Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 13 (1914-1915)
Heft: 5

Artikel: IIIe partie, Tectonique : descriptions régionales
Autor: [s.n.]
Kapitel: Alpes
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157457

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: 01.07.2025

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

trouve une intéressante configuration, dans laquelle se marquent en particulier de larges zones d'érosion arrondies, dirigées du SW au NE et qui coupent les tranchées d'érosion torrentielles. Dans le district du Boowald les dépressions SW-NE se présentent de nouveau, mais le paysage est en grande partie couvert de moraines. Celles-ci recouvrent, entre Murgenthal et Rothrist, les alluvions de la Haute Terrasse suivant une surface très irrégulière, qui implique de profondes érosions.

A propos des plaines d'alluvions de la Basse Terrasse, les auteurs font ressortir à la fois le niveau plus élevé et la composition plus riche en éléments molassiques, qui caractérisent les alluvions des environs de Langenthal relativement à celles de la vallée de l'Aar et du Gäu ; ces alluvions de Langenthal sont plus anciennes que les moraines voisines de Bützberg.

En terminant, les auteurs signalent l'existence de deux anticlinaux molassiques passant l'un par Wynau, le second par le Guggenhusenhubel, au SE de Saint-Urban, qui du reste ne tardent pas à s'effacer complètement vers l'E, en sorte que dans le Pfaffnerntal la molasse est presque horizontale.

La fin de la notice explicative de MM. Mühlberg et Niggli est une reproduction des considérations générales sur le Quaternaire et la Molasse de la Suisse centrale, publiées déjà par M. Niggli dans la notice précitée.

Alpes.

Tectonique générale. — M. R. Lachmann (**81**) a soumis à une critique la notion générale des **nappes de charriage alpines**, qui lui semble comporter, dans le développement qu'elle a pris pendant ces dernières années, des exagérations inacceptables. Contre cette notion l'auteur développe les arguments suivants :

Si l'on cherche à calculer, par un déroulement imaginaire des nappes helvétiques, préalpines et austroalpines, le déplacement absolu qu'ont dû subir les éléments les plus méridionaux du système alpin, on arrive à des valeurs formidables ; les formations des Alpes méridionales se seraient déposées d'après ces calculs à au moins 1660 km. de l'emplacement qu'elles occupent actuellement. Or des mouvements horizontaux de cette ampleur ne paraissent pas compatibles avec la cohérence très limitée des masses charriées, qui auraient dû se disloquer bien avant d'atteindre le terme de ces transports.

D'autre part les nappes des Alpes occidentales ne peuvent provenir que de la région comprise dans l'intérieur de leur courbure, soit de la plaine du Pô, dont les dimensions restent infiniment au-dessous de celles que comporteraient les transports supposés par les géologues alpins. Enfin l'uniformité tectonique et stratigraphique des grandes zones fondamentales des Alpes d'un bout à l'autre de leur longueur est en contradiction avec l'hypothèse, qui paraît nécessaire, que ces zones ont pris leur forme et leur position actuelles par suite de poussées successives et plus ou moins indépendantes, ayant agi tantôt sur une région, tantôt sur une autre.

M. Lachmann reconnaît d'autre part que des phénomènes de recouvrement de grande ampleur ont été constatés dans les Alpes, et il ne peut admettre une négation pure et simple de ces recouvrements, telle que l'a proposée par exemple M. Mylius. Il cherche une explication de la tectonique alpine, basée sur l'idée d'une intervention active des énormes complexes de roches cristallines et métamorphiques, qui constituent essentiellement les régions des Alpes centrales.

Le point de départ de l'argumentation de M. Lachmann est dans la constatation que dans les Alpes centrales il y a parallélisme entre le degré de la déformation subie et celui de la mobilité moléculaire des roches. Ce fait, qui a amené les auteurs à dériver en général la cristallinité des roches de la déformation orogénique, peut être interprété en sens inverse et faire supposer que l'état de la cristallinité a influé sur la faculté de déformation des éléments tectoniques. On pourrait admettre en particulier que la structure des Alpes centrales a été déterminée par l'état physique particulier des roches qui les constituaient, et que d'autre part les formes qui se sont développées dans les Alpes internes représentent un cas extrême de ce qui se passe toutes les fois que des masses minérales quelconques, subissant un mouvement relatif sous l'influence d'actions de dissolution et de recristallisation, remplissent les vides qui s'offrent à elles. Pour éclairer cette idée l'auteur cite des exemples choisis dans le mouvement de la glace des glaciers et dans les déformations que présentent certains dépôts de sel.

M. Lachmann cite à l'appui de son idée quelques exemples tectoniques choisis dans la zone centrale des Alpes et il cherche à montrer que des déformations, se manifestant à la limite de deux complexes ayant subi une recristallisation à un degré différent, doivent s'expliquer non par l'intervention simple d'un effort tangentiel, mais par une sorte de diffusion

des roches exposées à la pression et à une température élevée sous l'influence d'actions hydrochimiques.

La notion de nappes serait ainsi complètement modifiée et la question du raccord, souvent si difficile, avec des racines serait éludée.

M. O. WILCKENS (**94**) a cherché à remédier à la confusion qui est résultée du manque d'entente entre les divers géologues pour la dénomination des nappes alpines et particulièrement pour celles qui s'intercalent entre les nappes helvétiques et les nappes austro-alpines. Il propose la classification suivante :

Système des Nappes lépontines.	Groupe des Nappes vindéliciennes.	Nappe rhétique ou des ophiolites. Nappe de la Brèche. Nappe des Klippes. Nappe du Niesen (Habkern). Nappe des Préalpes internes.
	Groupe des Nappes pennines.	Nappe de la Dent Blanche. Nappe du Mont Rose. Nappe du Saint Bernard. Nappe du Monte Leone. Nappe de Lebendun. Nappe d'Antigorio.

M. G. STEINMANN (**91**) a traité à nouveau dans une conférence la question des **intrusions granitiques récentes dans le système alpin.** En commençant il a cherché jusqu'à quel point on peut admettre une relation entre le métamorphisme régional et les intrusions granitiques et est arrivé à la conclusion que cette relation ne peut pas être démontrée dans de nombreux cas. Aussi le fait qu'un métamorphisme diffus sans connexion avec une intrusion visible a affecté dans certaines régions des formations tertiaires ou secondaires ne peut-il pas être considéré comme un argument en faveur d'intrusions récentes.

D'autre part M. Steinmann a attiré l'attention de ses confrères sur le contraste frappant, qui existe entre les masses granitiques du Julier et de la Bernina, qui sont nettement plus anciennes que les charriages qui les ont mises en mouvement, en leur donnant des formes conformes à la structure générale des nappes et en les laminant, et les masses granitiques de la Disgrazia, dont l'aspect est beaucoup plus frais, dont l'allure est discordante relativement aux formations constituantes des nappes, et qui sont coupées par de multiples filons, qui se prolongent en petite partie dans les sédiments mésozoïques. Les masses granitiques de la Disgrazia,

qui se suivent entre le Bergell, la Valteline et le Val Malenco sur 20 km. de longueur, sont certainement tertiaires et très probablement postérieures aux plissements alpins. Elles se prolongent vers l'W dans le Tessin méridional, et des formations correspondantes se retrouvent dans les régions de Biella et de Traversella.

Ainsi une longue zone de roches intrusives tertiaires se suit des Grisons jusque dans le Piémont, au N de la limite des Dinarides et des Alpes, faisant pendant aux intrusions de la bordure externe des Dinarides. Le fait semble établir une solidarité tectonique entre les deux régions, au moins pour les dernières phases de dislocation alpines. Plus au N, dans le corps des nappes, ces intrusions n'ont pour ainsi dire pas pénétré, par contre il serait possible que les massifs centraux aient en partie été affectés par des actions intrusives.

A la suite de cette publication il convient de citer un court article, dans lequel M. R. Lepsius (**82**) discute la question des relations qui peuvent exister entre le développement des nappes de charriage et le métamorphisme des formations qui ont été impliquées dans ces nappes.

Dans une courte notice, M. L. Rollier (**86**) a repris la question de la **chaîne vindélicienne.** Il commence par poser en principe, en se basant sur les différences de faciès, qui existent dès le Trias entre le Jura et les Alpes, qu'une barre granitique devait exister depuis l'Isère au SW jusque dans la région de Ratisbonne. C'est cette barre qui a fourni les grains de quartz fréquents dans le Lias et le Dogger des Préalpes, dans le Néocomien, l'Albien, les Couches rouges, l'Eocène et le Flysch. Les blocs de granite du Flysch de Habkern ressemblent beaucoup aux granites de Chamagnen dans l'Isère.

Cette barre granitique n'a émergé qu'à certains moments, en particulier après avoir été soulevée par les plissements vindéliciens et pyrénéens, et c'est pendant la sédimentation du Flysch qu'elle a subi son démantellement le plus intense.

M. Rollier continue du reste à considérer les Préalpes comme autochtones et chevauchées par les nappes helvétiques. Pour lui les Klippes sont des môles arrachés aux Préalpes pendant les plissements vindéliciens ou pyrénéens. Klippes et Préalpes représenteraient les éléments visibles de la chaîne vindélicienne, en grande partie cachée sous les nappes helvétiques, tandis que plus au NW, sous la molasse, passerait la barre granitique précitée.

Pour faire suite à ses « Geologische Wanderungen in die

Schweiz », M. J. WEBER (93) a publié un guide élémentaire pour les régions alpines calcaires.

Dans ce petit volume il commence par décrire les fameux schistes d'Engi dans le Sernftal avec leur faune de poissons célèbre ; il donne une idée générale de leurs fossiles caractéristiques, explique l'origine de leur schistosité en montrant le laminage qu'ils ont subi et fixe leur âge au niveau de l'Eocène moyen, suivant en cela MM. Oberholzer et Arnold Heim. Il consacre aussi quelques pages aux schistes ardoisiers d'Elm, à leur exploitation jusqu'en 1881, et à l'éboulement désastreux, qui survint alors par suite de l'imprévoyance avec laquelle étaient poussés les travaux.

Après ces descriptions de gisements locaux, M. Weber donne un aperçu général sur les formations éocènes alpines, que l'on range dans le complexe très varié et puissant du Flysch. Il expose, à ce propos, la question des blocs exotiques; il fait ressortir les caractères particuliers des grès de Taveyannaz, signale les interstratifications de calcaires nummulitiques comprises dans le Flysch et montre la grande extension que prennent ces formations dans l'ensemble des Alpes calcaires et des Préalpes.

Le chapitre suivant du livre de M. Weber est consacré au Verrucano des Alpes suisses, au rôle joué par les roches de ce type dans les dépôts morainiques de la Suisse orientale, à l'extension du Verrucano en gisement primaire, puis aux différents types pétrographiques qui constituent ce complexe. Cette description générale est suivie de quelques pages consacrées à la définition tectonique du « Lochseitenkalk », cette zone de calcaire intensément broyé qui, intercalée entre le Verrucano chevauchant des Alpes glaronnaises et le Flysch sous-jacent, joue le rôle d'un jambage renversé. M. Weber décrit du reste divers points intéressants des Alpes glaronnaises, qui sont particulièrement instructifs au point de vue du développement de la vaste nappe du Verrucano. Enfin, toujours à propos du Verrucano, M. Weber fournit quelques indications sur les roches porphyriques et les tuffs volcaniques, qui s'intercalent dans ce grand complexe sédimentaire.

Passant ensuite à la tectonique générale des Alpes glaronnaises, M. Weber commence par décrire, d'après les travaux de MM. Alb. Heim et Blumenthal, la région du Segnes ; il fait un exposé historique de la question du double pli, puis de la nappe glaronnaise ; il rend compte de l'énorme éboulement

de Flims et des autres éboulements moins considérables, qui couvrent une grande partie de la vallée du Rhin en amont de Coire ; enfin, il donne une description générale de la stratigraphie et de la tectonique du Calanda, à propos duquel il décrit en quelques mots les mines d'or de la « Goldene Sonne ».

M. Weber consacre aussi plusieurs chapitres aux chaînes calcaires des environs du lac des Quatre-Cantons, dont l'étude détaillée a été faite pendant ces dernières années par MM. Buxtorf et Arbenz. Il décrit d'abord le Bürgenstock, en commençant par les moraines et les blocs erratiques qui le recouvrent et qui dérivent en partie du bassin de la Reuss, en partie du bassin de l'Aar, en partie des bassins secondaires des Alpes d'Unterwalden. Il donne ensuite un aperçu sur les formations éocènes et crétaciques du Bürgenstock, puis définit la tectonique de cette chaîne d'après les travaux de M. Buxtorf. M. Weber donne une description semblable de la chaîne du Pilate, envisagée au point de vue stratigraphique et tectonique, et il montre la position qu'occupe cette chaîne dans l'ensemble des chaînes calcaires externes. Enfin, toujours dans la même région, M. Weber décrit le massif du Frohnalpstock, qui domine l'Axenstrasse et dont M. Arbenz a fait l'étude détaillée. Il suit sur les flancs de la montagne la trace des deux terrasses préglaciaire et interglaciaire ; il signale les principaux dépôts morainiques ; il parle brièvement des phénomènes lapiaires ; il décrit les replis qui se développent ici dans le corps de la nappe du Drusberg ; il montre les relations de cette nappe avec son soubassement de Flysch et avec la nappe frontale de la Rigihochfluh.

M. Weber a tenu encore à donner aux clubistes, auxquels son livre est spécialement destiné, une idée générale des Klippes ; dans ce but il consacre un chapitre à la description des Mythen, un autre à la région de Wildhaus au S du Säntis, où M. Arn. Heim a étudié la Klippe de Grabs, enfin, deux autres aux environs d'Einsiedeln, célèbres par les couches fossilifères de Steinbach, et à ceux d'Iberg, dont les Klippes jurassiques-triasiques nageant sur le Flysch ont été décrites par M. Quereau.

L'itinéraire bien connu de Lucerne à Meiringen par le Brunig fait l'objet d'un chapitre spécial, dans lequel l'auteur décrit successivement la molasse des environs de Lucerne, la chaîne crétacique du Lopperberg, le paysage de Flysch d'Obwalden et les moraines du glacier de l'Aar qu'il porte

les lacs de l'Unterwald, la traversée de la zone crétacique dans les environs de Lungern et la région jurassique du Brunig.

Enfin, la dernière partie du livre de M. Weber est consacrée à la description des Klippes de Giswyl d'après l'étude monographique qu'en a faite, il y a déjà plusieurs années, M. Hugi.

Massifs centraux. — M. M. LUGEON et Mme E. JÉRÉMINE (**84**) ont étudié et décrit sommairement quatre zones de formations calcaires, qui traversent longitudinalement le **massif des Aiguilles Rouges** dans sa partie orientale. Ces calcaires apparaissent sous forme de traînées discontinues et laminées ; ils s'accumulent localement en des amas lenticulaires et sont dans la règle associés à des schistes cristallins.

Dans les bancs calcaires on trouve, en petite quantité, des minéraux de métamorphisme (diopside, phlogopite, graphite, quartz, idiocrase, orthose, sphène, grenat), dont la genèse est en relation avec des injections aplitiques.

Pour les auteurs, ces zones calcaires, qui ont été déjà en partie signalées par M. Ketterer et attribuées par lui au Trias-Lias, doivent appartenir à des formations précarboniférienne, qui ont été écrasées dans les synclinaux du massif hercynien.

Hautes Alpes calcaires. — M. M. LUGEON (**83**) a traité, dans une conférence, de la géologie générale des **Alpes vaudoises** ; il a commencé par décrire l'évolution paléogéographique de ces régions, en se basant sur les données les plus récentes de la stratigraphie alpine ; il a expliqué le rôle qu'a longtemps joué le géosynclinal alpin et comment se sont développées, au sein de celui-ci, les nappes de charriage. En terminant, M. Lugeon a décrit l'action des érosions quaternaires, en partie fluviales, en partie glaciaires et est arrivé ainsi à la genèse de la morphologie actuelle.

A la suite des publications que MM. Lugeon, Beck et Gerber ont consacrées à la géologie de la nappe du Wildhorn dans le territoire des **Alpes bernoises**, M. ED. HELGERS (**77**) a apporté quelques rectifications aux observations qu'ils avaient publiées en 1909 sur la chaîne du Lohner. Il reconnaît d'abord que l'anticlinal de l'Elsighorn est relié à celui du Lohner par le synclinal de Gollitschen ; il raccorde longitudinalement la paroi de Gollitschen avec le Buchholzkopf, mais il n'admet pas le prolongement de celui-ci dans la Waldegg. Il n'admet pas non plus que la Standfluh se prolonge dans le Niederhorn et suppose que la digitation corres-

pondant à la Standfluh, invisible au N du lac de Thoune, s'insinue entre la digitation du Niederhorn et son soubassement.

M. Helgers insiste sur l'extrême complication tectonique de l'Elsighorn, dans lequel on voit se superposer une zone inférieure d'écailles crétaciques-nummulitiques, puis une zone synclinale,, dans laquelle se mêlent du Nummulitique et des éléments préalpins, entre autres du Flysch du Niesen, et une digitation anticlinale supérieure formée de Crétacique et de Tertiaire. Il suit ces éléments dans la région du Gerihorn, entre la Kander et la Kien, et jusque dans la région de la Standfluh, qui pour lui correspond à la zone d'écailles de l'Elsighorn.

M. Helgers discute également la question du rôle tectonique de la série caractérisée par l'apparition des schistes de Wang, qui existe sur l'arête du Gerihorn-Giesenen et qui se retrouve à l'Augstmatthorn au N d'Interlaken.

Il reprend la question de la nappe du Flysch du Niesen dans ses rapports avec les plis haut-alpins, sans ajouter du reste grand'chose aux idées émises sur ce sujet par M. Beck.

M. Rud. Schider (**87**) a soumis à une nouvelle étude de détail la **chaîne de la Schrattenfluh**, qui, faisant partie des chaînes helvétiques externes, s'élève à peu près à mi-distance des lacs de Thoune et de Lucerne.

L'auteur commence son exposé par une description des terrains crétaciques de la Schrattenfluh, qui comprennent de bas en haut :

Le **calcaire valangien**, tantôt massif à la façon de l'Urgonien, tantôt échinodermique, comprenant à sa partie supérieure un niveau glauconieux, équivalent des couches de Gemsmättli.

Les schistes calcaires de l'**Hauterivien** inférieur.

Le Kieselkalk hauterivien, qui se termine vers le haut par une zone de brèche échinodermique.

Les couches glauconieuses de l'Altmann.

Les schistes de Drusberg avec *Toxaster Brunneri* Mer. et *Exogyra sinuata* Sow.

L'**Urgonien** inférieur à *Requ. ammonia* Goldf. et *Radiol. neocomiensis* d'Orb., qui supporte directement les dépôts écocènes ; la surface de l'Urgonien est nettement corrodée ; vers le NE l'étage se complète par l'apparition à sa partie supérieure de couches à Orbitolines.

La série du **Nummulitique** comprend de bas en haut :

1° Une zone, épaisse au maximum de 3 mètres, de grès à petites nummulites, qui manque souvent.

2° Des calcaires légèrement glauconieux à *Num. complanata*, épais de 10-15 m.

3° Des schistes finement gréseux et micacés avec débris de Pecten, épais d'environ 20 m.

4° Des grès quartzeux du Hohgant, qui par places contiennent des interstratifications schisteuses dans leur partie supérieure. Ces schistes ont fourni une faune nettement auversienne.

5° Les schistes à globigérines du Priabonien.

Le **Flysch**, qui forme deux zones de part et d'autre de la série de la Schrattenfluh, n'appartient certainement pas à cette série, mais à des complexes tectoniques indépendants. Entre la molasse et la base du Crétacique de la Schrattenfluh, il forme la zone subalpine, où il se compose en majeure partie de schistes argileux avec globigérines, dans lesquels s'intercalent des bancs de grès. Dans ce complexe sont englobés sous forme de paquets irréguliers divers types de calcaires nummulitiques, des schistes de Wang, des grès de Taveyannaz, des schistes de Leimern. Il est donc certain que cette zone représente un complexe hétérogène, dans lequel la masse schisteuse principale, avec certains bancs nummulitiques à *Orbitoïdes astericus* et *Heterostegina helvetica*, représentent probablement un élément helvétique arraché à une nappe inférieure, ou peut-être le jambage renversé de la nappe du Niederhorn; les schistes de Wang, avec les calcaires nummulitiques qui leur sont associés, doivent représenter des restes de la nappe de Drusberg, entraînés sous la nappe de Flysch des Schlieren; les grès de Taveyannaz ont dû être arrachés à la nappe des Diablerets ; les schistes de Leimern sont des terrains de la nappe de Flysch des Schlieren.

Dans la zone synclinale, qui sépare la chaîne de la Schrattenfluh de celle du Brienzer Rothorn, il faut distinguer les éléments suivants :

A la base le complexe entièrement disloqué du Wilflysch, qui forme les deux jambages du synclinal, le jambage septentrional étant, comme de juste, beaucoup plus épais, et sur lequel se superposent les schistes de Leimern ou Couches rouges, en s'enfonçant par places profondément dans ce soubassement.

Au centre du synclinal se développe le complexe des Schlieren, formé à la base de schistes gris, marneux et micacés, à Fucoïdes, puis de grès grossiers, polygéniques, passant souvent à de véritables brèches.

Décrivant les formations molassiques, qui constituent le soubassement de la zone subalpine de Flysch, M. Schider y distingue de bas en haut d'abord le complexe de la Nagelfluh polygénique, qui est vraisemblablement aquitanien, puis les couches de Horw ou de Hilfern, qui se composent de grès micacés et de marnes bigarrées avec des bancs de Nagelfluh calcaire surtout abondants vers le haut. L'auteur classe ces couches dans le Miocène, en notant que leur contact avec la Nagelfluh n'est pas simplement stratigraphique, mais qu'il est dû à un glissement des grès et marnes de Hilfern sur la Nagelfluh.

A propos des formations quaternaires, M. Schider décrit sommairement quelques moraines, des éboulements, des formations d'éboulis et des dépôts torrentiels.

Passant à la tectonique, M. Schider commence par rappeler que la Schrattenfluh appartient à la nappe du Niederhorn, qui elle-même est une digitation inférieure de la grande nappe du Wildhorn. Il constate ensuite que c'est partout le calcaire valangien qui forme la base de la nappe chevauchante, que celle-ci est donc totalement dépourvue d'un jambage renversé urgonien, contrairement à ce qu'avaient admis successivement Kaufmann et Burkhardt. Le calcaire valangien est peu épais; pris entre les deux masses plastiques du Flysch sous-jacent et des schistes de l'Hauterivien inférieur, il a été par places intensément disloqué et s'est enfoncé profondément dans le Flysch, au milieu duquel il forme des sortes de klippes.

Dans le prolongement NE de la Schrattenfluh, dont elle est séparée par les vallées confluentes de la petite Emme et du Rothbach, s'élève la chaîne de la Schwändelifluh. Celle-ci est formée d'une série normale de Crétacique inférieur et et de Nummulitique, chevauchant sur le Flysch subalpin à l'W et plongeant à l'E. Cette série est coupée par une série de failles transversales et par quelques failles longitudinales toutes à faible rejet. Aux abords du Rothbach elle est interrompue brusquement par un décrochement transversal, qui détermine à la fois un rejet à l'WNW d'environ un kilomètre et demi de son prolongement méridional et un étirement extrême de celui-ci. Dans le plan de ce décrochement des paquets d'Urgonien et de Nummulitique sont conservés, mais très écrasés. Cet accident, grâce auquel la série infracrétacique est localement très réduite, a été la cause déterminante de la traversée dans cette zone du Rothbach et de la petite Emme; il a affecté certainement le complexe de Flysch des Schlieren

entre le Blaikenkopf et la Blättliegg, mais ne paraît pas se prolonger d'autre part dans le Flysch subalpin.

A l'W de la petite Emme un accident analogue, mais de moindre ampleur, intervient entre le Bärselikopf et le Dellen, déterminant de nouveau un rejet vers l'W de sa lèvre S.

La chaîne même de la Schrattenfluh, formée d'une série normale de formations infracrétaciques plongeant au SE, est coupée par des failles assez nombreuses qui, quoique de faible rejet, se marquent en général nettement par les lambeaux de terrains éogènes, qu'elles ont contribué à conserver. Vers l'extrémité SW de la chaîne interviennent deux dislocations beaucoup plus importantes ; il s'agit de deux failles parallèles, qui traversent la vallée de la Grande Emme, l'une près des bains de Kemmeri, l'autre à environ un kilomètre plus au SE et qui coupent la direction de la chaîne suivant un angle aigu fermé au NE. Ces deux failles pourraient être envisagées comme ayant déterminé simplement un tassement de leur lèvre SE, mais il paraît plus probable qu'elles correspondent à des phénomènes d'étirement longitudinaux en relation avec une tendance à la poussée à l'W du Hohgant. Il y aurait donc ici sous une forme un peu différente une répétition de ce qui s'est passé entre la Schwändelifluh et la Schrattenfluh, et d'une façon générale on peut admettre qu'entre les lacs de Thoune et de Lucerne les chaînes calcaires externes ont été arquées, en même temps que tronçonnées par des étirements longitudinaux.

La traversée de la Grande Emme entre la Schrattenfluh et le Hohgant semble être de date relativement récente, interglaciaire, et avoir été créée par l'érosion régressive d'un torrent qui a décapité la Petite Emme.

Quant à la tectonique spéciale et à l'origine du Flysch des Schlieren, M. Schider se rallie absolument à la manière de voir de M. Beck ; il voit dans ce complexe une masse charriée d'origine méridionale, d'autant plus que, là où il a pu observer son contact avec les schistes à globigérines sous-jacents, il a toujours trouvé des signes manifestes d'un contact mécanique.

A l'extérieur des chaînes calcaires externes, M. Schider croit pouvoir démontrer le fait que les couches de Horw ont été entraînées au NW entre la Nagelfluh et le Flysh subalpin ; le plongement de ces couches est notablement moins fort que celui de la Nagelfluh ; il tend à se redresser du N vers le S, de sorte que l'épaisseur des couches de Horw doit

diminuer en profondeur. De plus, la largeur de la zone de ces molasses montre des irrégularités frappantes, dont la plus caractéristique se voit au Spirberg. Ici les couches de Horw forment un coin pointant au SE, juste en face de l'endroit où la chaîne calcaire externe est déchirée entre la Schrattenfluh et la Schwändelifluh ; elles montrent de plus une torsion très forte de leur direction.

Au contact du Flysch subalpin et des couches de Horw, tout indique un plan de chevauchement de première importance ; le Flysch repose en discordance sur son soubassement, qui plonge moins fort que lui-même.

Ajoutons, en terminant, que l'exposé de M. Schider est complété par une bonne carte au 1 : 25 000 et par une série de coupes transversales.

M. P. Arbenz, (**69**), qui a dirigé en 1913 l'excursion de la Société géologique suisse dans les **Alpes d'Unterwalden,** a rendu compte des principales observations faites par les géologues suisses à cette occasion.

Dans cette publication l'auteur commence par décrire la région de Kerns-Sachseln, dans laquelle M. Buxtorf a reconnu l'existence d'une zone importante de schistes marneux du Sénonien ; celle-ci avait été confondue par Kaufmann avec les Stadschiefer de l'Eocène. L'auteur fournit à ce propos des renseignements sur diverses coupes prises dans les zones de contact entre le Crétacique et le Nummulitique ; il expose l'interprétation donnée par M. Buxtorf de la grande zone éogène des environs de Kerns et Sachseln.

Ensuite M. Arbenz décrit la région frontale de la nappe, qui forme les montagnes de Sachseln et le bassin de la Melchaa, où il a constaté le chevauchement direct du Sénonien renversé sur le Wildflysch. Il montre comment l'Urgonien a dans cette nappe une épaisseur très réduite, qui diminue rapidement du N au S, tandis qu'entre le Sénonien et le Nummulitique les schistes de Wang prennent une grande importance. Au point de vue tectonique il décrit, au-dessus du pli frontal, un anticlinal déjeté et au jambage inférieur déchiré ; enfin il identifie cette nappe des Sachslerberge avec celle du Drusberg.

A propos du chemin qui remonte le Melchtal depuis Flühli, l'auteur décrit la stratigraphie des formations du Crétacique inférieur et moyen et aussi les moraines qui recouvrent en abondance toute cette région jusqu'au niveau de 1370 m. et contiennent de nombreux matériaux du massif de l'Aar.

Dans les environs de Melchtal M. Arbenz décrit une inté-

ressante série de calcaires suprajurassiques, de schistes tithoniques, d'argiles brunâtres du Valangien (2 à 3 m.), de grès glauconieux à pâte calcaire également valangiens (3 à 4 m.) et de Kieselkalk schisteux (40 à 50 m.). Ces dépôts présentent un faciès, qui n'existe ailleurs que dans la nappe de l'Urirothstok et ils appartiennent en effet à celle-ci ; ils affleurent en fenêtre sous la nappe du Drusberg. Celle-ci comprend dans cette région un système extrêmement compliqué de plis et d'écailles empilés, formés d'Argovien, de Malm, de Tithonique et de Valangien, qui tous sont couchés au N et dont les formes sont remarquablement indépendantes de celles de leur couverture crétacique, entraînée vers le N, à cause de la grande plasticité de la zone valangienne intermédiaire. Tous ces plis montrent une forte plongée longitudinale vers l'W

Dans un second chapitre M. Arbenz a rendu compte des observations faites sur le trajet de Frutt, par le Balmeregghorn, l'Engstlenalp et le Jochpass à Engelberg. A ce propos il montre que, dans cette région interne de la nappe helvétique supérieure, il faut distinguer deux anticlinaux principaux de Dogger : l'un, supérieur, forme toute la région culminante comprise entre le Rothhorn et le Hochstollen ; l'autre apparaît plus à l'E au Schwarzhorn et de là jusqu'au Balmeregghorn ; entre deux se développe un profond synclinal d'Oxfordien, couché horizontalement et dans lequel pénètrent depuis le S des digitations anticlinales de Dogger, depuis le N des digitations synclinales de Malm. Au-dessous du second de ces anticlinaux il s'en développe encore deux autres, couchés aussi au N et formés de Dogger et d'Oxfordien ; on peut étudier ces deux plis en descendant vers l'Engstlenalp.

M. Arbenz donne à propos de cette même région une description stratigraphique du Dogger qui comprend de bas en haut :

1° Schistes argileux micacés.

2° Brèche échinodermique riche en ocre et contenant des ammonites de la zone à *Son. Sowerbyi* (100 m.).

3° Argiles micacées schisteuses sans fossiles.

4° Oolithe ferrugineuse, qui a fourni *Macr. macrocephalus* et *Rein. anceps* et qui supporte directement les schistes noirs de l'Oxfordien.

Dans les environs de l'Engstlenalp, on trouve le cœur triasique de la nappe du Drusberg, le jambage renversé de celle-ci, très réduit par laminage, et la série autochtone, dans laquelle le Malm et l'Eocène se sont réciproquement pénétrés. Dans la direction du Jochpass, on voit la série renversée de

la nappe du Drusberg se terminer vers le bas par une zone de Dogger, au-dessous de laquelle existe une nouvelle série renversée, commençant avec le Lias et se continuant jusque dans le Malm et même, plus à l'E, jusqu'à l'Eocène. Cette dernière série appartient à la nappe de l'Urirothstok-Axen ; elle recouvre la série autochtone du Nummulitique. Dans cette zone tertiaire interviennent du reste plusieurs complications, que nous ne pouvons examiner ici en détail.

A propos de la descente du Jochpass, par le Trübsee sur Engelberg, M. Arbenz montre la continuité dans cette direction du jambage renversé de la nappe de l'Urirothstok et il décrit le grand éboulement, qui est descendu avant le stade de Gschnitz de la Gerschnialp et de la Laubalp sur les environs d'Engelberg.

En terminant M. Arbenz décrit la zone tertiaire des Surenen et ses deux bordures. Vers le N ces dépôts tertiaires sont recouverts d'abord par une écaille de Malm, puis par le jambage renversé de la nappe de l'Urirothstock, qui comprend du Malm et du Crétacique, fortement laminés. Vers le S le Flysch et le Nummulitique recouvrent la série autochtone, qui s'appuie sur le massif de l'Aar et qui affleure très nettement entre Surenenalp et Ebnetalp.

M. P. Arbenz (**68**) a consacré une nouvelle publication à la **tectonique de la Suisse centrale** et orientale. Se basant sur les travaux récents de MM. Zyndel, Trümpy, Spitz et Dyhrenfurth, il admet comme démontré que dans les Grisons les nappes austro-alpines, dirigées d'abord vers l'WSW, tendent à s'incurver de plus en plus, de façon à prendre finalement une direction SSW, presque S, tandis que d'autre part les nappes pennines conservent depuis le Valais jusque dans la région du Schams et de l'Oberhalbstein une direction W-E. De ce fait résulte dans le territoire du Rhäticon, du massif de Silvretta et des Alpes de Bergün de multiples complications tectoniques.

Ensuite M. Arbenz cherche à établir l'existence de phénomènes analogues dans la région frontale des nappes helvétiques. Ainsi le front de la nappe de Glaris s'incurve rapidement vers le SSW et même le S aux abords de la vallée de la Linth, et la nappe susjacente du Mürtschenstock montre une incurvation semblable quoique moins claire. Dans la nappe de l'Axen on retrouve, entre la Reuss et l'Aa d'Engelberg, une tendance très nette à l'incurvation des plis au SW; cette tendance est il est vrai surtout marquée dans les digitations inférieures; elle s'atténue à mesure qu'on se rapproche

de la nappe du Drusberg. Celle-ci, qui se développe au N du massif de l'Aar avec une amplitude qui varie dans les mêmes proportions que le degré de compression et d'exhaussement de celui-ci, échappe à l'influence des nappes austro-alpines; elle est due aux mêmes poussées vers le N, qui ont déterminé la mise en place des nappes pennines et l'écrasement des massifs de l'Aar et du Gothard. Cette nappe est du reste moins indépendante que beaucoup d'auteurs ne l'admettent; elle se rattache à une grande unité tectonique, à laquelle appartiennent aussi les nappes de Räderten, de Wiggis-Säntis et probablement aussi de l'Axen; elle s'est formée la dernière, mais sa mise en place a été suivie encore de dislocations, qui ont déterminé les phénomènes d'encapuchonnement connus de la région des Windgällen.

Ainsi les nappes inférieures helvétiques de Glaris et du Mürtschenstock se rattachent par leur forme et leur direction aux nappes austro-alpines et sont nées des mêmes poussées pendant une première phase, tandis que les nappes helvétiques supérieures se sont développées en même temps que les nappes pennines et ont une direction parallèle à celle de ces dernières. Ces deux systèmes de nappes helvétiques se heurtent avec des directions différentes dans la région de la Linth; or, précisément dans la même zone transversale, on voit apparaître, tout près du front des nappes, des éléments arrachés aux éléments les plus inférieurs, et à proximité de Netstall affleure du Malm sous-jacent à la nappe de Glaris, qui pourrait être autochtone. Cette zone transversale correspond donc à un bombement placé devant celui du massif de l'Aar, qui a pu agir, comme celui-ci, à la façon d'un buttoir. Enfin les grandes accumulations de Nagelfluh dans la bordure du plateau molassique ont agi aussi comme massifs résistants et déterminé plusieurs incurvations dans le front des nappes helvétiques.

M. Arbenz a complété sa notice par une carte tectonique de la Suisse centrale et orientale accompagnée de quelques commentaires. Dans cette carte il a délimité les deux grandes zones du massif de l'Aar; il a désigné par un signe semblable la série autochtone et les plis parautochtones; il a cherché à distinguer, autant que possible, les nappes du Mürtschenstock et de Glaris, qui sont difficiles à délimiter à l'E de la Linth; il a attribué à la nappe de l'Axen le groupe de l'Urirothstock et les formations crétaciques de l'Isental d'une part, d'autre part le Lias des Spitzmeilen et un paquet de Dogger et Malm, qui s'enfonce sous la nappe du Säntis près de Wallenstadt.

Du reste, comme je l'ai dit plus haut, M. Arbenz considère les formations crétaciques de la nappe du Säntis comme décollées des formations jurassiques de la nappe de l'Axen.

La nappe de Räderten réapparaît de part et d'autre de la vallée de la Reuss dans la zone anticlinale de l'Axentein-Selisberg. La nappe du Drusberg, qui commence vers l'E au Fluhbrig, se continue par le Frohnalpstock et le Niederbauen, puis par les Alpes d'Unterwalden jusqu'au Harder et de là au Wildhorn ; elle prend de plus en plus d'ampleur vers l'W; la nappe du Diegisbalm-Augstmatthorn en est une digitation supérieure.

La chaîne de Wageten est considérée comme un élément parautochtone, arraché et entraîné au N ; par contre les Aubrig, la Rigihochfluh et le Bürgenstock sont rattachés à la nappe du Säntis, tandis que les nappes du Pilate et du Niederhorn sont considérées comme des éléments inférieurs, dont l'origine reste douteuse.

Enfin, avec certaines réserves, M. Arbenz rattache le Verrucano du massif du Gothard à la nappe de Glaris.

M. W, Hauswirth (**76**), dont l'activité a été brisée presque à son début par une mort tragique qui l'a frappé au Caucase, avait terminé, avant de quitter son pays d'origine, une étude détaillée de la **chaîne du Kaiserstock et du Wasserberg**, soit de la région crétacique comprise d'une part entre la zone éocène de Sisikon-Pragel et la série jurassique de la nappe glaronnaise inférieure, d'autre part entre les Silberen et l'Axenberg.

L'exposé de ce travail, qui a été publié après la mort de l'auteur par les soins de M. Alb. Heim, commence par une description des formations crétaciques ; celles-ci comprennent de bas en haut :

1° Le **Valangien** qui se divise lithologiquement en quatre niveaux :

a) Les marnes de l'Oerli dont l'épaisseur varie de 0 à 40 m.

b) Les calcaires de l'Oerli, oolithiques, foncés en cassure fraîche, dont l'épaisseur est aussi très inégale.

c) Les marnes valangiennes caractérisées par une petite forme d'*Exog. Couloni*.

d) Les calcaires du Valangien supérieur, qui sont échinodermiques et ocreux à la base, qui vers le haut prennent une frappante analogie avec l'Urgonien, avec lequel ils ont été confondus, en particulier par M. Alb. Heim. Ces calcaires se distinguent de l'Urgonien par une structure partiellement oolithique et surtout par les silex qu'ils contiennent ; ils ont

fourni en outre des fossiles qui doivent se rapporter à *Hoplites Thurmanni*.

2° L'**Hauterivien** est représenté par le complexe caractéristique du Kieselkalk ; vers le haut il devient plus schisteux, en sorte qu'une transition graduelle s'effectue entre lui et les couches de Drusberg.

3° Le **Barrêmien** comprend les deux faciès connus des couches de Drusberg et de l'Urgonien, mais le développement relatif de ces deux complexes varie dans des proportions considérables, les couches de Drusberg pouvant être même complètement remplacées par les calcaires organogènes. Les couches de Drusberg prennent la forme de dépôts marneux, dans lesquels s'intercalent des bancs de calcaires plus ou moins siliceux ; elles contiennent *Lytoc.* cfr. *raricostatum* Uhl., *Astarte* cfr. *gigantea* Leym., *Exog. sinuata* Sow., *Rhynch. lata* d'Orb.

L'Urgonien n'appartient à l'étage barrêmien que par sa partie inférieure.

4° L'*Aptien* commence par les couches marneuses à *Orbitolina lenticularis* Lam, qui contiennent une faune relativement riche avec *Pygaulus Desmoulinsi* Ag., *Heteraster oblongus* Brong., *Rhynch.* cfr. *Gibbsi* Sow., *Terebr. Sella* Sow., *Terebr. Kaufmanni* Bachm., *Pteroceras pelagi* Brong. Ensuite viennent les calcaires coralligènes de l'Urgonien supérieur, dont la surface a été nettement corrodée avant le dépôt de l'Albien.

5° L'**Albien** est du reste faiblement développé ; il commence, au moins par places, par une couche très irrégulière de calcaire échinodermique, et comprend ensuite des grès verts sans fossiles plus marneux à la base, concrétionnés vers le haut.

6° Le **Cénomanien** comprend d'abord des grès verts marneux avec *Tur. Bergeri*, *Hamites virgulatus*, *H. pseudoelegans*, *Stolitzkaia dispar*, *Holaster subglobosus*, etc., puis des calcaires clairs à grains de glauconie, qui établissent le passage aux calcaires de Seewen et contiennent divers ammonoïdes du Cénomanien inférieur.

7° Le **Turonien** est représenté par le calcaire de Seewen typique, qui termine ici la série crétacique,

Le **Tertiaire** prend une extension très limitée dans la région considérée et n'existe guère que dans la vallée du Brüglibach ; il commence par des grès verts à *Assil. exponens*, nettement transgressifs, et comprend ensuite des schistes marneux, sans fossiles, difficiles à distinguer des marnes valangiennes.

Par ses caractères tectoniques, la chaîne du Kaiserstock et du Wasserberg appartient au front de la nappe de l'Axen, qui, ici comme ailleurs, est culbuté, plongeant au NNW et profondément digité. Sur la série jurassique, qui depuis le Klausen chevauche sur le Flysch et forme la base de la nappe de l'Axen, se superpose une première succession de dépôts valangiens et de Kieselkalk, puis, sur ce dernier, vient une première écaille formée de Valangien et d'Hauterivien, sur laquelle se superpose une seconde semblable. Ces deux écailles ont des fronts plongeant au N ; l'Urgonien ne paraît pas pénétrer profondément entre elles, les digitations correspondantes qu'il doit former sont enfouies au N.

Dans la région culminante du Wasserberg on trouve un troisième repli anticlinal culbuté de Valangien, qui a été supprimé par l'érosion dans la chaîne du Kaiserstock-Achselberg. Enfin, des lambeaux importants de jambage renversé d'un dernier anticlinal couché d'Hauterivien et de Valangien sont conservés dans le versant N du Wasserberg, à l'Ebnematt et vers l'Alp Wallis.

L'Urgonien, qui couvre la plus grande partie du versant N de la chaîne du Kaiserstock et une partie importante du même versant du Wasserberg, forme comme les niveaux sous-jacents plusieurs digitations, qui du reste, à cause de la plasticité relative des couches de Drusberg et du Kieselkalk supérieur, ne sont pas exactement conformes à celles du Valangien et de l'Hauterivien. Ces digitations apparaissent d'une façon particulièrement claire dans le versant N du Bisistal, où l'on peut voir trois complexes d'Urgonien se recouvrant par chevauchement et plongeant vers le NW avec entre eux, suivant les points, des pointes synclinales de Crétacique moyen et supérieur ou des pointes anticlinales de Barrêmien inférieur et d'Hauterivien. Entre les vallées de Bisis et du Hüribach l'Urgonien paraît être digité moins profondément ; il forme, sur le Kieselkalk et les couches de Drusberg, une énorme carapace, dans laquelle s'enfoncent deux ou trois synclinaux peu importants de Gault et de calcaire de Seewen. Dans la chaîne du Kaiserstock l'Urgonien ne dessine qu'un seul grand pli plongeant, dont le front s'appuie sur un synclinal de Gault et de Crétacique supérieur.

Ces plis sont coupés par un grand nombre de failles d'importance très diverse, dont la plupart sont transversales. Ils sont le prolongement direct des plis des Silberen décrits par M. Oberholzer, mais entre les Silberen et le Wasserberg

passe un ensellement transversal très accusé ; à partir de la vallée de Bisis tous les axes se relèvent vers le SW et cette élévation d'axes a été la cause de la disparition des plis supérieurs dans la chaîne de l'Achselberg et du Kaiserstock.

En terminant, M. Hauswirth a encore donné une brève description des caractères morphologiques de la région considérée, en relation avec la répartition des diverses formations qui la constituent ; puis il a cité quelques dépôts morainiques locaux bien caractérisés, il a montré l'extension prise par les dépôts d'éboulement, puis il a décrit sommairement des formations d'alluvions, qui, en différents endroits, en particulier dans les environs de Muottatal, et dans le Bisistal vers Seeberg, ont comblé d'anciens lacs de barrage.

Préalpes et Klippes. — M. A. Chaix (**70**) a soumis à une revision détaillée l'extrémité occidentale du faisceau frontal des Préalpes médianes dans la **chaîne des Brasses** (Haute-Savoie) ; il a levé une carte de 1 : 20 000 de la région, l'a coloriée géologiquement et l'a commentée par une description développée, accompagnée de nombreuses coupes géologiques.

Dans la première partie de sa description, l'auteur rend compte des caractères stratigraphiques de la région des Brasses, qui comprend essentiellement des dépôts triasiques, jurassiques, crétaciques, éocènes et quaternaires.

Le **Trias** est formé de masses très irrégulières de gypse, sur lesquelles repose d'abord une zone épaisse de cornieules, puis des bancs de calcaire dolomitique compact.

L'**Infralias,** qui n'avait pas encore été reconnu aux Brasses et dont un des termes les plus caractéristiques avait été en général confondu avec le Malm, prend en réalité un développement important et comprend :

1° Un banc dur de grès siliceux (1 à 2 m.) qui n'apparaît que localement à la base de l'Infralias.

2° Des schistes noirs et des bancs minces de calcaires en partie lumachelliques (15 m. au maximum), avec *Cardita austriaca*, Hauer, *Ostrea Marcignyana* Mart., *Pecten textorius* Schl., *Terebr. gregaria* Suess.

3° Des couches calcaires gréseuses, brunâtres avec de nombreux restes de Pecten, parmi lesquels *P. Thiollieri* Mart., des Cardinies et une Gryphea voisine de *Gr. arcuata.*

4° Un calcaire blanc ou jaunâtre, en partie finement oolithique, rappelant le Malm et formant comme celui-ci des parois claires et compactes. Ce niveau contient de nombreux polypiers mal conservés et des Pecten, *P. valoniensis* Defr. ;

on n'y trouve jamais les Lagenidés, qui existent toujours dans le Malm de cette région.

De cette série, les niveaux 1 et 2 sont certainement rhétiens, tandis que les niveaux 3 et 4 appartiennent probablement déjà à l'Hettangien.

Le **Lias** est formé en très grande partie par un puissant complexe de calcaires foncés, finement spathiques, riches en silex, qui paraissent être constitués essentiellement par des débris de Pentacrines et contiennent en outre des belemnites assez rares et indéterminables. Ce complexe repose souvent directement sur l'Hettangien ; il en est séparé à certains endroits par des couches distinctes, qui sont de haut en bas : 1° un calcaire gris avec grains de glauconie, un peu gréseux et spathique par places, qui contient de nombreuses bélemnites, des Arietites : *Ar. raricostatus* d'Orb., *Ar. semicostatus* Joung et Bird et des Brachiopodes : *Rhynch. belemnitica* Qu., *Spiriferina alpina* Op., *Sp. Moeschi* Haas. ; 2° un calcaire grossièrement spathique, de teinte claire, rose ou verdâtre, sans silex et sans fossiles déterminables.

Il est probable que les calcaires spathiques à silex appartiennent en partie au Sinémurien, en partie au Pliensbachien.

En se dirigeant des Brasses vers le N, soit vers la vallée de Bogève, on assiste à une transformation brusque du Lias et on voit celui-ci prendre le faciès qu'il possède en général sur la bordure des Préalpes médianes du Chablais.

A la base du Lias de la vallée de Bogève on trouve un calcaire foncé, gréseux et siliceux, tout semblable à la Pierre de Meillerie, qui appartient vraisemblablement à l'Hettangien, au Sinémurien et au Pliensbachien. Puis viennent des schistes marneux, plaquetés, qui contiennent par places en grande quantité des ammonites toarciennes : *Dumortiera Moorei* Lyc.. *Harpoceras aalense* Ziet., *Harp. mactra* Dum., *Harp. radians* Rein.

Le Dogger est constitué en majeure partie aux Brasses par un complexe de calcaires foncés, dont la partie inférieure comprend des bancs à grain fin, bien lités et souvent séparés par des zones schisteuses, tandis que la partie supérieure est plus gréseuse et spathique et contient une quantité considérable de silex. Vu l'absence de fossiles, il est impossible de délimiter ici exactement le Lias et le Dogger. Quant à la limite supérieure de ces calcaires, son âge peut être fixé au moins approximativement par la faune du niveau sus-jacent. Celui-ci est formé par des marnes schisteuses

grises-jaunâtres, qui sont caractérisées en première ligne par la fréquence de *Posidonia alpina* Gras, mais qui ont fourni dans divers gisements des ammonites les unes bathoniennes, les autres calloviennes, entre autres *Lytoc. tripartitum* d'Orb., *Macroceph. Herveyi* Sow., *Macroc. macrocephalus* Schl., *Oppelia aspidoïdes* Op., des Phylloceras douteux et des Perisphinctes indéterminables. Il est donc certain que ce niveau schisteux représente à la fois au moins une partie du Bathonien et le Callovien ; son épaisseur varie du reste dans des proportions considérables ; elle peut atteindre 170 m. ou être réduite à 3 ou 4 m. seulement, et ces variations sont explicables par des déformations tectoniques.

L'*Oxfordien* commence généralement par des bancs durs, de calcaires clairs, verdâtres ou jaunâtres, à grain fin, riches en silex, et qui, comme on peut le voir par l'étude microscopique, contiennent de nombreux spicules de spongiaires. Il comprend ensuite des calcaires grumeleux gris ou rouges, alternant avec des schistes rouges et des calcaires plus homogènes. Dans ce dernier niveau M. Chaix a recueilli *Peltoc. transversarium* Qu., *Oppelia trimarginata* Op., *Rhacoph. tortisulcatus* d'Orb. et différents Perisphinctes non déterminables exactement. L'épaisseur totale de l'Oxfordien ne paraît du reste jamais dépasser 15 m. ; elle est souvent moindre et l'étage entier peut faire défaut.

Le *Malm*, qui atteint par places jusqu'à 100 m. d'épaisseur, est souvent beaucoup plus réduit, et peut même manquer complètement. Ceci est particulièrement le cas dans la zone synclinale qui s'étend du vallon de Vernant à Chaîne d'Or, dans laquelle le Crétacique supérieur recouvre presque partout directement le Dogger. Ce Malm est formé par des calcaires clairs, compacts, au grain très fin, dans lequel l'étude microscopique révèle l'existence de nombreuses *Calpionella alpina* Lorenz.

Le **Crétacique inférieur** n'apparaît pas dans la chaîne même des Brasses, on ne le trouve que sur la bordure de la zone synclinale d'Onion et plus au N ; il n'atteint du reste jamais qu'une faible épaisseur et se compose de calcaires sublithographiques, très clairs, lités, en bancs minces et en partie remplis de silex, sans fossiles caractéristiques.

Le **Crétacique supérieur** est représenté par le faciès bien connu des *Couches rouges ;* il commence par une zone plus marneuse et plus rouge remplie de globigérines du type de *Gl. globata*, puis se termine par des calcaires à grain fin, gris ou rosés, contenant surtout de petites globigérines à paroi

mince, des orbulines et des textilaires. Ces couches rouges peuvent reposer sur les divers niveaux du Dogger, du Malm ou du Crétacique ; elles remplissent les synclinaux écrasés des Brasses et prennent un grand développement tout autour du bassin d'Onion.

Sur le Crétacique supérieur repose, dans le bassin d'Onion, des grès quartzeux brunâtres, qui représentent le **Flysch**, mais ne forment que peu de bons affleurements. D'autre part, le Flysch des Préalpes externes, qui forme en grande partie le versant droit de la vallée de Bogève, s'enfonce profondément sous le chevauchement des Préalpes médianes, car on en retrouve un affleurement au-dessus de Ville-en-Sallaz.

M. Chaix fournit, à la fin de son chapitre stratigraphique, quelques indications sommaires sur les dépôts quaternaires de la vallée de Bogève, du bassin d'Onion, du bassin de Saint-Jeoire et du col de la Tour, qu'il n'a du reste étudiés qu'accessoirement.

Dans sa description tectonique, M. Chaix commence par diviser la région des Brasses en quatre zones concentriques :

1° Une zone frontale dans laquelle le Trias et le Lias, repliés sur eux-mêmes, chevauchent sur le Flysch des Préalpes externes.

2° Une zone dans laquelle se développent de puissants anticlinaux redressés de Trias, Lias et Dogger.

3° Une zone dans laquelle les plis deviennent de nouveau largement chevauchants et qui prolonge les grands chevauchements du Môle reconnus par Marcel Bertrand.

4° Enfin une zone interne, dont les plis adoucis s'enfoncent à l'E sous le Flysch.

La zone externe ou frontale commence par le grand plan de chevauchement, qui sépare le Flysch des Préalpes externes du Trias des Préalpes médianes; elle comprend trois écailles, qui commencent chacune avec le Trias et sont formées en outre de Lias et parfois de Dogger. Tout jambage renversé est supprimé entre ces écailles. Dans la plus externe de celles-ci le Lias prend le faciès septentrional des Préalpes médianes et comprend une succession de schistes toarciens fossilifères; dans la seconde le faciès schisteux du Lias supérieur a déjà disparu. L'écaille supérieure se relie vers le S par un synclinal fortement déjeté et laminé avec les plis de la seconde zone.

Celle-ci est formée essentiellement de Trias, de Lias et de Dogger, qui sont plissés en trois anticlinaux serrés les uns contre les autres et redressés presque verticalement. Le prin-

cipal de ces plis avait été complètement méconnu par les auteurs antérieurs, en particulier par Renevier, et cette erreur provient de ce qu'au cœur même de ce pli affleurent les Couches rouges, qui, à première vue, devaient être interprétées comme jalonnant un axe synclinal, d'autant plus qu'elles sont bordées par des calcaires blancs, en réalité infraliasiques, mais qui avaient été considérées jusqu'ici comme Malm. D'après les observations détaillées de M. Chaix, il s'agit ici d'un anticlinal de Trias et de Lias, au cœur duquel surgissent d'abord une série discontinue de Lias et de Dogger renversés et laminés, puis une écaille considérable de Crétacique supérieur et même de Flysch, qui affleure au-dessus de Ville-en-Sallaz; ces formations font partie d'un système imbriqué, sous-jacent à la nappe des Préalpes médianes.

Le synclinal qui suit à l'E est très étroit, fortement redressé et rempli seulement par du Dogger inférieur. Puis vient l'anticlinal qui forme la région culminante de la chaîne, qui est redressé presque verticalement, avec un cœur de Trias et un jambage septentrional très réduit par laminage et déchirement. La longue arête des Brasses est formée par le Lias du jambage interne de ce pli.

Le synclinal qui vient ensuite vers l'E se suit depuis le vallon de Vernand par le versant oriental des Brasses jusqu'à la chaîne d'Or au S de Bogève. Il comprend non seulement du Dogger, mais aussi du Malm et des Couches rouges. Dans sa partie S il est divisé en deux digitations, puis il devient simple et très étroit dans sa partie médiane, pour se digiter de nouveau vers le N. Sur toute sa longueur il montre des signes d'écrasement et de déchirement, qui se traduisent par des suppressions considérables de couches dans les deux jambages.

L'anticlinal suivant, formé d'abord, à l'E du vallon de Vernand, par une importante zone de Lias entre deux bandes de Dogger, s'accentue vers le N, de façon à bientôt laisser apparaître les cornieules. Celles-ci sont souvent en contact direct avec les Couches rouges du synclinal voisin à l'W, le jambage jurassique et liasique intermédiaire ayant subi un laminage intense. Cet anticlinal est du reste, comme les précédents, presque vertical ; son jambage E est couvert par un manteau important de Couches rouges qu'on suit depuis le pâturage de l'Herbette d'en haut et les pentes qui dominent Pouilly, jusque dans la région au NW d'Onion.

L'anticlinal précité est replissé dans son jambage dorsal, qui montre deux anticlinaux secondaires bien visibles au-

dessus de Pouilly. Mais dans la direction du NE tout ce jambage oriental ne tarde pas à disparaître sous un grand pli chevauchant, dont le Trias tantôt recouvre directement les Couches rouges, tantôt est séparé d'elles par des lambeaux de jambage renversé ou des écailles jurassiques de structure très compliquée. La racine de ce pli, bien visible au-dessus de Pouilly, est redressée presque verticalement et très amincie, puis le Trias, le Lias et le Dogger se couchent au NW, recouvrant l'anticlinal plus externe sur une largeur de plus d'un kilomètre, et formant les hauteurs des Pravis et du Rocher des Rosiers. Cet anticlinal est suivi vers l'E par deux autres, dont l'un n'est ouvert que jusqu'au Lias, dont l'autre, au contraire, comprend une importante zone de Trias, chevauchant vers l'W et portant vers l'E une série jurassique très réduite par laminage.

L'ensemble de ces trois plis présente cette particularité, qu'ils s'abaissent avec une rapidité extraordinaire vers le N, soit vers le bassin d'Onion, où ils disparaissent tous trois momentanément sous un manteau de Crétacique, de Flysch et de moraines.

Entre ce faisceau et la zone du Flysch de Mieussy se développent deux anticlinaux déjetés à l'W, qui, grâce à leur abaissement longitudinal vers le N, sont de moins en moins profondément érodés et qui par ce fait sont bientôt enveloppés par leur carapace de Malm.

En relation avec le développement de ces cinq anticlinaux les plus internes de la région des Brasses et du Risse, M. Chaix a étudié en détail la tectonique du bassin d'Onion, qui est un exemple typique d'ensellement transversal, exceptionnellement brusque et profond. Tous les plis que coupe cet ensellement y disparaissent sous les Couches rouges et le Flysch à un niveau variant de 800 à 900 mètres, tandis qu'à moins de deux kilomètres au S ces mêmes plis, formés de Lias et de Dogger, s'élèvent jusqu'à 1200 et 1450 mètres. Au N de l'ensellement d'Onion ces plis réapparaissent aussi brusquement qu'ils ont disparu du côté S et les trois plus externes d'entre eux ne tardent pas à être ouverts jusqu'au Trias, en prenant une forme laminée, tandis que les deux plus internes restent en grande partie enveloppés dans leur carapace de Malm, incurvée en larges voûtes. Cette remontée brusque des plis vers le N est accidentée par deux ou trois ondulations transversales nettement marquées. Enfin, il est intéressant de noter que les plis qui ne sont pas directement affectés par cet ensellement, mais le bordent vers l'extérieur,

transforment, dans son voisinage, brusquement leur déjettement habituel à l'W en un déjettement vers l'E, comme s'ils étaient attirés par le vide qui se creuse en cet endroit.

Comparant l'ensemble des plis qu'il a constatés dans la chaîne des Brasses et la vallée du Risse avec les plis du Môle qu'a étudiés Marcel Bertrand, M. Chaix montre que des trois anticlinaux redressés, qui forment la région occidentale des Brasses, deux se prolongent très nettement dans les deux anticlinaux du versant occidental du Môle. Pour les éléments plus internes les raccords sont plus difficiles à établir dans le détail, parce que la région de Saint-Jeoire correspond à un nouvel ensellement transversal profond, dans lequel les formations jurassiques sont en grande partie cachées sous un revêtement quaternaire. Il est facile de reconnaître que la zone des grands chevauchements du Môle se poursuit dans les Brasses par une zone semblable; mais il paraît très probable qu'il y a un relaiement entre le grand pli chevauchant du Môle, qui diminue rapidement d'importance vers le N et prend au S du bassin d'Onion la forme d'une simple voûte déjetée de Malm, et des plis plus externes, ceux de Pravis et de l'Aouille, qui se simplifient vers le S, deviennent de moins en moins chevauchants et disparaissent même en partie, en sorte qu'au Môle ils ne sont plus représentés que par un anticlinal faiblement déjeté.

En terminant, M. Chaix insiste encore sur l'importance des deux ensellements de Saint-Jeoire et d'Onion et fait ressortir la relation qui existe entre eux, et l'incurvation brusque des plis du faisceau externe des Préalpes médianes, qui, d'une direction SSE-NNW, passent d'abord à une direction N-S à partir du bsssin de Saint-Jeoire, puis à une direction SSW-NNE à partir du bassin d'Onion. Ces deux coudes ont eu pour effet d'une part une compression et un enfoncement des éléments internes du faisceau, d'autre part au contraire un étirement des éléments externes.

M. L. Horwitz (79) a entrepris une étude du **massif d'Arsajoux**, qui s'élève au NE de Charmey dans les Préalpes fribourgeoises, et a consacré une notice à la description spéciale des dépôts mésozoïques qu'il a rencontrés dans cette région. Après avoir simplement rappelé que le Trias est représenté dans cette partie des Préalpes par des cornieules et par des calcaires dolomitiques associés à des marnes bariolées, il consacre la partie principale de son texte à préciser les caractères stratigraphiques et paléontologiques du Lias, dans lequel il distingue de bas en haut :

1° Le **Rhétien,** qui comprend de bas en haut : *a*) brèche à éléments triasiques, *b*) calcaire clair, oolithique et en partie dolomitique, *c*) calcaire compact foncé, *d*) lumachelles à *Avic. contorta*, *e*) calcaires plus ou moins dolomitiques à *Terebr. gregaria*.

2° L'**Hettangien-Sinémurien-Lotharingien.** Le Lias inférieur est représenté par un ensemble de calcaires échinodermiques, à la partie supérieure desquels seulement on trouve des fossiles, dans un banc glauconieux. Les espèces suivantes ont été déterminées dans cette faune :

Aegoceras subplanicosta Op.
» Lorioli Hug
Ammonites Berardi Dum.
Cymbites globosus Schübler
Echioceras raricostatum Zieten
Oxynoticeras Greenoughi Sow.
Rhacophyllites Stella Sow.
Vermiceras ultraspiratum Fucini
» Oosteri Dum.
Avicula sinemuriensis

3° Le **Pliensbachien inférieur,** qui est représenté par un calcaire dur, siliceux, de teinte variable, et qui a fourni de rares fossiles déterminés comme *Arietites varians* Fuc., *Ar. Reynesi* Fuc., *Asteroc. margarita Paronai* Fuc., *Deroc. instabile* Fuc., *Phylloc. numismale* Qu.

4° Le **Pliensbachien supérieur** ou **Domérien,** formé d'alternances de marnes et de calcaires et contenant : *Amaltheus margaritatus* Montf., *Am. costatus spinatus* Qu., *Grammoc. normannianum* d'Orb., *Harpoc. nitescens* J. a. B., *Hildoc. algovianum* Op.

5° L'**Infratoarcien,** qui prend un faciès argileux et est assez riche en fossiles, contenant entre autres : *Coeloc. anguinum* Rein., *Gram. subtile* Fuc., avec une grande abondance de Brachiopodes variés. Cette faune possède dans son ensemble un caractère nettement mixte entre le Pliensbachien et le Toarcien ; elle correspond au niveau qu'on a dénommé « couches à Leptena ».

6° Le **Toarcien inférieur,** représenté par des schistes marneux plaquetés, riches en fossiles, en particulier en ammonites :

Coeloceras anguinum Rein.
Harpoceras Renevieri Hug
» Kisslingi Hug
» serpentinum Rein.
» lythense Y. a. B.
Harpoceras Levisoni Simpson
» exaratum Y. a. B.
Lytoceras cornucopiae Y. a. B.
Phylloceras heterophyllum Sow.
» Pompeckyi Hug.

7° Le **Toarcien supérieur,** également schisteux, mais caractérisé par d'autres espèces : *Grammoceras toarcense* d'Orb., *Pseudogrammoceras expeditum Buckm.*, *Pseudogr. metallarium* Dum., *Pseudogr. Mülleri* Denckm.

8° L'**Aaalénien**, qui montre encore le même faciès et dans lequel M. Horwitz a pu distinguer deux niveaux paléontologiques, l'un avec *Dumortieria signata* Buckm. et *D. rhodanica* Haug., l'autre contenant :

Lioceras subcostatum Buckm.
Oppelia subaspidoïdes Vacek
» subplicatella Vac.
» gracilobata Vac.
Sonninia pinguis Roem.
Witchellia Romani Op.
Rhaeboceras tolutarium Dum.
Phylloceras Partschi Stur.
» ultramontanum Zittel

Il est possible que les couches supérieures de cet étage appartiennent déjà au Bajocien, mais il est certain qu'une partie importante des formations que Gilliéron attribuait au Dogger, sont en réalité liasiques.

M. Ed. Gerber (**75**) a donné une courte description de quelques affleurements de Trias et de Lias, qu'il a étudiés dans les **environs de Spiez** et dans la partie inférieure de la vallée de la Kander. Il a fourni en outre quelques renseignements nouveaux sur la moraine rissienne de la même région et sur l'ancien delta de la Simme, qui recouvre cette moraine et date de la période interglaciaire Riss-Würm. Ces dépôts sont souvent recouverts par des alluvions purement fluviales, également interglaciaires, sur lesquelles s'est déposé la moraine wurmienne. En terminant, M. Gerber développe quelques considérations sur l'évolution des vallées de la Kander et de la Simme entre la glaciation de Riss et l'époque actuelle.

J'ai signalé déjà dans des Revues antérieures plusieurs épisodes de la polémique engagée au sujet des **Klippes de l'Allgäu** entre MM. Tornquist et Mylius. Cette discussion continue; en 1913 M. H. Mylius (**85**) l'a reprise, en maintenant son point de vue. Pour lui l'état de dislocation, dans lequel se trouvent les formations des Klippes, dépend plus du degré de résistance de celles-ci que de leur origine tectonique. Les relations entre les Klippes et les brèches à éléments cristallins ne sont nullement telles que M. Tornquist les suppose. Le faciès des terrains des Klippes, intermédiaire entre ceux de la série helvétique et des Alpes orientales n'implique nullement une nappe des Klippes, telle que l'admet M. Tornquist. Enfin le fait que les Klippes s'amincissent et s'effilent vers le bas ne signifie pas que celles-ci aient été enfoncées de haut en bas dans le Flysch; il peut s'expliquer par un simple phénomène d'imbrication.

Nappes pennines. — M. Fr.-W. Hermann (**78**) a consacré plusieurs saisons à l'étude géologique de la région des Alpes

pennines comprises entre les vallées d'Hérens et de Tourtemagne, territoire qui correspond au dos et au front de la **nappe du Grand Saint-Bernard.** Il a consacré à ce sujet une notice d'une centaine de pages, qui sert de commentaire à une carte au 1 : 50 000 et à un panorama tectonique.

Après avoir rappelé les grands traits de la tectonique des Alpes pennines et exposé la méthode qu'il a suivie dans ses recherches, M. Hermann aborde la description des formations constitutives de la nappe du Grand Saint-Bernard dans le territoire considéré. Il distingue dans l'ensemble de ces formations, pétrographiquement très variées, cinq zones lithologiques-stratigraphiques, auxquelles du reste il ne prête pas un caractère absolu ; ce sont de bas en haut :

1° Une zone profonde formée de gneiss œillés, chlorito-séricitiques, qui se rattachent au type orthogneiss et qui sont délimités d'une façon très irrégulière, indépendante des lignes tectoniques.

2° Une zone de gneiss à grain fin, dans lesquels s'intercalent en quantité importante des roches amphiboliques et des prasinites. Ces roches sont nettement métamorphiques et peut-être en partie intrusives ; elles ne sont franchement délimitées ni vers le bas, ni vers le haut.

3° Une zone caractérisée par la prédominance de plus en plus marquée vers le haut des micaschistes. Ces schistes passent vers le haut par leur enrichissement progressif en quartz à

4° Des quartzites chlorito-séricitiques, qui sont sous-jacents aux quartzites compacts du Trias et qu'on peut attribuer au Permien et peut-être au Carboniférien. Ce système, si bien développé plus au N dans le jambage renversé de la nappe du Grand Saint-Bernard, n'existe en effet sur le dos de celle-ci dans la région considérée que sur un seul point sous sa forme caractéristique de schistes charbonneux et de grès. Cet affleurement unique connu se trouve un peu au N de Saint-Luc.

5° Les quartzites compacts du Trias inférieur, qui ne sont pas séparés du niveau sous-jacent par une limite tranchée et dont la base ne paraît pas correspondre à un niveau stratigraphique constant. L'épaisseur de ces couches varie du reste considérablement (de 0 à 100 m.), en augmentant d'une façon générale vers le N., où probablement le faciès quartzitique franc descend jusque dans le Permien. A côté des quartzites au grain fin et homogène, on distingue des bancs nettement conglomératiques et d'autres qui contiennent de la séricite en quantité importante.

Sur ces quartzites se superposent suivant un plan parfaitement net les calcaires du Trias supérieur et les schistes lustrés.

Passant ensuite à la tectonique, M. Hermann décrit la géologie du massif des Rocs de Boudry, dans lequel il distingue une série imbriquée supérieure, formée de schistes lustrés avec deux bandes de Trias calcaire, puis un pli couché presque horizontalement au N, dont le cœur, formé de schistes de Casanna, est simple, tandis que son front triasique est divisé en au moins quatre digitations superposées. Ce pli, dit du Kaltenberg, est très nettement visible dans le versant oriental des Rocs de Boudry ; au-dessous de lui, un autre anticlinal couché, formé de quartzites triasiques, se suit depuis le pâturage de Plumat jusque dans la paroi du Meidenhorn ; là sa tête s'enfonce sous un pli en retour de Trias, qui se moule sur elle en se couchant au S. Cet ensemble de plis est encore compliqué par de multiples failles.

M. Hermann insiste sur le peu de continuité que présentent ces accidents dans le sens longitudinal et il attribue leur origine à des actions locales ; parmi celles-ci, la plus importante serait la poussée exercée sur la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard par celle de la Dent Blanche, poussée qui serait ici particulièrement étendue vers le N, à cause de l'avance marquée vers le N du front de cette nappe supérieure entre les massifs résistants du Mont-Blanc et du Gothard.

Au N de la région très accidentée des Rocs de Boudry, le dos de la nappe du Grand Saint-Bernard s'élève lentement vers le NW sans complication jusqu'au S de la Bella Tola ; ce sommet est formé par un lambeau de quartzites triasiques incurvés en un large synclinal. Entre la Bella Tola et l'Illhorn l'arête est formée par les schistes de Casanna plongeant faiblement au S et recouvrant vers le N le Trias de l'Illhorn. Dans le versant N de ce dernier sommet on rentre dans un complexe de digitations frontales comprimées et superposées, parmi lesquelles on peut distinguer deux anticlinaux principaux formés de schistes de Casanna et deux synclinaux triasiques. Le second de ces synclinaux, à partir du haut, est particulièrement développé ; il se prolonge dans le Val d'Anniviers jusque sous Saint-Luc et dans le Val de Tourtemagne jusque sous l'Emshorn ; il est du reste replissé sur lui-même.

Décrivant ensuite la chaîne comprise entre le Val d'Anniviers et le Val d'Hérens, M. Hermann commence par consta-

ter qu'on n'y retrouve pas d'accidents correspondant à ceux des Rocs de Boudry. Depuis le fond des vallées de la Navizence et de la Gougra on voit les schistes de Casanna et le Trias s'élever lentement vers le NW, soit vers l'arête de Sorebois, soit vers la pointe de Marenda. Là, le Trias dessine un anticlinal déjeté au N, qui paraît correspondre à l'anticlinal du Pas de Bœuf au S de la Bella Tola. Puis vient un large synclinal faiblement ondulé, qui se termine au S des Becs de Bosson par une faille mettant en contact les quartzites triasiques au S avec les schistes lustrés au N. Entre les Becs de Bosson et la Maïa nouveau synclinal très large de schistes lustrés et de Trias, qui est limité vers le N par une nouvelle faille présentant le même rejet que la première. Plus loin encore la région de la Becca de Lovegnoz et de la Montagne du Tsan montre encore une inflexion synclinale du Trias et du Jurassique; le Trias reparaît sur l'arête au Mont Gauthier, tandis que le Mont Noble, plus au N, est dans les schistes de Casanna de la digitation frontale supérieure et correspond à la zone du Schwarzhorn, qui recouvre le grand synclinal triasique de l'Illhorn.

A propos de cette région, M. Hermann attire encore l'attention du lecteur sur des inflexions transversales, qui se traduisent par des relèvements brusques de la surface de la nappe du Grand Saint-Bernard et qui semblent se prolonger dans des inflexions semblables que M. Argand a constatées plus au S dans le corps de la nappe de la Dent Blanche.

Passant ensuite à la description de la zone de Trias calcaire et de schistes lustrés qui s'intercale entre les nappes cristallines du Grand Saint-Bernard et de la Dent Blanche, M. Hermann commence par donner un aperçu stratigraphique sur le Trias supérieur, formé de calcaires dolomitiques, de cornieules et de gypse et sur les schistes lustrés, qui sont caractérisés ici par leur pauvreté en dépôts gréseux. Dans le jambage renversé de la nappe de la Dent Blanche le Trias prend un faciès spécial et comprend des calcschistes, des marbres et des quarzites. A ces formations sont associées en quantité prédominante des roches vertes intercalées dans les schistes lustrés.

Quant à la tectonique de cette zone, M. Hermann décrit d'abord des écailles de Trias calcaire qu'il a constatées dans la masse des schistes lustrés qui forment les Rocs de Boudry, puis surtout il consacre un important chapitre à la description d'une puissante lame de Trias, qui s'élève depuis Evolène jusque dans l'arête N de Sasseneire et redescend de là

vers l'alpe de Zalelet dans le haut de la vallée de la Gougra. Cette lame correspond à un pli très étendu, dont des lambeaux subsistent plus au N, en particulier au sommet des Becs de Bosson, à la Becca de Lovegnoz, et sur l'arête qui relie cette sommité au Mont Gauthier. Partout la lame triasique recouvre les schistes lustrés normalement sus-jacents au Trias de la couverture de la nappe du Grand Saint-Bernard. Ce vaste pli paraît devoir se raccorder avec celui qui a été déjà dessiné par Gerlach dans la région du Pic d'Arzinol, de la Pointe du Mandalon et du Mont Carré. Pour des raisons qui paraissent peu plausibles, M. Hermann le rattache à l'une des digitations frontales de la nappe du Grand Saint-Bernard et le considère comme rebroussé du NW au SE.

Enfin, dans un dernier chapitre, l'auteur signale la découverte qu'il a faite de cinq lambeaux de recouvrement, appartenant par la nature de leurs roches à la nappe de la Dent Blanche et superposés dans le massif des Rocs de Boudry aux schistes lustrés. Ces lambeaux sont formés de prasinites, toutes semblables à celles du jambage renversé de la nappe de la Dent Blanche et passent vers le haut, comme celles-ci, à des roches plus grenues, intermédiaires entre les prasinites franches et les gneiss de la série d'Arolla.

M. W. Freudenberg (**74**) a entrepris une nouvelle série de recherches sur la **zone de contact entre le gneiss et le Trias dans la région orientale du massif de l'Adula**, dans le but de préciser l'âge des intrusions granitiques auxquelles correspondent les gneiss des nappes cristallines des Grisons.

Dans l'exposé de ses observations, l'auteur commence par rappeler qu'il a émis déjà en 1908 l'idée que les orthogneiss ont dû pénétrer intrusivement dans les schistes lustrés et que plus tard, lors des grands plissements alpins, les uns et les autres ont pris une texture schisteuse uniformément orientée. Il montre ensuite comment il a été amené à admettre que la formation des filons et des veines de nature aplitique a dû continuer jusque pendant les dernières phases des plissements alpins, en relation avec une recristallisation des gneiss voisins et sous l'influence de réactions hydrochimiques.

Dans la zone de contact entre le gneiss et le Trias près de Hinterrhein, M. Freudenberg a constaté la présence d'un gneiss schisteux très riche en biotite, dans lequel les feldspaths primaires sont à l'état de débris, tandis que l'albite secondaire y est abondante, et accompagnée d'un carbonate

riche en fer et en magnésie, dont l'origine doit être cherchée dans le Trias voisin. Celui-ci, commence directement par des dolomites, sans aucun conglomérat de base. Des conditions analogues se retrouvent dans la direction du S jusqu'au Bernardin. Ici, dans le plan de contact, apparaît un gros filon aplitique, qui s'est plissé à la façon d'un corps plastique et soit la dolomite, soit les schistes ambiants, montrent aux abords du filon une modification substantielle, due évidemment à une diffusion partie de la masse aplitique.

Entre le filon aplitique et les calcaires dolomitiques, M. Freudenberg a observé plusieurs types de roches de mélange, formées d'une part de carbonates, d'autre part de biotite, d'albite, de quartz, etc,... et qui résultent évidemment d'une recristallisation intense des calcaires survenue en même temps qu'une injection intime de ceux-ci par des solutions riches en silicates. Le fait que dans ces formations de contact apparaissent en quantité prédominante justement les mêmes espèces minérales, qui ont cristallisé les premières dans le magma granitique voisin, montre à l'évidence que les gneiss de l'Adula sont plus jeunes que le Trias et les formes que prennnent les microplissements dans ces roches injectées impliquent une contemporanéité entre l'injection et les plissements alpins.

En résumé, les types pétrographiques que l'on trouve développés dans la zone de contact entre le gneiss et le Trias doivent s'expliquer par la superposition de deux actions tout à fait distinctes : 1° un métamorphisme de contact, dans lequel sont intervenues des vapeurs minéralisatrices et des solutions fortement minéralisées ; 2° un métamorphisme dynamique déterminé par les plissements alpins.

Dans l'intérieur du massif gneissique de l'Adula ou trouve en quantité considérable un granite, de structure tantôt franchement granitoïde, tantôt plus ou moins porphyroïde et se rapprochant alors du porphyre de la Rofna. Les felspaths sont toujours plus ou moins altérés et il s'est formé à leurs dépens des microclines, de l'albite, de la calcite et de l'épidote.

M. Freudenberg fait ici une importante digression, pour traiter la question des brèches connues sous le nom de Taspinites, qu'il considère comme des brèches sédimentaires plus ou moins modifiées par des actions mécaniques. Il attribue la partie inférieure de ces dépôts, qui est caractérisée par la prédominance des éléments cristallins, au Lias; il est donc amené à considérer le gneiss de la Rofna sous-jacent comme plus an-

cien que le Lias et à supposer des mouvements orogéniques entre le Trias et le Lias; il admet d'autre part que la sédimentation des Taspinites s'est continuée jusque dans le Crétacique supérieur, la composision du dépôt se modifiant progressivement dans le sens d'un enrichissement toujours plus prédominant en éléments calcaires. De la présence dans les brèches supérieures de débris d'ophicalcites, M. Freudenberg conclut que les intrusions de roches basiques ont dû en tout cas commencer dans le Crétacique.

Après cette digression M. Freudenberg revient à la question de l'âge des massifs gneissiques des Grisons et rend compte d'une série d'observations qu'il a faites dans le massif de la Rofna, dans la série cristalline de l'Avers et dans la série de la Maloja et de la Bernina. Dans l'Avers comme dans la région de la Maloja l'on peut constater une intrusion des gneiss soit dans le Trias, soit dans des schistes riches en graphite d'âge probablement carboniférien. Par contre les granites de l'Albula et du Julier doivent, d'après M. Freudenberg, être d'âge carboniférien, parce qu'on en trouve des galets dans le Verrucano de Saint-Moritz.

Dans le massif de la Bernina l'auteur admet que les formations mésozoïques qui se suivent depuis le bas du Val Fedoz jusque sous le Monte della Disgrazia ont subi un métamorphisme de contact intense et en conclut à un âge récent des orthogneiss voisins; il arrive à la même conclusion pour les roches dioritiques, qui forment les environs du glacier du Morteratsch. Ainsi les roches granitoïdes de la Bernina et du Monte della Disgrazia seraient au moins en grande partie crétaciques-tertiaires. Elles auraient fait intrusion dans des voussoirs anticlinaux, à peu près au même moment, où dans les géosynclinaux s'épanchaient les roches basiques.

Dans son chapitre de conclusions M. Freudenberg établit d'abord le fait que le gneiss de l'Adula, dépendance des gneiss tessinois, a dû faire intrusion entre le Carboniférien qu'il contient comme inclusions et les brèches liasiques de la Taspinite qui en renferment des galets. Entre ce massif intrusif et le Trias sus-jacent des phénomènes de transfusion se sont produits jusque dans les temps tertiaires; les substances les plus mobiles, en particulier les oxydes de fer, ont émigré du gneiss dans les sédiments ambiants et y ont produit des effets qui rappellent beaucoup ceux du métamorphisme de contact, et la confusion ici est d'autant plus facile qu'un métamorphisme dynamique a altéré l'image née du premier métamorphisme.

Enfin M. Freudenberg étudie la répartition stratigraphique générale des roches porphyriques dans les Alpes méridionales; il admet que les phénomènes effusifs ont dû dans la règle être accompagnés de phénomènes intrusifs et arrive ainsi à supposer une phase d'intrusion principale pendant les périodes permiennes et triasiques et, à la suite de ces intrusions, des venues aplitiques, qui ont recoupé les dolomies triasiques.

Alpes orientales. — M. H.-P. Cornelius (**71**) a entrepris une nouvelle série de recherches dans la région du glacier de Forno (Haute Engadine), avec l'intention de fixer les relations existant entre le **granite de la Disgrazia** et le complexe schisteux sous-jacent.

Après avoir rappelé que les gneiss de la Maloja, représentant le cœur de la nappe rhétique, reposent sur un jambage renversé de schistes verts et que le contact entre ces deux complexes se suit depuis la région de Casaccia jusque dans le Val Forno, M. Cornelius décrit en détail le contact très intéressant qu'il a observé entre les gneiss et les schistes verts d'une part, le granite de l'autre. Ce dernier s'appuie sur les deux masses de schistes suivant un plan tout à fait indépendant du plan de contact entre ces deux masses; il pénètre dans l'une comme dans l'autre par de multiples filons et les injecte profondément. Les gneiss et les schistes verts changent complètement d'aspect à proximité du granite; les schistes verts en particulier sont injectés de feldspath (labrador) et contiennent de nombreux grenats avec une série de minéraux caractéristiques pour les zones de contact.

L'auteur admet ainsi que l'instrusion granitique est plus récente non seulement que les gneiss et les schistes verts, mais encore que la formation de la nappe rhétique, puisqu'il a coupé les formations de celle-ci à un moment où leur position relative était déjà ce qu'elle est actuellement. Il appuie en outre cette manière de voir sur le fait que toute la texture du granite implique un laminage réduit à un minimum, ce qui ne pourrait être le cas si la roche avait été déjà consolidée au moment du charriage de la nappe rhétique. Le granite de la Disgrazia serait donc en tout cas plus jeune que l'Oligocène.

M. G. Steinmann (**91**) s'est occupé aussi des régions granitiques du massif de la Disgrazia, pour soutenir l'idée de l'âge récent du granité de cette région, qui, pour lui, ne peut dater que des temps tertiaires.

Les masses granitiques appartiennent à la région radicale des nappes lépontines supérieures; chronologiquement elles correspondent aux vastes intrusions tonalitiques des Dinari-

des, qui sont aussi plus jeunes que les dislocations principales qui ont affecté ces régions. Ainsi dans la zone limite entre les Alpes et les Dinarides d'énormes masses granito-dioritiques ont pénétré soit dans l'une, soit dans l'autre, de ces deux grandes unités tectoniques; et ces intrusions se sont produites pendant la dernière phase orogénique des régions alpines, qui a été marquée surtout par des soulèvements. Les régions frontales et médianes des nappes alpines n'ont pas été atteintes par ces venues granitiques, parce qu'elles étaient déjà couchées vers le N lorsque l'intrusion a eu lieu.

A la suite de l'étude des **nappes austro-alpines inférieures** dans le territoire de la Haute-Engadine qu'a faite M. F. Zyndel, M. D. Trümpy (**92**) a fait connaître à son tour son interprétation tectonique de cette même région, qui diffère très notablement de celle de son collègue. Il considère comme démontrée l'existence au S de l'Inn de trois grandes nappes cristallines: d'abord celle de la Bernina, qui s'appuie directement sur la nappe rhétique et qui est caractérisée par le développement de ses granites, syénites, etc..., 2° celle du Languard, dans laquelle prédominent les paragneiss, les quartz-porphyres et les granites, 3° celle de Silvretta, qui est développée dans le massif du Corno di Campo et est caractérisée par ses schistes granatifères, ses schistes injectés, etc... Ces trois nappes s'enfoncent longitudinalement vers l'E; elles sont séparées par des zones de terrains sédimentaires. Entre les nappes de la Bernina et du Languard se développe la zone du Piz Alv, qui se suit depuis l'Alp Grüm, par le sommet oriental du Piz d'Arlas, le Piz Alv, le Heutal, le Val Languard, Pontresina, jusqu'au Statzersee, pour reparaître près de Celerina et se continuer en s'épaisissant jusqu'au Piz Padella et au Piz Nair. Là les sédiments mésozoïques enveloppent la charrière frontale de la nappe de la Bernina. Le Lias du Val Chamuera, qui apparaît en fenêtre sous la nappe du Languard, appartient à cette même zone.

La nappe de Languard, qui commence au S dans la région de Campascio et de Lagalp, forme toute la région qui entoure le Val Chamuera, avec le Piz Prünas, le Piz Prunellas, le Piz Languard, le Piz Vadred, le Piz Vaüglia et se continue dans la région des granites de l'Albula et du Piz Err. Là elle s'enfonce sous le front de la nappe inférieure de la Bernina qu'elle encapuchonne ainsi complètement. La nappe d'Aela de M. Zyndel, qui s'intercale entre la nappe de Languard ainsi comprise et celle de Silvretta, n'est en somme pas une unité indépendante, ce doit être une digitation décollée de la

nappe de Languard. D'autre part M. Zyndel, n'ayant pas reconnu le phénomène d'encapuchonnement cité ci-dessus, est arrivé à une conception erronée de la tectonique du territoire de l'Albula.

M. Trümpy fait des réserves expresses sur les rapprochements établis par M. Zyndel entre les nappes austro-alpines inférieures et la nappe de la Brèche; il admet que les nappes cristallines du S des Grisons n'ont du porter par places aucun revêtement mésozoïque; enfin il constate que le phénomène des plis transversaux est un fait incontestable dans la région de la Bernina, comme l'ont constaté aussi MM. Spitz et Dyhrenfurth.

MM. A. Spitz et G. Dyhrenfurth (**90**) ont fait paraître une courte notice, dans laquelle ils traitent de la géologie des environs du col de la **Bernina**, en donnant à leur tour, une interprétation différente de celle de M. Trümpy.

Les auteurs commencent par une description du Piz Alv, où un synclinal couché de Trias s'enfonce de l'W à l'E entre les masses cristallines du massif de la Bernina et celles du Piz Minor. Dans ce synclinal le Trias comprend de bas en haut des grès quartzitiques du Buntsandstein, un niveau de cornieules et de gypse, puis un puissant complexe de calcaires dolomitiques sillonnés de veines et de lentilles de quartz. Sur ce Trias vient le Rhétien, formé de calcaires noirs ou rougeâtres, en partie schisteux, avec *Av. contorta*, *Mytilus minutus*, *Gervillia inflata* et *Cardita austriaca*. Le Lias est représenté par des brèches, dans lesquelles, non seulement les éléments, mais encore une grande partie du ciment sont dolomitiques et qui alternent avec des bancs de dolomite homogène. Cette série est par places profondément altérée par métamorphisme; elle diffère notablement de la série austro-alpine typique des Grisons par sa faible épaisseur, par l'intercalation abondante de niveaux schisteux et bréchiformes dans le Trias, par le caractère à la fois dolomitique et bréchiforme du Lias, et se rapproche par contre de la série des nappes lépontines.

Cette zone synclinale se poursuit dans la direction du NW par le Piz Albris et le Val Languard jusqu'au lac de Statz et probablement jusqu'au Piz Padella. Vers le S elle se continue par le Val d'Arlas dans le versant NE du Piz d'Arlas, où l'on peut voir le synclinal cristallin se fermer autour de la charnière triasique, établissant ainsi une liaison continue entre les nappes de la Bernina et du Languard. Plus au S on retrouve encore cette même zone synclinale à la Fuorcla Casale, où

elle est chevauchée du côté de l'E par une charnière anticlinale fermée à l'W de la nappe cristalline du Languard.

MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent ensuite une seconde zone synclinale de Verrucano, de Trias, de Lias et de couches en partie bréchiformes, en partie schisteuses, peut-être crétaciques, qui se suit, avec une direction à peu près S-N, depuis le Sassalbo à l'E de Poschiavo, par le Valle di Campo, le Valle Lugone jusqu'au haut du Valle Federia. Ce synclinal, qui s'appuie à l'W sur la nappe du Languard, est recouvert à l'E par la nappe du Campo; sa charnière est visiblement fermée à l'E en divers points et l'on peut voir, en particulier au Piz Campaccio, une charnière anticlinale de la nappe de Campo se fermer au-dessus de lui à l'W; il y a donc liaison visible entre les nappes cristallines du Languard et de Campo.

Les auteurs insistent sur le fait que dans ces deux zones synclinales les jambages normaux sont souvent réduits et incomplets, ce qui implique des glissements ; ils remarquent, d'autre part, que la direction des couches subit de fréquentes torsions. Ils constatent que les nappes de la Bernina, du Languard et du Campo sont nettement reliées entre elles par des synclinaux dirigés à peu près du N au S et qu'aucun fait ne permet de supposer dans la région considérée de grandes poussées dirigées vers le N, telles que les admet M. Trümpy, tandis que les poussées vers l'W sont évidentes. Ces plis de la région de la Bernina se relient vers le N aux arcs rhétiques des Grisons septentrionaux ; on pourrait attribuer leur direction anormale ou bien à une résistance du massif de l'Aar, ou bien à une poussée au N des Dinarides dans la région de Bozen. Quoiqu'il en soit, il faut reconnaître l'existence, dans la région limite des Alpes orientales et occidentales, de poussées vers l'W ayant agi dans presque toute la largeur des Alpes.

A l'occasion de la publication de MM. Spitz et Dyhrenfurth, M. F. Zyndel (**95**) a donné un aperçu sommaire sur la **région du Schams et de l'Avers**; il a rappelé que sur la masse cristalline de la Suretta et son revêtement normal se développent les nappes du Schams, auxquelles appartiennent le porphyre de la Rofna et une succession très spéciale de sédiments mésozoïques. Le Trias de ces nappes comprend des faciès divers, qui se rattachent en partie aux faciès helvétiques, en partie aux faciès du Briançonnais ou des Alpes austro-alpines centrales. Le Jurassique conserve le caractère des Schistes Lustrés. Le Crétacique est habituellement bréchiforme.

Les nappes du Schams s'enfoncent vers l'E sous la masse des Schistes lustrés de l'Oberhalbstein et présentent de multiples complications. Le Piz Toissa, qui forme un témoin extrême des nappes austro-alpines, montre des caractères tectoniques, qui pourraient se concilier avec l'idée de poussées ayant agi de l'E à l'W ; le Trias y est, en effet, resté vers l'E en arrière du Lias, qui s'étend plus à l'W et il semble qu'on puisse admettre ici une charnière rompue dirigée du S au N.

MM. A. Spitz et G. Dyhrenfurth (**89**) qui étudient, depuis plusieurs années, la Basse Engadine, ont été amenés à explorer comparativement les régions calcaires de la **Plessur** et du **massif de Ducan**, qui bordent à l'W et au SW la masse cristalline de la Silvretta, et ils ont publié sur ce sujet une courte notice.

Décrivant d'abord la stratigraphie de ces territoires ; ils font ressortir l'analogie du **Verrucano** qui s'y trouve avec celui que l'on rencontre dans la Basse Engadine. A propos du Trias ils constatent que le niveau continu de cornieules, que divers auteurs ont voulu voir dans le Buntsandstein ou à la base du Muschelkalk, n'existe pas en réalité. Les cornieules n'apparaissent que très localement dans le Muschelkalk et le plus souvent ce qui a été interprété comme cornieules de ce niveau l'a été à la suite ou bien de confusions lithologiques ou bien d'erreurs tectoniques explicables par des complications imprévues.

Le **Muschelkalk,** particulièrement bien développé dans le Val Tuors, comprend :

1° Des bancs clairs de dolomite avec *Encrinus liliiformis*, Schlot., *Spirigera trigonella* Schlot., *Terebratula vulgaris* Schlot.

2° Des calcaires foncés, en partie dolomitiques, noduleux avec des silex, qui contiennent les mêmes brachiopodes.

3° Des schistes calcaires jaunâtres, associés à des schistes à séricite et à des bancs peu épais de cornieule.

4° Un puissant complexe de calcaires noirs, plaquetés, riches en fossiles, parmi lesquels *Spiriferina Mentzeli* Dunk. a seule pu être déterminée.

Le Trias supérieur comprend d'abord un complexe considérable de calcaires dolomitiques, qui est divisé en deux par une zone de schistes dolomitiques, de schistes argileux et de cornieules ; cette zone correspond exactement aux couches de Raibl de la Basse Engadine, les dolomites sous-jacentes représentent le niveau du Wetterstein et les dolomites sus-

jacentes le Hauptdolomit. Quant au Rhétien il comprend des schistes marneux ou argileux, riches en fossiles, avec des intercalations irrégulières de calcaires à polypiers.

MM. Spitz et Dyhrenfurth considèrent comme sans aucun fondement l'attribution au Permien d'une partie des dolomites de cette région, proposée par M. Rothpletz ; les Rötidolomit de cet auteur sont tantôt du Hauptdolomit, tantôt des couches du Wetterstein ; ses Quartenschiefer sont en partie des couches de Raibl, en partie des schistes jurassiques.

En résumé, le Permien et le Trias du massif du Ducan et des régions voisines se rapprochent beaucoup des formations correspondantes de la Basse Engadine, tout en montrant certains caractères communs avec ce qu'on trouve dans les Alpes calcaires septentrionales du Tyrol.

Dans un second chapitre, MM. Spitz et Dyhrenfurth rendent compte de leurs observations tectoniques sur la même région. Parlant d'abord du territoire triasique du Ducan, ils montrent que celui-ci correspond à un important synclinal, dont le jambage SE tend à se redresser et même à se renverser et dans lequel les replis secondaires sont nettement déjetés vers le NW. Ils font remarquer que, tandis que dans la partie méridionale de cette zone la série permo-triasique est relativement complète, on voit disparaître successivement depuis le Val Ducan vers le NW le Verrucano, le Trias inférieur, le Muschelkalk et même les couches du Wetterstein, en sorte qu'à l'Aelplihorn on voit les couches de Raibl reposer directement sur le Cristallin.

MM. Spitz et Dyhrenfurth cherchent en outre à démontrer que la direction du synclinal du Ducan, qui est NE-SW sur la plus grande partie de sa longueur, s'infléchit au S, puis au SE, dans le bas du Val Tuors, de façon à former un arc de cercle autour de la masse cristalline du Piz Frislas, qui a ainsi un déversement périphérique.

De même la zone anticlinale de Cristallin, qui sépare la région triasique du Ducan de celle du Lenzerhorn-Thierfluh, est incurvée au SSE dans sa partie occidentale.

Passant à la région du Lenzerhorn et de la chaîne de l'Amselfluh, les auteurs montrent qu'ici les formes tectoniques sont notablement moins simples que ne l'a admis M. Hoek, qui n'y a vu que des plis normaux. La zone qui sépare l'anticlinal du Lenzerhorn de celui du Rothhorn de Parpan, en particulier, n'est nullement un synclinal normal ; le Lias qui en forme l'axe n'est séparé du Verrucano du Lenzerhorn que par une zone très incomplète et laminée de Trias, et

d'autre part la partie triasique normale de ce synclinal est très réduite aussi, commençant par places avec le Hauptdolomit, qui repose sur le Cristallin suivant un plan de glissement. Ce synclinal laminé se suit par le versant N du Schiesshorn et de la Küpfenfluh jusque près du lac de Davos et montre partout un Trias très incomplet.

Dans ce faisceau de plis, MM. Spitz et Dyhrenfurth admettent aussi une incurvation de la direction, qui de NE-SW, devient N-S et même NW-SE, incurvation qui se manifeste non seulement dans l'anticlinal du Lenzerhorn, mais aussi dans l'anticlinal écaillé du Rothhorn de Parpan et même dans l'écaille du Weisshorn de Parpan.

Ayant constaté ce fait de l'incurvation, semble-t-il, générale des plis vers le SE, dans la partie SW du massif de la Silvretta, les auteurs établissent tout naturellement un rapprochement entre cette constatation et les observations concordantes qu'ils ont faites dans les Alpes calcaires à l'E de l'Engadine ; ils arrivent ainsi à admettre comme très probables des mouvements s'étant produits transversalement à la direction générale des Alpes en relation avec la poussée vers l'W d'un massif résistant, celui de l'Oetztal. Ces mouvements ont déterminé la formation de plis arqués et aussi de glissements obliques de couches vers l'W ; l'ensemble des plis ainsi arqués peut être désigné sous le nom d'*Arcs rhétiques*.

En se basant sur les travaux de M. Mylius et de M. von Seidlitz dans le Rhaeticon occidental, MM Spitz et Dyhrenfurth admettent que là aussi, à côté des poussées dirigées du S au N, il a dû se produire des mouvements de l'E à l'W et ils arrivent à la conclusion que ces mouvements ont du prendre une vaste extension dans tout le territoire compris à l'E du Rhin.

En terminant, les auteurs discutent sommairement les relations qui existent entre la nappe de la Silvretta, la zone liasique du Val Tisch et de l'Albula et les masses triasiques du Piz d'Aela, sans arriver du reste à une opinion arrêtée.

M. W. von Seidlitz (**88**) a rédigé en quelques pages à l'usage des excursions géologiques un guide pour la région du **Rätikon**. Après avoir rappelé que ce territoire est caractérisée en première ligne par la superposition sur un soubassement de schistes lustrés des nappes préalpines intensément laminées et même broyées et d'une grande nappe austro-alpine, et après avoir donné un aperçu stratigraphique sur les principaux éléments constituants de ces diverses unités tectoniques superposées, il conduit son lecteur par un itinéraire

choisi à travers les parties les plus instructives du territoire considéré.

La première étape de cet itinéraire vous conduit de Schruns, par Tschagguns dans le Gauertal, jusqu'à la cabane de Lindau, vous faisant traverser les schistes cristallins du massif de Silvretta dans le Gauertal, puis le Trias austro-alpin dans la région de la Gaisspitz et, dans les environs de la cabane de Lindau, le contact entre la nappe austro-alpine et les formations préalpines de la chaîne de la Sulzfluh.

La seconde étape s'étend de la cabane de Lindau, par le Schwarzhorn, le lac de Fillisuna, le Grünfürkeli et le Grubenpass, Plasseggenalp et le Sarotlapass jusqu'à Gargellen. Cet itinéraire permet d'étudier la zone très compliquée, comprise entre la nappe des calcaires de la Sulzfluh et le Cristallin de la base du Trias du Rätikon. Dans cette zone on distingue d'abord un complexe de schistes analogues au Flysch et de brèches, qui forme le Bilkengrat et qui semble envelopper par une charnière culbutée un cœur de Cristallin et de Verrucano, puis, au-dessus de ce complexe viennent les diorites accompagnées de spilites et de serpentines, qui prennent leur développement principal au Schwarzhorn et sur lesquelles s'appuie vers le N le Cristallin du Gauertal. Ces deux masses, sous-jacentes à la nappe austro-alpine, sont considérées par M. von Seidlitz comme des lames de charriage intensément tourmentées. La zone qu'elles forment montre des variations innombrables et par places une pénétration intime des divers éléments les uns dans les autres.

La troisième étape vous ramène de Gargellen à Sanct-Antonien, en vous faisant traverser de haut en bas d'abord la masse chevauchante des schistes cristallins de Silvretta, puis une zone peu épaisse de schistes, auxquels se mèlent tantôt du Verrucano, tantôt des radiolarites, tantôt des roches basiques ou des brèches, puis la nappe des calcaires de la Sulzfluh, et enfin les schistes du Prättigau. Les environs de Gargellen représentent une fenêtre ouverte jusque dans le Flysch du Prättigau ; une autre fenêtre, qui met à nu les calcaires de la Sulzfluh, s'ouvre un peu à l'E du Gargellenjoch. Il y a donc ici superposition des nappes des Préalpes médianes, de la Brèche, rhétique et austro-alpine, mais ici aussi la zone intermédiaire entre les calcaires de la Sulzfluh et le Cristallin austro-alpin est une vraie zone de broyage avec une imbrication intense des divers éléments superposés.

M. L. Kober (80) a donné une description générale des

nappes austro-alpines, en s'attachant à faire ressortir les relations de celles-ci d'une part avec les nappes helvétiques et lépontines, d'autre part avec les nappes carpathiques. Il montre que les nappes austro-alpines se superposent vers l'E sur les nappes carpathiques, comme elles le font vers l'W sur les nappes helvétiques et lépontines, remplissant ainsi un vaste ensellement transversal, et il met en parallèle les nappes helvétiques avec celles des Beskides, les nappes lépontines avec celles du Haut Tatra.

Dans un premier chapitre, M. Kober traite de l'avant-pays des Alpes orientales jusqu'au massif cristallin de Bohême et donne à ce propos une description générale de la stratigraphie et de la tectonique de la zone molassique. Il étudie la composition des conglomérats intercalés dans la molasse subalpine aquitanienne et, d'après la composition de ces conglomérats, arrive à la conclusion que les nappes austro-alpines devaient déjà couvrir dès la fin de l'Oligocène, les nappes lépontines et helvétiques, tandis que le chevauchement des nappes helvétiques sur la molasse n'a dû se produire que dans la première moitié du Miocène.

Ensuite, M. Kober aborde l'étude des grandes nappes alpines elles-mêmes et il commence par une description stratigraphique et tectonique de la zone de Flysch, qui sépare la région molassique du bord frontal des nappes austro-alpines. Il admet dans cette zone l'existence de deux bandes qui, si elles ne sont pas toujours faciles à délimiter exactement, n'en sont pas moins tout à fait distinctes par leur origine. Une bande externe correspond aux nappes helvétiques et beskidiques et permet de suivre pas à pas le passage latéral des faciès helvétiques aux faciès carpathiques. Une bande interne paraît être formée en partie par la nappe grisonne de M. Paulcke, ou la nappe du Prätigau de M. Zyndel ; les formations crétaciques y montrent déjà un faciès analogue à celui qu'on rencontre dans les chaînes externes des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche; d'autre part, les brèches du Flysch y contiennent essentiellement des éléments alpins. Aussi M. Kober suppose-t-il que les sédiments qui forment cette zone ont dû se déposer à proximité des formations alpines et que celles-ci recouvraient déjà bien avant la fin du Crétacique la zone à faciès lépontin. Ainsi, la sédimentation des couches de Gosau et des dépôts sus-jacents aurait été transgressive sur une surface abrasée, comprenant d'une part la région externe des nappes austro-alpines, d'autre part leur avant-pays. Cette phase de dislocation crétacique serait indé-

pendante de celle qui, pendant les temps miocènes, a poussé les nappes helvétiques sur la molasse et a déterminé de multiples complications dans les relations entre les nappes austro-alpines, grisonnes et lépontines.

M. Kober consacre aussi un chapitre à la description des nappes lépontines, dans lesquelles il fait rentrer : 1° les nappes cristallines inférieures simplo-tessinoises ; 2° les nappes des schistes lustrés ; 3° les nappes des Préalpes et des Klippes, de la Brèche et des roches rhétiques.

Les nappes cristallines inférieures, qui apparaissent très largement dans le Valais, le Tessin et les Grisons, se montrent à nouveau dans la grande fenêtre des Tauern ; partout elles sont caractérisées par l'abondance des granites dans les cœurs cristallins, par le développement très incomplet, sinon nul, du Paléozoïque, par la faible épaisseur des dépôts triasiques et par le faciès schisteux des formations plus jeunes, auxquelles se mêlent des roches éruptives basiques.

Les nappes des schistes lustrés prennent une grande extension soit dans la région de l'Oberhalbstein et du Prätigau, soit dans les fenêtres de la Basse-Engadine et des Tauern ; elles sont formées essentiellement de schistes calcaires mésozoïques, auxquels se mêlent des schistes verts d'origine éruptive.

Les nappes lépontines supérieures, que M. Kober appelle nappe de Radstadt dans la fenêtre des Tauern, forment partout le soubassement des nappes austro-alpines ; elles offrent en général une tectonique extrêmement compliquée et sont souvent encapuchonnées par les nappes austro-alpines. Au point de vue stratigraphique, les caractères restent remarquablement constants dans leurs grands traits de la fenêtre des Tauern jusque dans la région de l'Oberhalbstein, où les nappes des Klippes et de la Brèche de M. Meyer correspondent exactement aux nappes de Radstadt. Dans la Basse-Engadine cette unité tectonique se trouve aussi entre les schistes lustrés proprement dits et la base de la nappe austro-alpine ; dans la bordure septentrionale du Prätigau elle est représentée par la nappe des Klippes et celle de la Brèche, dans lesquelles les caractères stratigraphiques s'éloignent déjà considérablement de ceux des nappes de Radstadt, pour se rapprocher de ceux des Préalpes suisses.

En résumé, les nappes lépontines représentent une vaste unité tectonique, qui se divise normalement en trois éléments fondamentaux. Elles offrent certains caractères stratigraphiques généraux, ainsi l'abondance de roches granitiques dans

la série cristalline de base, l'absence ou le développement très incomplet des dépôts paléozoïques, la faible épaisseur et le caractère lacunaire du Trias, l'existence au niveau du Jurassique inférieur et moyen de schistes avec des bancs de calcaires et de brèches, le faciès d'eau peu profonde du Jurassique supérieur. L'ensemble de ces formations a atteint un degré de métamorphisme élevé, qui vient du fait qu'elles ont été enfouies à des profondeurs considérables et ont subi dans ces conditions les énormes déformations que nous y constatons.

La tectonique si compliquée des nappes lépontines résulte évidemment de plusieurs phases de dislocation : les formations lépontines ont dû être d'abord plissées devant les nappes austro-alpines, au moment où celles-ci commençaient à exercer leurs poussées vers le N ; puis les plissements se sont continués pendant que les nappes austro-alpines envahissaient peu à peu la zone lépontine et finalement les nappes lépontines ont été entraînées au N sous la masse chevauchante énorme qui les recouvrait. Les premières phases de ces dislocations ont dû se produire déjà avant le dépôt des couches de Gosau, et si le Crétacique supérieur ou même le Flysch ont pu se déposer par places dans le domaine des nappes lépontines supérieures, ainsi dans le Prättigau, cela signifie simplement que ces régions-là n'ont été couvertes qu'après l'Eocène par les nappes austro-alpines. M. Kober note à ce propos que les dépôts supracrétaciques de la nappe des Klippes du Prätigau établissent une transition entre les dépôts contemporains des séries helvétiques et austro-alpines, qui implique un resserrement de la distance qui séparait au début les deux zones de sédimentation correspondantes. Des conditions analogues ont dû exister d'autre part dans la région du Haut Tatra.

Les nappes lépontines supérieures ont donc dû recouvrir les nappes lépontines inférieures déjà bien avant la fin du Crétacique et avant d'être recouvertes elles-mêmes sur toute leur largeur par les nappes austro-alpines et M. Kober s'explique en particulier la formation de la nappe du Niesen-Habkern de M. Beck de la façon suivante : la nappe des Préalpes médianes, s'étant avancée pendant le Crétacique par-dessus les nappeslépontines inférieures et moyennes, a formé une falaise sur la côte méridionale de la mer du Flysch et a contribué à alimenter essentiellement les grès et brèches du Niesen ; puis le mouvement vers le N ayant repris dans l'Oligocène, la nappe des Préalpes médianes a passé par-

dessus le Flysch du Niesen, en l'entraînant dans son mouvement par-dessus les nappes helvétiques.

M. Kober décrit ensuite les nappes austro-alpines, qu'il divise en deux grandes unités tectoniques, les nappes austro-alpines inférieures et supérieures; mais, à ce propos, il rappelle que ces deux termes ont été employés avec des sens très divers par les différents auteurs et prêtent à des confusions faciles. Dans l'esprit de l'auteur, les nappes austro-alpines inférieures comprennent tout l'ensemble des nappes de la Bernina, de la Silvretta-Oetztal, avec le Rhaetikon et les chaînes calcaires, qui forment la bordure des régions austro-alpines, en passant par Salzbourg, jusqu'au SW de Vienne; elles sont caractérisées stratigraphiquement par l'abondance encore relativement grande des granites dans le Cristallin et par l'absence de tout Silurien ou Dévonien fossilifères, par la réduction normale des dépôts carboniériens et permiens vers l'W; les formations mésozoïques y montrent des variations considérables suivant la position qu'elles occupent.

Comme zone la plus septentrionale des faciès austro-alpins M. Kober décrit d'abord l'ensemble de la nappe rhétique et des nappes austro-alpines inférieures de M. Zyndel, tel qu'il se présente entre le Rhaeticon et l'Oberhalbstein. Il montre que déjà dans le Rhaeticon et le Praetigau la nappe rhétique, à laquelle il faut incorporer une partie des formations attribuées à la nappe de la Brèche de M. von Seidlitz, offre déjà des analogies évidentes avec les faciès austro-alpins septentrionaux ; le passage est pour ainsi dire graduel de cette nappe rhétique, par l'intermédiaire des nappes de Bergün et du Julier, à celles des environs de Livigno et de l'Ortler ; la transformation consiste en particulier dans un épaississement progressif du Trias et surtout des calcaires triasiques, mais le Rhétien possède toujours un faciès souabe, le Lias reste constamment composé surtout de schistes avec des intercalations calcaires ; le Dogger manque ou est très imparfaitement développé ; le Malm comprend des radiolarites et des calcaires à Aptychus ; le Crétacique inférieur fait défaut ou est représenté par des brèches; le Crétacique supérieur prend le faciès de Couches rouges.

M. Kober décrit ensuite les nappes austro-alpines inférieures, telles qu'elles sont développées dans les Alpes calcaires septentrionales ; il distingue la nappe des Klippes ou des Piénines, la nappe de Frankenfels, celle de Lunz et celle de l'Oetsch. Il suit la transformation des faciès triasiques, jurassiques et crétaciques de l'une à l'autre, et montre que dans

leur ensemble ces sédiments se rattachent étroitement les uns aux autres, qu'ils ont dû, par conséquent, appartenir à une même et grande zone de sédimentation, distincte de celles des sédiments lépontins et des sédiments helvétiques. Fait intéressant, le Trias de cette zone présente, dans sa partie supérieure, des affinités très nettes avec le Trias souabe, sans qu'on puisse le raccorder directement à celui-ci par l'intermédiaire du Trias helvétique et lépontin. Dans le Jurassique, le faciès schisteux passe du N au S à un faciès de plus en plus calcaire : d'autre part, le caractère abyssal s'accentue, non seulement dans le Malm, mais aussi dans le Dogger et même le Lias. Avec le Crétacique ont commencé les premiers mouvements orogéniques, qui ont entraîné une émersion considérable des territoires austro-alpins ; pendant ces plissements les nappes austro-alpines supérieures, avançant peu à peu au N, ont alimenté les brèches crétaciques, qui ne doivent nullement être considérées du reste comme des dépôts d'eau peu profonde. Puis, après que les nappes austro-alpines ont recouvert les nappes lépontines et ont subi une phase d'érosion, une nouvelle transgression a ramené la mer éocène sur ce pays de nappes. Enfin sont intervenues les grandes poussées oligocènes-miocènes, qui ont amené les nappes dans leur position actuelle, en suscitant une tectonique très compliquée et en particulier de nombreux phénomènes d'encapuchonnement.

M. Kober passe ensuite à la description de ce qu'il appelle les nappes austro-alpines supérieures, soit des nappes haut-alpines et de Hallstadt. Il montre que, dans ces unités les plus élevées, le Silurien et le Dévonien sont bien développés, tandis que le Carboniférien manque, que le Permien prend la forme du Verrucano, que le Trias comprend, surtout dans sa partie supérieure, d'énormes masses de calcaires, qu'en un mot les caractères stratigraphiques se rapprochent beaucoup plus de ceux des Dinarides que de ceux des nappes austro-alpines inférieures. M. Kober rappelle, d'autre part, qu'à la base des nappes austro-alpines supérieures, comme à celle des nappes austro-alpines inférieures, apparaissent des roches éruptives variées, qui proviennent de la cicatrice dinarique.

A la fin de son étude, M. Kober discute la question des racines des divers systèmes de nappes de charriage, puis il expose la genèse des plissements alpins, telle qu'il se la représente. Faisant d'abord la stratigraphie comparée des régions alpines, il montre que pendant les temps paléozoïques

et triasiques la région axiale du géosynclinal alpin correspondait à la zone des sédiments des nappes austro-alpines supérieures, que pendant le Jurassique les formations abyssales se sont déposées plus au N, dans la zone de sédimentation des nappes austro-alpines inférieures, y compris la nappe rhétique, tandis que soit au S soit au N se formaient des dépôts de faciès néritique, que pendant le Crétacique inférieur le territoire des nappes austro-alpines supérieures est sorti des eaux, formant la bordure méridionale d'abysses, dans lesquels se déposaient encore des radiolarites et s'épanchaient des roches éruptives, et que dès ce moment, par la progression tectonique de la falaise austro-alpine vers le N, ont commencé à se former des brèches.

M. Kober insiste sur le fait que le développement des brèches, si fréquentes dans le Jurassique supérieur, le Crétacique et le Tertiaire des nappes alpines, est en relation directe avec la poussée des nappes vers le N, qui a commencé par celle des nappes austro-alpines supérieures, puis s'est répercutée sur des zones de plus en plus septentrionales. Il établit aussi une relation entre les grands plans de dislocation et les venues de roches basiques, qu'il dénomme apophyses de chevauchement, parce qu'il les rencontre à la base soit des nappes austro-alpines supérieures, soit des nappes austro-alpines inférieures, soit des nappes lépontines supérieures, soit de la nappe des Schistes lustrés.

Après cette première phase de charriage, la mer éocène a réoccupé deux zones, l'une septentrionale, l'autre méridionale ; puis les poussées au N ont repris avec une nouvelle intensité, les nappes lépontines supérieures sont venues chevaucher sur les dépôts du Flysch, entraînant au N les nappes sus-jacentes ; puis le mouvement s'est répercuté toujours plus profondément, en sorte que les Schistes lustrés se sont avancés sur la zone à faciès helvétique et que celle-ci, à son tour, par des mouvements qui se sont probablement poursuivis jusque dans le Pliocène, a déferlé par dessus la molasse. Enfin sont intervenus les grands phénomènes de fracture et d'effondrement, qui ont si profondément affecté les formes des Alpes orientales.

En terminant, M. Kober fait ressortir le fait que la théorie tectonique des nappes de charriage trouve, dans la stratigraphie comparée des régions alpines, une confirmation absolue, parce qu'elle permet de suivre, d'une façon tout à fait normale, la transformation progressive des faciès du N au S et explique les anomalies, qui restaient tout à fait

incompréhensibles avec l'idée de l'autochtonie des sédiments. Mais la théorie des grands charriages n'est applicable aux Alpes orientales que si l'on admet, pour les mouvements orogéniques alpins, une très longue durée, qui s'étend de la première moitié des temps crétaciques, sinon même de la fin des temps jurassiques, jusqu'à la fin du Tertiaire.

Alpes méridionales. — M. B.-G. Escher (**72**) a publié sur la région déjà classique de la **presqu'île du San Salvatore,** située au SW de Lugano, quelques renseignements nouveaux.

Il commence par définir le caractère nettement métamorphique des roches gneissiques, que traversent les porphyres, caractère qui résulte d'une part de la structure compacte, parfois presque cornéenne de la roche, d'autre part et surtout du fait que celle-ci contient à la fois des amas microgranulitiques ou micropegmatitiques de quartz et d'orthose et divers minéraux, dont l'origine pneumatolytique ne fait pas de doute, tels que l'andalousite, la tourmaline, un grenat en très petits grains incolores, une biotite en paillettes de dimensions très réduites. Il faut admettre que la nature actuelle de ces gneiss a été déterminée à la fois par un réchauffement et par des injections pneumatolytiques en relation avec l'existence d'un magma intrusif en profondeur.

A propos des porphyrites de la région de Morcote, M. Escher signale le développement considérable que prennent, à côté des porphyrites proprement dites, les tuffs porphyritiques, qui ont été constatés en divers points de la presqu'île du San Salvatore avec des extensions souvent importantes. Parmi ces formations il cite spécialement un banc de tuff de structure conglomératique que traverse le chemin conduisant de Morcote au Val di Torre et des tuffs recoupés par des filons de baryte et de galène qui se trouvent entre Garaverio et Carona.

Quant à la grande nappe des **quartzporphyres** rouges, M. Escher croit pouvoir rattacher son épanchement à une fissure, qui est marquée près d'Alla Ferrera par un filon tourmalinifère et dont on peut suivre de là la direction par Carona, Santa Marta, Brusimpicolo et Pianbello jusqu'à Valgana, grâce à un enrichissement très marqué du porphyre en tourmaline suivant cette ligne. D'autres filons existent dans la presqu'île du San Salvatore, mais leur nombre et leurs dimensions ont certainement été exagérés par Harada ; de plus ils sont orientés assez exactement du SSW au NNE et non en tous sens, comme l'a admis cet auteur ; ils sont

coupés transversalement et décrochés par toute une série de failles, qui n'ont pas été bien interprétées par M. Schmidt.

Enfin, M. Escher remarque que la tectonique de la presqu'île du San Salvatore n'est nullement celle d'un synclinal simple, comme on l'a généralement admis ; en réalité, plusieurs failles passent entre le San Salvatore et la Cima Apenscia ; les conglomérats de San Martino en particulier buttent par faille contre le Muschelkalk du San Savaltore et ils supportent une calotte de Muschelkalk, qui butte au S par faille contre les porphyrites.

Dans une seconde notice, M. B.-G. Escher a brièvement rendu compte de la bibliographie concernant cette région des environs de Lugano, et a résumé, en quelques pages, ses propres observations sur ce territoire (**73**).

IVme PARTIE. — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Trias.

Dans la Revue pour 1912 j'ai rendu compte de la thèse de doctorat de M. A. Jeannet, qui était spécialement consacrée à la description stratigraphique des Klippes de la nappe rhétique, enfoncées dans le Flysch qui forme la bordure Nord de la chaîne des Tours d'Aï. En réalité cette thèse n'était qu'un chapitre, il est vrai très important, d'une étude stratigraphique détaillée de la **région des Tours d'Aï,** que M. Jeannet a poursuivie pendant plusieurs années et dont il a publié les résultats complets en 1913 (**96**).

Si nous faisons abstraction de la partie déjà analysée dans une Revue antérieure, nous trouvons dans la nouvelle publication de M. Jeannet, d'abord une introduction bibliographique remarquablement complète, qui fait repasser devant les yeux du lecteur d'une façon parfaitement objective tout le développement de la question si difficile et si controversée de la géologie des Préalpes depuis les travaux des premiers pionniers du 18me siècle jusqu'à l'entrée en scène de la jeune génération de géologues actuelle.

Cet exposé historique de M. Jeannet, qui représente un travail de lecture énorme, pourra rendre de très grands services à qui voudra s'orienter dans la bibliographie si compliquée de la géologie des Préalpes.

Quant à la partie principale du volume, elle est consacrée à la description des terrains, qui constituent la zone interne