisien.

L'Anisien des environs de Lugano correspond donc à une sédimentation zoogène alimentée essentiellement par les algues calcaires, suivie d'une régression, après laquelle est intervenu le dépôt de couches bitumineuses, riches en matériaux argileux et dans lesquelles ont été englobés les restes de très nombreux Lamellibranches.

Le **Ladinien** présente un facies beaucoup plus changeant que les étages sous-jacents. Dans le massif de San Giorgio il débute à la base par des bancs de brèches et de calcaires dolomitiques à silex, très riches en débris échinodermiques, qu'on peut homologuer exactement avec les couches de Buchenstein. Vers le haut ce complexe s'enrichit notablement en éléments argileux ; il se termine par une couche finement gréseuse. Pauvre en bons fossiles, il n'a fourni, comme espèces déterminables que *Pecten stenodictyus* et *Spiriferina fragilis*. Ces couches de Buchenstein sont surmontées par un ensemble de bancs marno-calcaires, gris-bleuâtres, alternant avec des zones schisteuses et bitumineuses. Cette série, qui a été désignée sous le nom de schistes de Besano, et que M. Frauenfelder appelle calcaires de Meride, est épaisse de 50 à 80 m. ; elle représente les couches de Wengen ; un banc fossilifère, situé entre Meride et Capolago, a fourni : *Daonella tommasii* et *Protrachyceras archelaus*. Après une intercalla-

tion de 10 m. de calcaires oolithiques vient un puissant complexe de calcaires bitumineux et de schistes marneux, épais d'environ 500 m. que M. Frauenfelder identifie avec des couches de Saint-Cassian et avec la base du Karnien.

Au N de Campione, apparaît un tout autre facies du Ladinien, qui est entièrement formé de bancs dolomitiques encore bitumineux vers la base, tout à fait comparables aux dolomites du Schlern. Ce facies dolomitique se retrouve, plus franc encore, au San Salvatore, où les fossiles sont abondants, ce sont :

Celtites evolutus Sal.
Daonella esinensis Sal.
Posidonia obliqua Hauer.
Mysidioptera vix-costata Stop.
» cainalli Stop.
» jassaensis Sal.
Lima conocardium Stop.
» heterocostata n. sp.
Pecten stenodictyus Sal.
Avicula caudata Stop.
Avicula aff. pannonica Bittn.
Aviculopecten luganensis Hauer.
Gervillia leptopleura Sal.
Mytilus eduliformis Schot.
Modiola cristata Seeb.
Pleuromya af. fedaiana Sal.
Waldheimia angusta Schlot.
» angustaeformis Bœck
Rhynchonella proractifrons Bittn.
Encrinus liliiformis Lam.

Ces fossiles, qui proviennent tous de la partie inférieure de la puissante série dolomitique du San Salvatore, appartiennent au niveau des couches de Buchenstein.

M. Frauenfelder a fait une revision consciencieuse des espèces qu'il a trouvées dans l'Anisien et le Ladinien et a décrit deux espèces nouvelles : *Lima heterocostata*, voisine de *L. angulata* et de *L. alternans*, trouvée dans le Schlerndolomit du San Salvatore et *Daonella caudata* qui pullule dans un banc de l'Anisien du San Giorgio et qui paraît être identique avec la *Halobia tommasii* d'Airaghi.

Le **Karnien** du San Giorgio comprend probablement encore une partie des calcaires supérieurs de Meride ; sur ceux-ci vient une zone de gypse, qui supporte des alternances de calcaires gréseux et de marnes rouges, épaisses d'environ 10 m. ; puis vient une succession de bancs dolomitiques, en partie compacts, en partie marneux ou même gypsifères, qui forment la zone supérieure de l'étage sur environ 50 m. d'épaisseur. Dans la région de Campione le Karnien est entièrement constitué par des couches dolomitiques, en partie conglomératiques ou bréchiformes et séparées par des zones marneuses et schisteuses.

Le **Norien** existe soit dans la région d'Arzo-Tremona, soit dans les environs de Campione et le versant oriental du Generoso. Il commence par des bancs dolomitiques-argileux,

riches en fossiles : *Worthenia escheri* Stop., *Gervillia exilis* Stop., *Gyroporella vesiculifera* Gümb. puis est formé par un complexe dolomitique massif, qui représente ici le Hauptdolomit ; son épaisseur maximale atteint 400 m.

M. Frauenfelder, comparant la série permo-triasique de la région de Lugano avec celles des diverses parties des Alpes calcaires du Sud, remarque d'abord le facies assez particulier que présentent les dépôts du Permien et du Trias inférieur (Verrucano) des bords du lac de Lugano ; à propos du Trias moyen (anisien + ladinien) il fait remarquer que la série du bassin de Lugano diffère notablement de celle de la Lombardie orientale soit quant à son épaisseur, soit quant à son facies, mais qu'elle est reliée à cette dernière par un passage graduel. Dans les nappes grisonnes le Trias moyen de la nappe du Münstertal présente un type nettement distinct de celui du massif du Ducan et du Lenserhorn, qui se rapproche plutôt du facies de la Lombardie orientale.

Au niveau du Karnien, le Trias de la Lombardie occidentale présente des affinités très nettes avec celui des nappes de l'Engadine avec son facies dolomitique à la base et ses cornieules gypsifères dans sa partie supérieure. Ce facies occidental paraît correspondre à une région de moindre profondeur de la mer, il se distingue nettement du facies existant dans les Alpes de Bergame.

Le Norien ou Hauptdolomit est caractérisé dans la région de Lugano par sa richesse en fossiles et par son épaisseur très réduite, en relation avec une phase d'émersion et d'érosion pendant l'époque rhétienne.

La lacune rhétienne n'a pas été reconnue par tous les auteurs ; elle est pourtant incontestablement démontrée par la superposition du Lias inférieur sur une surface érodée très irrégulière. Il n'est qu'une région dans le territoire considéré où le Rhétien existe, c'est le Monte Bré, où l'on trouve entre le Hauptdolomit et des calcaires échinodermiques infraliasiques des marno-calcaires foncés à *Dimyodon intusstriatum* et *Cardita austriaca* et des bancs dolomitiques bitumineux.

M. Frauenfelder a repris aussi en détail la série jurassique, qui existe d'une part dans la région bien connue d'Arzo, d'autre part dans la chaîne du Generoso. Il décrit en commençant une succession de calcaires, en majeure partie dolomitiques, en partie aussi échinodermiques et bréchiformes, presque toujours très riches en silex, qui recouvrent le Hauptdolomit en transgression très nette et représentent

l'*Hettangien* ; ce complexe comprend en effet plusieurs gisements fossilifères, qui ont fourni une faune bien caractéristique de Lamellibranches, Brachiopodes et Echinodermes, entre autres :

Pecten valoniensis Defr.
Plicatula hettangensis Tqm.
Avicula inaequivalvis Sow.
Mantellum pectinoïde Sow.
Ostrea sublamellosa Dkr.
Lima punctata.
Spiriferina rostrata Schlot.
» walcotti Sow.
Diademopsis buccalis Ag.

Cette série hettangienne se trouve au-dessus de Rovio et d'Arogno jusque dans les environs de Caprino, et existe aussi au N du Monte Bré ; son épaisseur normale paraît être d'environ 150 m. ; son facies rappelle exactement celui des calcaires lombards, sauf dans la région de Capolago où apparaît le facies de Hierlatz. A l'W de la ligne Mendrisio-Capolago l'Hettangien paraît manquer comme le Rhétien et les calcaires du facies de Hierlatz qui existent au NE d'Arzo sont déjà sinémuriens.

Le **Sinémurien** prend un très grand développement à l'E du lac de Lugano dans la chaîne du Generoso. Il n'est séparé de l'Hettangien par aucune limite franche et est représenté par un puissant complexe de calcaires gris, riches en silex, dans lesquels s'intercalent des bancs échinodermiques et des couches remplies de Brachiopodes. M. Frauenfelder a étudié plusieurs gisements fossilifères compris dans ces calcaires à silex, qui lui ont fourni :

Arietides ceratitoïdes Qu.
» falcaries-densicosta Qu.
Pleuromya saltriensis Par.
Cardinia hybrida Sow.
Lima punctata Sow.
» gigantea Sow.
Plicatula spinosa Sow.
Rhynchonella variabilis Schl.
Spiriferina walcotti Sow.
» obtusa Op.
» haueri Süss.
Waldheimia choffati Haas.
Pentacrinus tuberculatus Mil.
Millericrinus cf adneticus Qu.

Dans la région de Tremona-Arzo on trouve, directement sur le Hauptdolomit profondément érodé, des calcaires, gris vers l'E, rouges vers l'W, qui présentent le faciès typique de Hierlatz. Ces sédiments, qui contiennent par places de grosses brèches à éléments dolomitiques, sont nettement transgressifs de l'E à l'W et ont dû se déposer dans une baie fermée à l'W. Ils contiennent par places d'assez nombreux fossiles, entre autres :

Aegoceras bispinatum Geyer.
Pecten valoniensis Defr.
» subalpinus Par.
Pecten hehlii d'Orb.
Rhynchonella variabilis Schl.
Terebratula punctata Sow.

Terebratula juvavica Geyer.
Waldheimia mutabilis Op.
» cornuta Sow.
» choffati Haas.
Waldheimia subnumismalis Dav.
Spiriferina walcotti Sow.
» haueri Suess.
» alpina Op.

L'âge des calcaires d'Arzo-Tremona ne peut donc être que sinémurien.

Le **Charmouthien** n'est séparé du Sinémurien par aucune limite et présente, en majeure partie, le même faciès de calcaires à silex. Vers le SE, à l'approche de la gorge de la Breggia, on voit apparaître à sa partie supérieure, avec une épaisseur de plus en plus forte des calcaires clairs, jaunâtres, un peu micacés, contenant des silex et alternant avec des lits marneux. Ce faciès, équivalent du Domeriano, contient :

Aegoceras valdani d'Orb.
Dumortieria jamesoni Sow.
Arieticeras obliquecostatum Qu.
Arieticeras algovianum Op.
Harpoceras cornacaldense Tausch.
Harpoceras boscense Reyn.
» kurrianum Op.
Rhacophyllites libertus Op.

Dans la région de Tremona-Arzo le faciès de calcaires gris et rose se continue jusque dans le Charmouthien.

Le **Toarcien** est représenté par les calcaires rouges, marneux et grumeleux, de l'Ammonitico rosso, qui ont fourni *Lilia mercati* Hauer, *Hildoc. quadratum* Haug, et *Phylloc. nilsoni* Héb. Ces calcaires manquent dans le synclinal de Cragno, où le Malm recouvre directement les calcaires à silex du Lias moyen. Au-dessus de ce Toarcien viennent vers l'Alp Salorino des calcaires siliceux, verdâtres, épais d'environ huit mètres, qui sont pétris de radiolaires. Ce dépôt, qui manque ailleurs, paraît représenter le Dogger ; il passe vers le haut aux radiolarites franches à Aptychus du Malm. Celles-ci supportent les calcaires blancs de la Majolica, qui représentent le Tithonique et le Crétacique inférieur.

M. Frauenfelder admet, pour expliquer les variations qu'il a constatées dans la série triasique-jurassique, qu'avant la fin du Trias la région située au SW du lac de Lugano a été soulevée par un bombement qui l'a fait émerger ; après cela, est intervenue une phase d'enfoncement, qui a progressivement ramené la mer de l'E à l'W sur ce territoire. C'est ainsi qu'il faut expliquer l'érosion profonde subie vers l'W par le Hauptdolomit, l'absence du Rhétien et l'apparition du faciès littoral de Hierlatz dans l'Hettangien et le Sinémurien inférieur dans la même direction.

Ces caractères particuliers du Lias de la région au SW de Lugano se retrouvent d'une façon analogue dans le massif du Ducan-Lenzerhorn et dans les lambeaux mésozoïques du Piz Laschadurella aux environs du Münstertal et il paraît évident que les sédiments de ces trois régions bordaient à l'époque rhétienne une zone de bombement supratriasique.

La série du Dogger et du Malm des environs du lac de Lugano se rapproche plutôt par son faciès de celle des Alpes septentrionales que de celle qu'on trouve habituellement dans les Alpes lombardes.

M. Frauenfelder termine son exposé stratigraphique par quelques données qu'il a réunies sur les formations morainiques qui existent, soit dans le fond de la vallée entre Melide et Bissone ainsi que vers Cantone au N de Mendrisio, soit dans le val Mara, soit aux environs de Meride. Il fixe la limite supérieure de l'erratique entre 1000 m. au N, dans la région du Mont Sighignola et 700 m. au S aux environs de Mendrisio. Il examine enfin la question de l'âge du creusement des deux vallées de Porto Ceresio-Agno et de Lugano-Mendrisio ; se basant sur la transgression en fiord du Pliocène sur les sédiments mésozoïques, jusqu'au Lias, et sur la présence de galets jurassiques dans l'Eocène, de galets cristallins dans le Miocène, il admet que le creusement des vallées a commencé déjà à une époque très reculée. Le niveau du Pliocène est du reste dominé par d'anciennes terrasses rocheuses, qui impliquent plusieurs phases d'érosions tèrtiaires distinctes. Après le dépôt du Pliocène la région a dû subir un exhaussement d'environ 300 m.

Passant ensuite à la partie tectonique de son étude, M. Frauenfelder commence par décrire la grande faille qui, depuis Lugano au N, passe par Caprino, Arogno, Rovio, Melano et Capolago, mettant en contact le Lias du Generoso avec le Permien, le Trias ou l'Infralias de la zone littorale du lac et séparant deux régions aux allures tectoniques tout à fait différentes.

A l'W de cette fracture on distingue du N au S les éléments tectoniques suivants :

1° Le synclinal triasique du San Salvatore, possède, contrairement aux observations faites récemment par M. Escher, un jambage S fortement redressé, comprenant le Buntsandstein et toute la série de l'Anisien ; mais le contact de ce Trias avec les porphyrites voisines est compliqué par une faille, qui, dirigée WE entre Grancia et Ciona, s'infléchit ensuite vers le N. Le jambage septentrional du synclinal

s'appuie aussi contre une faille, qui passe par Pazzallo avec une direction SW-NE et qui met le Trias inférieur en contact direct avec les schistes cristallins de Calprino. Le cœur du synclinal est formé par les dolomites ladiniennes. Le prolongement vers l'E de cette zone se trouve à Campione.

2° L'anticlinal de porphyrites de l'Arbostora, dont le jambage N est fortement redressé, tandis que le jambage S s'abaisse progressivement sous le Monte San Giorgio, est coupé à l'W par le prolongement de la faille de Pazzallo, à l'W de laquelle la zone anticlinale des porphyrites subit un rétrécissement brusque et important.

3° Le synclinal de Varese-Induno, qui présente diverses complications.

La région située à l'E de la grande faille de Lugano est presque entièrement formée par les calcaires à silex du Lias inférieur et moyen. Au S, dans les environs de Mendrisio, le Lias s'enfonce avec une inclinaison forte sous les formations plus jeunes du Jurassique ; il forme une voûte surbaissée entre Salorino et Cragno, puis s'enfonce au N de Cragno en un synclinal qui englobe des radiolarites et de la majolica. Ce synclinal comporte des imbrications étendues. Dans la région culminante du San Salvatore le Lias dessine trois anticlinaux accusés, aux jambages redressés verticalement, l'un passant vers l'hôtel du Salvatore, le second formant le sommet même du Salvatore, le troisième coupant l'arête vers la Crocetta. Après une large vasque synclinale, qui s'étend jusque dans le versant N du Monte la Sighignola, deux anticlinaux fortement redressés et comprimés se dessinent encore dans le Lias du Monte Caprino.

D'autre part, toute cette région a été affectée par des failles importantes dirigées N-S ; c'est d'abord la faille de Lugano, le long de laquelle les couches liasiques tendent à se redresser assez brusquement. ; c'est ensuite une fracture qui se détache de la précédente à l'E de Cassina et se dirige vers Cragno ; ce sont enfin diverses fractures moins continues, qui contribuent à multiplier les contacts anormaux.

Après avoir mis en lumière le contraste qui existe entre la tectonique de la région située à l'W de la faille de Lugano, où ce sont les fractures qui donnent le caractère dominant, et celle de la région située à l'E, où ce sont les plis qui constituent le trait saillant, M. Frauenfelder remarque que le contraste est plus apparent que profond. En réalité les plis de la chaîne du Generoso doivent s'être adaptés sur des fractures de leur soubassement permo-triasique, analogues à celles qui

sont visibles plus à l'W et c'est le complexe relativement plastique de l'Infralias qui a été cause de l'indépendance de forme des deux complexes superposés.

La faille de Lugano est certainement plus ancienne que les dislocations W-E qui ont affecté la région, comme le prouvent les formes différentes qu'ont prises ces dislocations à l'E et à l'W. La présence de galets de porphyres tout semblables à ceux de Lugano dans le Santonien de l'avant-pays de l'Alta Brianza parlerait en faveur d'un âge crétacique de la grande fracture. Quant à la phase de dislocation principale qui a affecté les environs de Lugano, il faut la placer à la fin des temps miocènes, en se basant sur le fait que du Trias à la Molasse il y a concordance des sédiments. Le fait est important, car il implique qu'à l'époque où se développèrent les nappes austro-alpines le territoire des Alpes lombardes n'avait subi encore aucun ridement, et pourtant il doit correspondre à la bordure méridionale des nappes austro-alpines supérieures.

M. Frauenfelder admet que, lorsque la poussée au N des nappes austro-alpines a été arrêtée par une résistance grandissante, les massifs de Permien et de Trias des Alpes lombardes se sont enfoncés dans la racine de ces nappes qu'ils ont culbutée, en même temps qu'eux-mêmes cédaient à la pression par des glissements le long de failles fortement redressées ; les masses jurassiques par contre se sont plissées comme sous l'effort de poussées N-S en se décollant de leur soubassement.

Ajoutons que la description de M. Frauenfelder est complétée par une carte au 1 : 50 000 et par plusieurs planches de coupes.

IVe PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Mésozoïque

M. F. Leuthardt (**83**), qui, depuis de longues années, étudie les **flores fossiles du Keuper** des environs de Bâle, a publié récemment un tableau critique de toutes les espèces végétales recueillies jusqu'ici dans les trois gisements de Neue Welt, de Moderhalde et de Hemmiken, appartenant tous trois au niveau du Schilfsandstein, mais comportant des facies assez différents.