Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 15 (1918-1920)
Heft: 1

Artikel: IIIe partie, Tectonique ; Descriptions régionales
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-247568

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: 20.02.2026

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

du synclinal de gravité s'explique par l'asymétrie tectonique du système alpin.

Il est enfin intéressant de constater que le synclinal de gravité s'enfonce pour ainsi dire vers l'E d'une façon qui coïncide remarquablement avec l'enfoncement dans la même direction des éléments tectoniques. Dans le même ordre d'idées il est intéressant de voir que toutes les isogammes décrivent une courbe accusée au N dans la traversée du Tessin, là où un bombement transversal relève tous les éléments tectoniques.

D'après l'ampleur des anomalies de la gravité M. Heim calcule que l'enfoncement des zones de gravité sous le synclinal Martigny-Coire peut être évalué très approximativement à 5000-10 000 m., ce qui correspondrait assez bien à ce que l'on sait de la tectonique des Alpes.

Si donc les données recueillies sur les variations de la gravité cadrent remarquablement en général avec la structure tectonique, il est pourtant quelques cas dans lesquels cette coïncidence paraît faire défaut. Le fait le plus frappant à ce point de vue est l'influence presque nulle qu'exerce sur l'allure des isogammes la zone des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. Faut-il expliquer le fait en admettant que les massifs centraux ne reposent plus sur leurs racines ou qu'ils font partie eux-mêmes du système des nappes alpines, ou bien faut-il admettre que le plissement des massifs centraux a été si peu de chose relativement aux mouvements qui se sont produits dans les zones de racines des grandes nappes que leur influence sur la forme générale des zones de pesanteur n'entre presque pas en ligne de compte? M. Heim estime ne pas pouvoir encore résoudre la question.

M. Alb. Heim (**20**) a d'autre part brièvement commenté la carte des gravités en Suisse qui a été élaborée par M. Niethammer.

IIIe PARTIE. — **TECTONIQUE. — DESCRIPTIONS RÉGIONALES**

Jura et Plateau molassique.

M. Alb. Heim (**43**) a traité dans une conférence la question de la **tectonique générale du Jura,** telle qu'elle a été définie par les études récentes.

Dans un premier chapitre il a exposé les faits, qui démon-

trent que les plissements jurassiens ne se propagent pas en profondeur jusque dans le Cristallin, mais sont limités à un ensemble de sédiments, dont le Muschelkalk moyen forme la base. Il a défini le rôle de lit mobile qu'ont joué les formations particulièrement plastiques du groupe de l'anhydrite, qui se sont décollées de leur soubassement, se sont amoncelées dans les cœurs anticlinaux et se sont, au contraire, effilées ou même complètement déchirées sous les synclinaux.

M. Heim parle ensuite des trois principales formes de dislocations qu'on rencontre dans le Jura à côté des plis : les failles proprement dites, qui sont essentiellement développées dans le territoire du Jura tabulaire, les décrochements transversaux et les chevauchements, qui affectent surtout les chaînes jurassiennes. Examinant plus spécialement les décrochements horizontaux, M. Heim montre que ces dislocations, limitées à la région médiane du Jura, sont au nombre de dix et sont orientées en un éventail, dont l'angle est de 75° environ. Dans la règle, le rejet correspondant à ces fractures se traduit par une poussée au NW de la lèvre NE. Ces décrochements affectent surtout les chaînes internes et s'amortissent vers le NW ; pourtant, dans le Jura bâlois et argovien, on en trouve, qui coupent les chaînes externes, sans toucher à la première chaîne. Il y a de plus une régularité très nette dans la répartition de ces dislocations, en ce sens que la plus considérable, celle de Montricher-Pontarlier, occupe une position médiane, de part et d'autre de laquelle les autres se placent presque symétriquement. Il faut donc chercher une cause unique à la formation des décrochements, et cette cause est très probablement la tension longitudinale qui est résultée de la forme arquée du faisceau jurassien. On peut du reste admettre comme certain que les décrochements se sont produits avant la fin du ridement du Jura.

L'auteur développe ensuite l'idée que le faisceau jurassien est né d'une poussée unilatérale du SE au NW, ce qui se déduit d'abord de l'incurvation du faisceau dans son ensemble et de la plupart des chaînes envisagées séparément, puis de l'intensité décroissante du plissement du SW au NE, de la prédominance très forte des plis déjetés au NW et du recouvrement de la bordure du Jura tabulaire par les plis chevauchants de la zone de déferlement, enfin de l'orientation et de la forme des décrochements.

Dans une seconde notice consacrée à peu près au même sujet, M. Alb. Heim (44) commence par démontrer l'indépendance complète des failles qui coupent les chaînes juras-

siennes et qui sont nées pendant le plissement de la chaîne, relativement aux failles de tassement du Jura tabulaire qui sont notablement plus anciennes.

Parlant plus spécialement des décrochements horizontaux, M. Heim établit l'existence de dix dislocations de ce genre :

1° Les décrochements du Salève.

2° Le décrochement de Saint-Claude.

3° Le décrochement qui, de Champagnol, se dirige vers la Dôle, puis, paraît se diviser au N de ce sommet en deux fractures, l'une aboutissant à Gex, l'autre passant par Saint-Cergues.

4° Le décrochement de Mouthe.

5° Le grand décrochement de Vallorbe-Pontarlier, qui se suit sur 45 km. de longueur, à travers huit chaînes, avec une direction N-S. De part et d'autre de cette dislocation les éléments tectoniques correspondants ont pris des formes nettement différentes ; du côté E tous les éléments sont repoussés au N avec un rejet qui, de 2 km. environ vers Pontarlier, s'accroît jusqu'à 10 km. pour l'anticlinal Mont Tendre-Dent de Vaulion. Le décrochement prend tantôt la forme d'une cassure franche, tantôt plutôt celle d'une flexure.

6° Le petit décrochement très net qui coupe le Suchet et les Aiguilles de Baulmes.

7° Le faisceau de faibles décrochements du Col des Roches et des Brenets.

8° Le décrochement qui sépare, avec une direction N-S, la région de la Chaux-de-Fonds des Franches-Montagnes et qui commence vers le S par l'inflexion brusque de la chaîne du Mont d'Amin. Le rejet maximum, vers la Ferrière, est de 2 ½ km. ; il se répartit du reste sur plusieurs plans de fracture.

9° Le faisceau de fractures qui affecte les chaînes de Saint-Brais et des Rangiers depuis Montmelon jusqu'à Asuel avec une direction SW-NE.

10° Enfin, un plan sinueux de décrochement, qui se suit par Gänsbrunnen, le Passwang et l'extrémité occidentale du Trogberg, en formant avec les chaînes un angle de 30-40° ouvert vers le N-E.

De l'étude d'ensemble de ces divers décrochements, M. Heim tire les mêmes conclusions, auxquelles il arrivait dans la notice précitée, sur la distribution et l'orientation de ces dislocations et sur leurs relations avec le ridement et l'étirement longitudinal des chaînes jurassiennes.

Il faut citer brièvement ici une notice dans laquelle M. J.

FAVRE (40) a fait ressortir l'influence exercée par les diverses formations géologiques qui constituent la surface du **Salève**, sur la distribution de la flore.

L'auteur établit les caractères des flores vivant :

1° Sur les terrains calcaires (Jurassique supérieur, Valangien, Hauterivien supérieur, Urgonien et éboulis qui dérivent de ces divers niveaux).

2° Sur les grès silicéo-calcaires de la Molasse.

3° Sur les alluvions fluvio-glaciaires alpines.

4° Sur les grès siliceux du Sidérolithique.

5° De la moraine alpine.

6° Des marnes de l'Hauterivien inférieur.

M. Favre a fait ressortir aussi l'influence qu'a exercée la tectonique du Salève sur la répartition de certains éléments floristiques et en particulier sur le développement des stations xérothermiques. Celles-ci existent en effet au pied de parois de rochers qui sont en relation les unes avec le jambage N redressé verticalement de l'anticlinal du Salève, les autres avec les nombreux décrochements transversaux qui coupent la chaîne en tronçons, dont chacun est avancé au NW relativement à celui qui le précède au SW.

M. H. Schardt (49) a exposé les résultats des observations qui ont été faites sur la structure interne de l'**anticlinal du Mont d'Or** pendant le forage du tunnel qui traverse cette chaîne.

Le premier fait important constaté est que, dans l'intérieur de la voûte unique du Jurassique supérieur, se développent deux anticlinaux de Dalle nacrée (Callovien).

La seconde observation concerne le synclinal de Longevilles, qui se divise en trois digitations et est compliqué dans son jambage méridional par une dislocation.

Enfin M. Schardt consacre quelques pages aux venues d'eau dans le tunnel et à l'arrêt des sources du Bief, ainsi qu'aux travaux qui ont rétabli la circulation souterraine antérieure de l'eau.

Après avoir visité à son tour les fameuses **poches hauteriviennes** de la première chaîne du Jura à l'W du lac de Bienne, qui ont donné lieu à une discussion prolongée entre MM. Schardt, Rollier et Baumberger, M. ALB. HEIM (45) a émis sur la genèse de ces formations des idées nouvelles. Il a pu confirmer presque toutes les observations faites par MM. Schardt et Baumberger sur la nature des remplissages hauteriviens et sur la relation de ceux-ci avec le calcaire valangien encaissant ; il a pu se convaincre que le phénomène

des poches hauteriviennes est complètement indépendant du phénomène sidérolithique, qu'il ne peut en aucune façon être attribué à des actions glaciaires, mais qu'il ne peut pas non plus être expliqué par de simples déformations mécaniques, comme le voudrait M. Schardt.

Les faits sur lesquels M. Heim appuie son argumentation sont les suivants : les cavernes qui contiennent les poches hauteriviennes sont le fait de phénomènes de corrosion ; leurs remplissages paraissent se relier toujours aux marnes hauteriviennes en position normale ; les amas de débris valangiens considérés par M. Schardt comme brèches de dislocation sont des éboulis de cavernes ; les surfaces de glissement qui existent localement au contact du calcaire valangien et du remplissage hauterivien n'ont aucune relation avec les plans de glissement beaucoup plus étendus qui coupent le Valangien et qui ne coïncident qu'accidentellement avec le bord des poches ; l'encadrement valangien des poches a les caractères très nets d'une surface corrodée.

Ainsi M. Heim arrive à admettre la formation en profondeur dans le Valangien d'un système de cavernes et de galeries par l'action corrosive des eaux d'infiltration pendant la même époque pendant laquelle le phénomène sidérolithique se manifestait à la surface. Il suppose ensuite que sous l'influence de la charge créée par l'accumulation de la Molasse et plus encore des compressions déterminées par le soulèvement des chaînes jurassiennes, les masses plastiques de l'Hauterivien ont pénétré dans les vides préexistants, formant ainsi les poches, qui ne sont apparues à la surface qu'à la suite d'une longue phase de dénudation.

En terminant M. Heim parle d'une nouvelle explication des poches hauteriviennes, à laquelle est arrivé M. Schardt, mais sans la publier, qui suppose un creusement des cavités dans le valangien par corrosion superficielle, puis des glissements de couches qui auraient à la fois provoqué les remplissages hauteriviens et leur recouvrement par des bancs valangiens. Cette explication ne le satisfait du reste pas, parce que d'abord le toit des poches porte souvent lui aussi des traces de corrosion, parce qu'ensuite les formes si caractéristiques des poches hauteriviennes, explicables par des mouvements de couches en profondeur, ne peuvent pas dériver de glissements superficiels.

M. E. Baumberger (37) a publié une nouvelle série d'observations concernant la **bordure molassique du Jura entre Bienne et Granges.**

Parlant d'abord de la stratigraphie des dépôts molassiques, M. Baumberger distingue dans ce complexe les niveaux suivants :

1° La molasse alsacienne (Blättermolasse) repose directement sur les argiles et les sables du Sidérolithique et correspond au Stampien ; elle contient quelques coquilles d'*Unio vogti Sow.*, de *Melania grossecostata* Kl. et de *Neritina aperta* Loc. Les grès de ce niveau sont durs et richement micacés ; ils passent vers le haut à des marnes gréseuses, verdâtres ; ces couches prennent du reste un développement tout semblable à ce qu'on trouve soit dans la région d'Aarwangen, soit dans la vallée de la Dünnern.

2° L'Aquitanien se compose de molasses concrétionnées et de marnes bigarrées en alternances; il se distingue du Stampien par une proportion plus forte de l'élément argileux ; les lits marneux sont souvent intensément colorés en rouge.

3° Le Burdigalien, épais d'environ 100 m., commence par un banc de conglomérat ou de grès coquillier (Muschelsandstein inf.? ou Muschelnagelfluh), dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 5 m.; ensuite vient la série de la molasse grise, comprenant des grès micacés, tendres, avec quelques lits de galets, sans intercalations marneuses ; celle-ci est surmontée par le grès coquillier supérieur, épais de 5 à 15 m. et qui contraste par sa dureté avec les couches sousjacentes. Ces dépôts forment deux bancs distincts séparés par des molasses grises et les grès tendres forment au-dessus d'eux une zone de 9 à 10 m. intercalée entre les grès coquilliers et la base du Vindobonien.

4° Le Vindobonien a été mis à jour de façon particulièrement favorable dans une tranchée de chemin de fer pratiquée près de Madretsch. Il est formé dans sa partie inférieure d'argiles marneuses et sableuses, de couleur grise, sans fossiles, épaisses de 125 m. Sa partie supérieure, qui correspond au Tortonien, comprend les niveaux suivants :

a) Molasses grises, tendres et micacées, contenant *Tympanotomus lignitarum* Eichw., *Limnea dilatata* Noulet, *Planorbis mantelli* Dunk., des débris d'Hélix et d'huîtres et des dents de squales (18 m.).

b) Un banc de grès avec conglomérats alpins, très durs, contenant : *Tympanotomus lignitarum*, *Vivipara curtisalaricensis* Mayer, *Mactra subtruncata*, var. *triangula* Ren., *M. nucleiformis*, etc... (1 m.).

c) Des molasses tendres avec des lits d'argile et des bancs de galets, contenant des coquilles d'huîtres et des dents de squales (21 m.).

d) Des molasses micacées et marneuses, avec des lits charbonneux contenant des débris de limnées et de planorbes.

e) Un banc riche en oxyde de fer contenant aussi des limnées et des planorbes, que surmonte

f) Une dernière zone de molasses tendres, épaisse d'une vingtaine de mètres.

Les argiles grises du Vindobonien inférieur ont été constatées déjà par M. Gerber au Jensberg ; elles remplacent dans cette région les couches fossilifères du Belpberg ; à cause des mauvaises conditions de leurs affleurements leur âge exact n'avait pas été reconnu ; elles avaient été en particulier attribuées au Tortonien. Le Vindobonien supérieur, seul fossilifère, doit être considéré comme formé entièrement de dépôts marins ou lagunaires, dans lesquels les organismes continentaux ont été entraînés par des courants.

M. Baumberger donne une liste complète des espèces de mollusques qui ont été récoltées dans le Tortonien ; cette faune comprend un mélange de formes marines, d'eau saumâtre et d'eau douce.

Dans la partie tectonique de sa description l'auteur commence par étudier suivant plusieurs lignes de profils le pied du Jura entre Pieterlen et Granges. Ici la voûte du Bözingerberg s'élève au pied de l'anticlinal du Stierenberg, de façon à amener à la surface le Jurassique supérieur ; les formations molassiques remplissent d'une part le synclinal d'Ittenberg entre les 2 voûtes, s'appuient d'autre part avec une forte inclinaison contre le jambage S de l'anticlinal du Bözingerberg.

D'après les dernières observations faites au Büttenberg, cette ligne de hauteurs présente une structure nettement synclinale; en outre les couches s'y enfoncent longitudinalement vers le SW, en sorte que le Burdigalien, qui affleure vers le NE, disparaît sous un manteau d'Helvétien et de Tortonien; le prolongement de ce synclinal vers l'W doit passer sous les les alluvions de l'Aar au S de Nidau.

Au S du synclinal du Büttenberg, M. Baumberger a reconnu l'existence d'une voûte surbaissée, passant d'abord entre Belmund et le canal de l'Aar, puis au N de Brügg et de Gottstatt ; cet anticlinal a été à peu près complètement abrasé et couvert de moraine; il n'apparaît nettement que dans la région d'Orpund. Entre la voûte d'Orpund et celle du Jensberg doit se placer un synclinal passant à peu près par Belmund et Bürglen.

En terminant, M. Baumberger signale les sources qui sor-

tent au pied du Jura des calcaires suprajurassiques, en débordant tantôt par-dessus la tranche des couches purbeckiennes, comme cela est le cas au-dessus du lac de Bienne, tantôt par-dessus les dépôts molassiques, lorsque le Crétacique fait défaut, comme cela est le cas sur les flancs du Bözingerberg.

La dernière œuvre scientifique du regretté F. MÜHLBERG (**46**) a été la mise au point de la carte géologique au 1 : 25000 du vaste territoire qui s'étend depuis Olten et Oltingen à l'E jusqu'à Mumliswyl et Ziefen à l'W et qui comprend le faisceau des **plis du Hauenstein** avec leur avant-pays tabulaire.

Cette carte fait ressortir la convergence de tous les plis compris entre l'anticlinal du Lomont-Mont Terri et celui du Raimeux en une zone étroite, érodée presque entièrement jusqu'au Trias, qui est entassé sur lui-même en multiples écailles et qui chevauche largement au N sur le Jura tabulaire.

Ce dernier montre 2 formes de dislocation nettement indépendantes ; il est d'abord ridé dans sa partie S, où se développe en particulier l'anticlinal chevauchant du Nebenberg-Homberg ; il est d'autre part coupé par le prolongement des failles bien connues qui, a l'E du méridien de Bâle, se suivent avec une direction N-S depuis le Rhin jusqu'aux confins du grand chevauchement jurassien.

La partie méridionale du territoire figuré comprend le prolongement des chaînes du Graitery et du Weissenstein, les environs d'Olten et une partie du brachyanticlinal du Born.

Pour compléter sa carte M. Mühlberg a dessiné une série de coupes géologiques, qui ont été réunies en une planche, et a rédigé un court texte explicatif. Il a pu en outre terminer encore le commentaire détaillé de sa carte en 30 pages (**47**), destiné surtout à donner une idée des diverses formations géologiques existant dans le territoire considéré.

Parmi les formations pléistocènes l'auteur décrit plus spécialement les alluvions de la basse terrasse dans la vallée de l'Aar entre Oensingen et Olten, qui sont formées essentiellement de roches provenant du bassin de l'Aar. Les moraines wurmiennes ne s'étendent pas jusque dans la région de la carte, tandis que la moraine de fond rissienne prend une grande extension, soit au pied du Jura, soit dans l'intérieur des chaînes, soit sur la surface du Jura tabulaire. M. Mühlberg distingue deux niveaux d'alluvions plus élevés, celui de la période rissienne et celui de la haute terrasse.

Le Miocène n'apparaît dans la région considérée que dans le territoire du Jura tabulaire, où il comprend de haut en bas :

La Nagelfluh jurassienne, formée en majeure partie d'élé-

ments jurassiens, en petite partie de roches de la Forêt-Noire, dont l'épaisseur est très variable et qui peut passer latéralement à des grès.

Des marnes jaunâtres ou rouges, avec concrétions calcaires, qui sont bien développées près de Diegten.

Un calcaire d'eau douce, souvent un peu bitumineux, épais de 1 à 5 m., qui est tantôt intercalé à la base de la Nagelfluh, tantôt dans les marnes sousjacentes. Ce niveau, qui prend une grande extension, est caractérisé par une faune assez abondante avec *Mamlaria sylvana*, *Bythinia gracilis*, *Helix inflexa*. *Planorbis mantelli*, etc.

Un banc de grès ou de conglomérat rouge, épais seulement d'1 à 2 m., qui contient *Pecten ventilabrum* et *Ostrea lamellosa*.

L'Aquitanien prend un développement nettement différent dans l'intérieur des chaînes et au pied du Jura, où existe la molasse d'eau douce inférieure, et sur la surface du Jura tabulaire, où l'étage est représenté par le calcaire à *Planorbis pseudoammonius*. L'Eocène n'est représenté que par les formations toutes locales du Sidérolithique, auxquelles se mêlent parfois des conglomérats.

Dans la série suprajurassique on retrouve les niveaux bien connus des couches de Birmensdorf, des couches d'Effingen, des calcaires séquaniens à *Hemic. crenularis* et à *Perisph. achilles* et des calcaires kimmeridgiens. Dans la série médiojurassique on constate des variations de faciès importantes, dans le détail desquelles je ne puis entrer ici.

Le Lias n'apparaît guère que dans les chaînes jurassiennes; le Toarcien marno-calcaire y est extrêmement réduit; au-dessous de lui viennent les marnes à Posidonies avec *Am. margaritatus* et des calcaires foncés à *Aegoc. capricornu* et *Gryphea cymbium* ; le Sinémurien comprend différents niveaux de calcaires foncés.

Le Rhétien est formé par des grès quartzeux à *Modiola minuta* très peu épais ; il est surtout bien développé près de Mumliswyl.

Le Keuper comprend dans sa partie supérieure des argiles bariolées avec bancs dolomitiques et gypse, dans sa partie inférieure un banc de dolomie cellulaire avec des marnes grises ; près de Waldenburg il est limité à la base par une bonebed.

Le Hauptmuschelkalk est encadré entre les 2 bancs dolomitiques qu'on trouve habituellement dans le Jura septentrional. La base du Trias dans les chaînes jurassiennes est formé par le groupe de l'Anhydrite.

A la suite d'une visite de la Société géologique suisse à la galerie du **tunnel de base du Hauenstein**, M. A. BUXTORF (**38**) a exposé brièvement les observations qui ont pu être faites pendant les travaux.

La galerie traverse successivement :

1° L'anticlinal déjeté du Dottenberg, au cœur duquel le Muschelkalk moyen et supérieur est replié en deux anticlinaux, et dont le jambage septentrional est renversé et extrêmement réduit.

2° Le synclinal de la Burgfluh, dont le jambage N recouvre directement, par le Trias moyen qui en forme la base, le Miocène du Jura tabulaire.

3° La série normale de la bordure interne du Jura tabulaire, qui est surtout intéressante par la transgressivité discordante du Miocène sur le Jurassique. A la base de la série transgressive apparaissent de curieux conglomérats, qui contiennent, outre les éléments provenant des roches sous-jacentes, des galets de quartzites et de granites d'origine probablement alpine. Ces dépôts ne doivent pas être confondus avec les conglomérats de base de l'Eocène jurassien ou avec la Nagelfluh jurassienne ; ils doivent appartenir au Miocène supérieur.

Il suffit de citer ici une notice, dans laquelle M. B. G. ESCHER a rendu compte des principaux résultats géologiques qui sont résultés du forage des tunnels du Grenchenberg et du Hauenstein. Se servant surtout des publications de M. Buxtorf, il a établi une comparaison entre les profils établis par expertise préliminaire et ceux qu'on a pu construire à mesure de la progression des travaux (**39**).

MM. A. GUTZWILLER et ED. GREPPIN (**42**) ont publié en 1915 la 1re partie de la carte géologique au 1 : 25 000 de la région de Bâle. La feuille parue comprend la vallée de la Birse de Bâle à Grellingen, la rive S du Rhin de Bâle à Pratteln et le plateau de Gempen, qui s'élève entre la Birse et l'Ergolz.

La vallée de la Birse, tapissée sur tout son fond par les alluvions de la Basse Terrasse, est limitée du côté de l'E par la grande faille-flexure bien connue, suivant laquelle les couches jurassiques apparaissent, brusquement redressées et revêtues vers l'W de formations oligocènes.

A l'E de cette dislocation s'élève le plateau de Gempen, qui représente un large môle très surbaissé, formé en grande partie par le Jurassique moyen et supérieur et dont les couches s'abaissent d'une part vers l'E du côté de l'Ergolz,

d'autre part vers l'W du côté de la Birse. Mais surtout ce plateau est sillonné par de nombreuses failles, dirigées pour la plupart du NE au SW. Ces failles ne forment pas ici un système aussi régulier que celui qui est connu dans le Jura tabulaire à l'E de l'Ergolz, en ce sens qu'elles sont moins continues et plus variables soit dans leur rejet, soit dans leur direction, en sorte que l'alternance des horsts et fossés est beaucoup moins franche.

La bordure septentrionale du plateau de Gempen est formée par la région de Lias et de Trias des hauteurs au S de Muttenz et de Pratteln, dans laquelle les contacts anormaux et les anomalies de plongement sont particulièrement fréquents.

Au point de vue stratigraphique la carte de MM. Gutzwiller et Mühlberg est particulièrement soignée en ce qui concerne les formations tertiaires et quaternaires. Elle est complétée au point de vue tectonique par trois coupes dirigées à peu près de l'W à l'E.

M. A. Amsler (**35**) a fait une étude détaillée de la région des chaînes jurassiennes situées directement au N d'Aarau, à cheval de la route de la **Staffelegg**, et des territoires adjacents du Jura tabulaire. Il a publié ses observations dans une importante notice accompagnée d'une carte au 1 : 25 000 et de nombreuses figures.

Dans un premier chapitre l'auteur rappelle que la série qui a pris part aux plissements jurassiens, dont l'épaisseur ne dépassait pas mille mètres, comprend alternativement des complexes calcaires et rigides (Muschelkalk supérieur et Dogger) et des complexes schisteux et plastiques (Groupe de l'Anhydrite, série du Keuper à l'Opalinien, Oxfordien-Argovien), qui se sont comportés tout différemment sous l'effort tangentiel et que par suite les masses rigides du Muschelkalk, du Dogger et du Malm ont pu prendre des formes discordantes, les zones plastiques ayant joué le rôle de masses mobiles et ayant favorisé la formation de nombreux plans de glissement ou de chevauchement. Dans les fréquents mouvements différentiels qui se sont produits entre les diverses parties de la zone plissée, il faut distinguer les glissements suivant un plan parallèle à la stratification, les glissements suivant un plan oblique, incliné jusqu'à 45° sur les couches, qui donnent lieu aux chevauchements et aux masses imbriquées, enfin les coulées en masse des formations plastiques vers les régions de moindre compression.

Dans un exposé sommaire de la bibliographie de la région, M. Amsler rend pleine justice au labeur si consciencieux de

F. Mühlberg, mais apporte aux interprétations du distingué géologue argovien de nombreux amendements.

L'auteur commence son exposé tectonique par la description de la zone anticlinale Sommerhalde-Bärnhalde-Staffelegg et montre que la structure en est notablement plus compliquée qu'on ne l'avait supposé jusqu'ici. Le Muschelkalk y forme 3 éléments tectoniques distincts : 1° une bande isoclinale, plongeant fortement au S, qui se suit de l'W à l'E par le versant N de la Sommerhalde et la crête de la Bärnhalde, pour disparaître sous le Keuper au S du Herzberg ; cette lame de Muschelkalk chevauche au N sur le synclinal d'Asperstrichen-Herzberg sans intercalation d'un jambage renversé ; 2° une bande isoclinale et normale, qui chevauche au N sur la précédente, forme le sommet et le versant S de la Sommerhalde, puis s'effile assez rapidement et disparaît avant d'atteindre la route du Benkerjoch ; 3° l'anticlinal du Benkerjoch, qui naît sur le dos de l'écaille précitée et ne tarde pas à disparaître aussi sous le Keuper un peu à l'E du Benkerjoch.

Ce faisceau d'écailles médiotriasiques est séparé du synclinal du Herzberg d'abord, vers l'W, par une mince lame de Keuper ; puis celle-ci s'élargit vers l'E, en même temps qu'une nouvelle écaille de Keuper et de Lias s'insinue entre elle et le Dogger du Herzberg. Ces deux unités imbriquées atteignent un maximum de puissance dans la région de la Staffelegg et du Rippistal et leur élargissement vers l'E est en relation évidente avec une déviation vers l'ESE de l'axe anticlinal situé au S, déviation qui correspond elle-même à un abaissement rapide de tous les éléments vers l'E.

A propos de la zone synclinale d'Asperstrichen-Homberg M. Amsler fait remarquer d'abord l'indépendance d'allure assez marquée du Hauptrogenstein relativement aux formations sous-jacentes, ensuite le fait que le jambage S de ce synclinal a été à peu près complètement supprimé par les chevauchements de la zone anticlinale voisine. Ce synclinal se continue à l'E du Herzberg en une écaille de Lias et de Keuper en série normale, qui est limitée au S par l'écaille déjà citée du Rippistal et qui vers le haut est recouverte en discordance par la série normale d'Opalinien et de Dogger inférieur, qui forme la base du Dogger de la Krinnenfluh. Vers le N cette écaille, fortement redressée, s'appuie sur 2 autres écailles, développées d'une façon analogue et formées de Keuper, de Lias et de schistes opaliniens, qu'on rencontre en descendant de la Staffelegg dans la direction du N et dont la

plus septentrionale s'appuie sur la bande de Muschelkalk de Sattlenrüti-Asp. Ainsi le soubassement de Keuper et de Lias du Dogger du Herzberg a subi une imbrication intense, qui se continue dans le soubassement du synclinal de Thalheim.

M. Amsler décrit sommairement la grosse dalle de Muschelkalk d'Asp, qui chevauche au N sur du Keuper et qui est caractérisée surtout par son enfoncement longitudinal à l'E, en même temps que par son inflexion très marquée au SE: puis l'auteur passe à la description de l'extrémité occidentale de la zone synclinale Thalheim-Krinnenfluh. Il s'attache particulièrement à faire ressortir les nombreuses anomalies qui se présentent entre les calcaires du Dogger, l'Opalinien et le Lias. C'est ainsi que, depuis le versant N de la Krinnenfluh, on peut suivre une bande effilée de Dogger inférieur, qui s'intercale entre l'Opalinien sous-jacent et la plus basse des écailles précitées, celle du Muschelkalk d'Asp. Plus au S le Dogger, normal et plongeant faiblement au SSW, tranche par sa base les couches liasiques et opaliniennes des écailles sous-jacentes ; le contact n'est évidemment pas stratigraphique, mais le Dogger a glissé du S au N sur son soubassement et s'est écrasé contre le bombement anticlinal suivant vers le N.

M. Amsler décrit ici un accident local qui affecte le Dogger vers la Hardlücke et qui se ramène en somme à un pli en retour avec amincissement très brusque du Hauptrogenstein, mais qui présente cette particularité d'être limité à un tronçon longitudinal très court bordé par des zones de fractures.

Cherchant à définir le mécanisme du ridement dans la région de la Staffelegg, M. Amsler admet comme un des premiers actes de ce ridement la formation d'une zone anticlinale, dirigée du WNW à l'ESE, par Asp, le versant N de la Staffelegg et le petit affleurement de Muschelkalk de Rischelen et se continuant dans la chaîne de la Gislifluh. Sur le dos de ce pli le Keuper et le Lias se sont imbriqués, de façon à donner naissance aux écailles décrites plus haut, tandis que le Dogger glissait en bloc vers le N dans la direction de la zone axiale de l'anticlinal, où une érosion plus ou moins profonde avait diminué sa résistance. D'autre part le Trias du cœur de cet anticlinal a eu la tendance à recouvrir vers le N, suivant un plan de chevauchement oblique, la zone médio-jurassique de Thalheim; le fait est particulièrement visible dans la région de Rischelen.

La poussée au N de la zone anticlinale de la Bärnhalde appartient, d'après M. Amsler, à une seconde phase de ride-

ment; elle a eu pour contre-coup de pousser dans certaines régions le Dogger au N par-dessus les écailles redressées du Lias ; après cela s'est produite, comme 3me phase, la surrection de l'anticlinal du Benkerjoch.

Au S de la Staffelegg la résistance opposée à la poussée S-N des éléments situés plus au S par le pli, dirigé NW-SE, de la Staffelegg a déterminé plusieurs complications ; la plus frappante est celle qui affecte la grande dalle de Dogger entre l'Achenberg et le Homberg. Le Hauptrogenstein du Homberg, serré par une contraction longitudinale, a été poussé vers l'WSW par-dessus les couches beaucoup plus redressées du Dogger du prolongement oriental de l'Achenberg.

Après cet exposé des détails de la tectonique de la région de la Staffelegg, M. Amsler développe l'idée de l'incongruence des formes entre les divers niveaux rigides d'une série plissée, lorsque ces niveaux sont séparés par des complexes plus plastiques. Il montre que cette incongruence se manifeste non seulement dans la section transversale des voûtes concentriques, mais aussi dans la direction des axes tectoniques des différents niveaux, et il explique ce fait en admettant que l'effort tangentiel, en se prolongeant, change facilement de sens ; il détermine ainsi une déviation plus ou moins accusée des éléments tectoniques, à laquelle les niveaux profonds cèdent les premiers, tandis que les couches supérieures cherchent à maintenir leur direction première; les complexes rigides peuvent ainsi s'éloigner ou se rapprocher assez brusquement et les séries plastiques intercalées fluent des parties comprimées vers les parties décomprimées, favorisant l'incongruence des formes. L'auteur attire aussi l'attention sur la nécessité d'établir une distinction nette entre les véritables anticlinaux et les lames chevauchantes et envisage certaines particularités propres à ces dernières.

La dernière partie de la brochure de M. Amsler est consacrée a une étude d'ensemble de l'extrémité orientale du Jura; elle commence par une revision tectonique des anticlinaux internes de cette partie de la chaîne. L'auteur établit que le bombement anticlinal qui affecte le Jurassique supérieur et la Molasse entre Schoenenwerd et Aarau, doit être considéré comme le prolongement brusquement dévié au SE et rapidement réduit de l'anticlinal, dont le cœur triasique apparaît aux bains de Lostorf et dont le jambage interne est formé par la grande dalle de Dogger du Gugen; le synclinal molassique du Hungerberg se prolongerait ainsi vers l'W dans le versant NE du Gugen entre Unter et Ober Erlisbach.

M. Amsler étudie ensuite la zone anticlinale qui, passant au N de Thalheim et par la partie S de Schinznach, va former à l'E de l'Aar le Kestenberg; il trouve le prolongment de ce pli dans un bombement anticlinal, dont l'un des flancs est visible dans la Molasse de Mägenwyl, dont l'autre flanc se montre dans la Molasse de Rütihof, dont l'axe par conséquent prendrait à peu près la direction de Mellingen. Mühlberg prolongeait l'anticlinal du Kestenberg dans un bombement anticlinal de la Molasse qu'il retrouvait à l'E de la Limmat vers Würenlos; M. Amsler ne peut admettre ce raccord, d'abord parce qu'il n'est pas conforme à la direction du pli du Kestenberg, ensuite parce que l'anticlinal de Würenlos paraît se continuer dans la direction de Birmensdorf, où apparaît un bombement du Jurassique supérieur, qui se détache là de la chaîne de l'Eitenberg.

Au NE de Turgi, M. Amsler établit l'existence d'ondulations du Jurassique et de la Molasse, dirigées de l'W à l'E et s'aplanissant vers l'E, qui se décomposent en un synclinal longeant le pli du Lägern le long du Siggenthal, puis un anticlinal large et bas compris entre le Siggenthal et Würenlingen, enfin un synclinal passant par Endingen et limité au N par une flexure accusée, déjà signalée par Mühlberg. L'auteur n'a trouvé dans cette région aucune trace de la flexure Brugg-Kaiserstuhl supposée par Mühlberg.

M. Amsler ne trouve non plus aucune trace de dislocation transversale entre Wildegg et Schinznach, là où l'Aar coupe les anticlinaux du Kestenberg et de la Habsburg. Tout au plus peut-on dire que l'Aar a profité d'un ensellement transversal, situé là où les 2 anticlinaux de la Gislifluh et du Kalmberg se confondent dans l'anticlinal unique du Kestenberg ; du reste ce tronçon de la vallée de l'Aar est essentiellement le fait de l'érosion.

Dans un court chapitre l'auteur rappelle le changement brusque d'allure qui se manifeste dans les plis jurassiens dans la région du Hauenstein ; il admet, avec Mühlberg, que ce changement coïncide avec les grandes dislocations qui ont affecté directement au N le Jura tabulaire et le massif de la Forêt-Noire et il considère cette coïncidence comme une preuve de plus du fait que les ridements jurassiens n'ont pas affecté le socle cristallin du Jura. A ce propos M. Amsler rappelle les grandes lignes de la tectonique de la région SW du massif de la Forêt-Noire, la grande faille de la vallée de la Wehra, séparant le Dinkelberg de la partie principale du massif, les autres grandes fractures de cette région et le bom-

bement anticlinal du massif entre la faille du Wehratal et la vallée de l'Alb. La dislocation du Wehratal se continue, en s'infléchissant au SSW, dans la direction du Hauenstein ; elle est accompagnée dans sa traversée du Jura tabulaire d'un grand nombre de failles parallèles, qui ont haché cette région et qui, en favorisant l'enfoncement de la couverture sédimentaire dans de multiples fossés tranchés dans le cristallin, ont incorporé pour ainsi dire cette couverture dans le massif résistant. Le bombement anticlinal existant à l'E du Wehratal se continue au S du Rhin par un bombement dirigé au SW, qui forme comme un éperon pénétrant dans la direction du Hauenstein. Plus à l'E les deux lignes de dislocation de Meltau et de Mandach, qu'a étudiées en détail M. Brändlin, sont absolument distinctes des failles précitées ; elles sont parallèles aux plis jurassiens, elles se sont développées conjointement avec des contractions et sont en relation directe avec le plissement.

M. Amsler revient ensuite aux anticlinaux méridionaux du Jura oriental : il montre que le point de départ de tout le ridement de ces chaînes a été la poussée qui a amené le Jura plissé sur le Jura tabulaire sur une largeur beaucoup plus grande qu'on ne l'a généralement admis. Mais l'ampleur de ce recouvrement doit diminuer rapidement de l'W à l'E à partir du Hauenstein et c'est en relation avec cette diminution qu'il faut comprendre à la fois l'amortissement des plis vers l'E et leur inflexion vers le SE, qui est de plus en plus accusée dans les plis de plus en plus internes. C'est dans la région du Hauenstein que l'entassement des plis jurassiens est le plus fort, parce que là la masse chevauchante a butté contre l'éperon du masif de la Forêt-Noire dirigé de la ligne Lauffenburg-Säckingen vers le SW ; la surrection du brachyanticlinal du Born a peut-être été provoquée par ce même éperon, tandis que l'inflexion brusque des chaînes à l'W du Hauenstein est probablement due au prolongement dans cette région de la ligne de dislocation du Wehratal.

Dans un dernier chapitre M. Amsler cherche à préciser la genèse des plissements dans la région orientale du Jura ; partant de l'idée que les terrains sédimentaires jurassiens ont été décollés de leur soubassement, sous l'effort des poussées alpines et entraînés vers le N en une énorme écaille, il admet les phases de dislocations suivantes :

1° Soulèvement du faisceau du Lomont et des plis jurassiens rhénans de M. Steinmann.

2° Plissement de la zone du Mont Terrible.

3° Mise en jeu des lignes de dislocation de Meltau et de Mandach.

4° Poussée en avant de la nappe jurassienne suivant une ligne reliant la dislocation de Mandach à la zone du Mont Terrible, puis 5° prolongement du chevauchement au N dans le territoire de cette dernière et soulèvement des chaînes jurassiennes au S de cette zone.

6° Continuation du plissement et surrection des anticlinaux plus internes en même temps que prolongement des zones anticlinales vers l'E.

Le resserrement des plis jurassiens dans la région du Hauenstein s'explique par les affaissements survenus dans la région du Dinkelberg et plus au S, qui, emboîtant la série sédimentaire dans le socle cristallin, l'ont rendue solidaire de celui-ci au point de vue de la résistance à la poussée et ont ainsi empêché le ridement de se propager vers le N, comme cela s'est passé soit à l'E, soit à l'W.

M. R. Suter (**50**) a choisi comme sujet pour sa thèse de doctorat l'étude détaillée du territoire de la feuille de Maisprach de l'atlas Siegfried ; il a fait le lever géologique de cette région et s'est attaché principalement à résoudre les problèmes tectoniques qui s'y posent, la stratigraphie de cette partie du Jura tabulaire étant déjà assez exactement connue.

Dans la description qui accompagne sa carte, M. Suter commence pourtant par rappeler les caractères généraux de la série sédimentaire qu'il a trouvée devant lui.

Cette série est visible à partir du Permien supérieur, qui affleure au S de Zeiningen sur une profondeur de 70 m. et sous la forme de grès-orthoses rouges, riches en éléments argileux.

Le Trias, qui prend une grande extension en surface, commence par une succession importante de grès bigarrés, comprenant de bas en haut : 1° Hauptconglomerat (1 m.); 2° des grès bruns-rouges à stratification oblique (20 m.), qui, vers le haut, s'enrichissent en dolomie et contiennent des concrétions de jaspe; 3° les argiles rouges, encore gréseuses dans leur partie inférieure, du Röt (20 m.).

Le Muschelkalk se divise ici, comme dans les régions voisines, en : Muschelkalk inférieur avec le Wellendolomit et le Wellenkalk, Muschelkalk moyen ou groupe de l'Anhydrite et Muschelkalk supérieur avec le Hauptmuschelkalk à la base, le Trigonodusdolomit vers le haut.

Dans le Keuper, la Lettenkohle est formée d'une couche de schistes à Estheria (1 m.) et de dolomies jaunâtres (3-5 m.);

le Gypskeuper est constitué par des marnes feuilletées gypsifères, sur lesquelles reposent les grès du Schilf, compacts, gris avec des débris de feuilles à la base ; il passe vers le haut à des marnes sableuses rouges et à des bancs dolomitiques. L'épaisseur du Schilfsandstein varie du reste considérablement et les profils diffèrent d'un point à un autre ; vers l'ouest en particulier, dans la région de Pratteln et de la Neuewelt ce niveau est considérablement réduit et les grès sont remplacés par les schistes marneux à feuilles bien connus. Enfin le Keuper supérieur est représenté par les marnes bariolées avec bancs dolomitiques qui existent dans les régions voisines.

Le Lias ne forme que fort peu de bons affleurements ; la seule coupe un peu complète, qui existe près de Hinteregg, sur le versant oriental du Staufen, a été décrite par M. Buxtorf. Le Dogger ne se prête pas non plus à une étude détaillée, que M. Suter n'a pas faite, se contentant de comparer ces formations avec la série médiojurassique très analogue que M. Buxtorf a étudiée plus à l'W, dans les environs de Gelterkinden.

Dans la partie tectonique de son exposé, M. Suter commence par décrire la zone de plateaux qui borde au NE la vallée du Mölinbach. Cette région est formée dans son ensemble par la série du Grès bigarré et du Muschelkalk, plongeant faiblement vers le SSE; elle est coupée par un système de failles dirigées en général du NNE au SSW, qui ont morcelé le Trias en horsts et fossés alternants. C'est ainsi que le Zeiningerberg est un horst, limité au SE par un fossé rempli de Keuper et donnant lieu à un ensellement prononcé de la crête ; vers le SE le Chriesiberg est de nouveau un horst, que suit, dans la zone du col de Nerstel, un fossé marqué par une large bande de Keuper. Plus à l'E, le sommet de Auf der Fluh, au N d'Ober Mumpf, est limité par deux failles, dont les lèvres orientales sont affaissées, en sorte que le Muschelkalk de Auf der Fluh butte à l'W contre le Grès bigarré, à l'E contre le Keuper. Ces diverses fractures, très marquées sur les plateaux, ne sont plus perceptibles dans la vallée du Mölinbach, en sorte qu'il faut admettre ou qu'elles s'infléchissent, ou qu'elles subissent un amortissement rapide vers le SW.

L'auteur passe ensuite à la description du territoire compris entre la ligne de dislocation Iglingen-Zeiningen et la vallée du Mölinbach. Ici nous retrouvons sur la surface des plateaux le Muschelkalk plongeant faiblement au S, pour

s'enfoncer finalement sous le Keuper, le Lias et le Dogger. Ce Trias est de nouveau haché par un système de failles parallèles, dirigées du N au S ; entre les horsts de Muschelkalk se sont enfoncés d'étroits fossés, dont les plus importants sont jalonnés par le Keuper.

Dans la partie SE de ce territoire triangulaire les failles N-S n'existent pas encore, tandis qu'on y rencontre deux fractures importantes, dirigées du NW au SE et une fracture dirigée NE-SW, qui délimitent un horst accusé à l'W de Hollikon ; le Muschelkalk de ce horst butte au SW et au SE contre le Keuper. La partie moyenne de cette région, comprise approximativement entre Hemmiken, Zuzgen, Zeiningen, Maisprach, Staufen, est coupée par une succession de fractures, dirigées du S au N, entre lesquelles se sont enfoncés plusieurs fossés allongés dans le même sens. Le premier de ces fossés vers l'E est dirigé à peu près de Hemmiken vers Zuzgen, en passant par le Gugel et le Reckental ; il est jalonné dans sa partie méridionale par des affleurements de Lias et même de Dogger, encadrés à l'E et à l'W par le Keuper, tandis que vers le N, dans le Reckental, il se réduit à peu de chose, le Muschelkalk étant simplement enfoncé en lui-même. Ce fossé est coupé, au NE du Gugel, par une faille venant du SW et qui délimite le paysage de Muschelkalk du Brugg et du Rigiberg au N et le paysage de Keuper du Gugel au S. Par contre, M. Suter n'a trouvé aucune trace certaine d'une dislocation, supposée plus au S par M. Blœsch, qui a dû être trompé par des fractures internes du fossé du Reckental.

La région de Muschelkalk, qui s'élève du SW de Zuzgen jusqu'au Rigiberg et au Brugg, est hachée par une série de failles N-S, dont le rejet n'est en général pas très considérable et dans le détail desquelles il n'est pas possible d'entrer ici. Du côté de l'W, elle est limitée par un nouveau fossé N-S, rempli de Keuper et qui se marque sur une grande partie de sa longueur par une dépression accusée ; séparant les hauteurs d'Ormis et de Neuberg, ce fossé passe par Erfleten et Bubleten, puis par la Winterhalde et Farnsburg. La fracture qui limite ce fossé vers l'E est rejointe près de Winterhalde par celle, signalée plus haut, qui passe, avec une direction WSW-ENE entre le Gugel et le Brugg. Cette dernière cesse ici brusquement, comme à son point d'intersection avec le fossé du Reckental, ce qui permet de la considérer comme plus jeune que les failles N-S.

Le Neuberg forme, avec les hauteurs à l'E de Buus, un horst allongé du N au S ; il est bordé à l'W par un nouveau

fossé passant par Eigenried, Buus et le Farnsberg qui, au N de Buus, est marqué par une bande de Keuper avec un peu de Lias, enfoncée dans le Muschelkalk, tandis que plus au S, dans le domaine de Farnsberg, il affecte le Lias et le Dogger; sur une grande partie de sa longueur, ce fossé est nettement marqué dans la topographie; le rejet atteint par places 150 m., mais diminue dans la direction du S; au Farnsberg, les deux failles-limites s'écartent et diverses complications interviennent.

A l'W de Buus, entre les hauteurs de Erzmatt et du Breitfeld, se creuse le vallon de Heimern, dont le fond est formé de Keuper; ici passe donc un nouveau fossé N-S. Celui-ci se prolonge au S dans le Staufen, où il s'élargit considérablement et se remplit de Lias et de Dogger; ici interviennent du reste, dans l'intérieur du fossé, plusieurs failles secondaires, desquelles M. Suter a donné une interprétation un peu différente de celle proposée antérieurement par M. Blœsch. Ce fossé est bordé à l'W par le plateau de Muschelkalk du Breitfeld, dont les couches s'enfoncent au S sous le Keuper, à l'W de Wintersingen.

Le dernier chapitre de la description de M. Suter est consacré à la région qui s'étend directement au NW de la grande ligne de dislocation Zeiningen-Iglingen, prolongement de la ligne du Wehratal. Ce territoire est délimité au N par une dislocation dirigée E-W et passant entre la région de Rheinfelden et le Sonnenberg, suivant laquelle le territoire situé au N s'est affaissé d'au moins 50 m.; cette dislocation disparaît du reste sous les alluvions de la Haute Terrasse; son rejet semble diminuer vers l'E.

La dislocation de Zeiningen-Iglingen, qui correspond à un affaissement profond de la région NW et a ainsi déterminé la conservation du Lias et du Dogger du Sonnenberg et de l'Œnsberg, prend la forme d'une flexure, en ce sens que dans le plan de dislocation le Muschelkalk supérieur s'est insinué sous la forme de longues traînées et que le Keuper et le Lias adossés à la ligne d'affaissement sont fortement redressés, de façon à plonger au NW avec un angle qui peut aller jusqu'à 70°. Ces couches redressées forment le jambage SE d'un synclinal, dont l'axe suit le versant sud-oriental du Grosser Sonnenberg et qui est rempli de Bajocien et de Bathonien; mais ce synclinal est compliqué par plusieurs fractures; les deux plus importantes délimitent entre elles un fossé rempli de couches à *Rhynch-varians*, qui s'étend, suivant une ligne un peu arquée, du NW de Maisprach à Zeiningen; d'autres,

beaucoup moins prolongées, déterminent de multiples contacts anormaux dans la partie NE du Sonnenberg. Dans le prolongement du Sonnenberg, au SW se place l'Œnsberg, qui possède aussi une structure synclinale. Ici le fossé du Sonnenberg ne se prolonge pas comme tel ; seule sa faille SE existe sous une forme continue ; elle est particulièrement marquée au N d'Iglingen, où elle fait butter le Lias supérieur contre le Hauptrogenstein. D'autres failles dirigées du SW au NE coupent cette zone, mais n'ont pas de rejets importants.

Dans son chapitre final, M. Suter commence par faire ressortir les ondulations assez accusées qui affectent le Trias à l'E de la ligne de Zeiningen-Iglingen avec une direction générale NW-SE. A propos des failles qui limitent les fossés N-S, il peut confirmer absolument les observations faites plus au S par M. Buxtorf sur la convergence de ces fractures vers le bas ; cette convergence aboutit même fréquemment à la fusion des deux failles limites en une seule dislocation. Ces fractures limitant les fossés prennent par places la forme de flexures et sont souvent accompagnées d'autres fractures en échelons. Dans l'intérieur des zones affaissées, les formations du Keuper ou du Jurassique sont en général énergiquement disloquées ; le Muschelkalk n'y apparaît pas, en sorte qu'il faut admettre que le Trias moyen a été simplement rompu par des crevasses largement béantes, dans lesquelles les dépôts sus-jacents se sont effondrés. Dans ces conditions, la valeur réelle de l'affaissement est très difficile à apprécier exactement. Il est certain, du reste, que la formation de ces crevasses a été en relation avec des mouvements de tassement de toute la région, car les horsts ne sont pas restés tous au même niveau. Quant à l'époque de formation de ce système de failles, il faut admettre qu'elle est en tout cas plus ancienne que le Miocène.

A l'occasion d'une excursion de la Soc. des Sc. nat. de Berne dans la **région de Schwarzenburg-Guggisberg**, M. F. Nussbaum (**48**) a fourni quelques renseignements sur les actions glaciaires et torrentielles subies par ce territoire, sur le rôle que jouent les grandes moraines wurmiennes de Schwarzenburg et sur l'influence de la dureté inégale des différents bancs de la Molasse sur le relief de détail. M. E. Gerber a traité, à la même occasion, de la stratigraphie de la Molasse de ce pays (**41**). M. E. Bärtschy (**36**) a énoncé quelques idées sur le tronçon épigénétique de la Singine en aval de Planfayon.

Alpes.

Généralités. J'aurais dû mentionner déjà plus tôt l'étude qu'a publiée M. F. Sacco (**63**) sur la **tectonique générale des Alpes occidentales**, parue déjà en 1913.

Cette étude débute par un aperçu historique sommaire sur le développement de la géologie alpine, puis l'auteur reprend la stratigraphie des divers complexes existant dans les Alpes.

A propos des schistes cristallins M. Sacco montre à quel point les notions anciennes du Cristallin archéen se sont modifiées par suite de nos connaissances de plus en plus nombreuses sur les diverses formes du métamorphisme. Les roches gneissiques représentent déjà un ensemble de roches infiniment varié, soit au point de vue génétique, soit au point de vue chimique et minéralogique, dont les termes divers peuvent appartenir à des niveaux très différents.

Des gneiss M. Sacco distingue les schistes cristallins proprement dits, qui sont tous d'origine sédimentaire et se rattachent en très grande partie au Paléozoïque supérieur. Les calcschistes seuls sont surtout d'âge mésozoïque.

L'auteur parle aussi des massifs granitoïdes alpins, en montrant la relation intime qui existe souvent entre gneiss et granites et il admet que le plus souvent les granites représentent le dernier terme du métamorphisme des formations gneissiques, métamorphisme qui a été particulièrement intense pendant la phase d'intrusion et d'orogénie de la fin du Paléozoïque.

M. Sacco décrit ensuite sous le nom d'*Anthracolithique* l'ensemble des dépôts du Carboniférien, du Permien et du Trias inférieur ou Werfénien, en y comprenant les schistes cristallins qui ont été reconnus depuis quelques années comme du Paléozoïque récent métamorphisé. A ce propos il cite les nombreux cas dans lesquels des dépôts anthracolithiques typiques, même fossilifères, sont reliés intimement, par passage latéral ou même par alternance, avec des schistes cristallins francs. Il insiste d'autre part sur l'impossibilité de distinguer avec certitude l'Anthracolithique entièrement métamorphisé des formations plus anciennes devenues aussi cristallophylliennes. Il parle des variations de faciès étendues des sédiments francs et cite les innombrables noms qui ont été employés dans les diverses régions des Alpes occidentales pour désigner les formations si variées attribuables à l'Anthracolithique : sédiments francs, schistes recristallisés, roches intrusives et éruptives.

Passant à la série mésozoïque, M. Sacco montre que dans celle-ci encore le métamorphisme intense a provoqué la formation par régions de complexes profondément recristallisés. Il expose la question si longtemps controversée de l'âge des Schistes lustrés et des Pierres vertes, qu'on s'accorde maintenant à attribuer au Mésozoïque; il décrit les termes métamorphisés et parle assez longuement de l'ensemble des roches connues sous le nom général de Pierres vertes, dans lesquelles il serait tenté de voir plutôt des produits d'un intense métamorphisme régional relié à des phénomènes plutoniques que de vrais produits éruptifs. Il décrit plus en détail les sédiments du Trias restés plus ou moins intacts, en commençant par le faciès helvétique et en continuant par le faciès oriental, spécialement développé dans la région des lacs lombards.

Après un court chapitre consacré au Rhétien, M. Sacco décrit sommairement les dépôts liasiques des Alpes occidentales, en distinguant : 1° le faciès du Briançonnais, vaseux avec céphalopodes et gryphées; 2° le faciès dauphinois, calcaire à la base, schisteux dans sa partie supérieure, riche en ammonites, correspondant à une zone géosynclinale; 3° le faciès rhodanien ou provençal, d'un type néritique caractérisé par les gryphées et divers genres de lamellibranches. Il étudie plus longuement les séries liasiques plus riches en fossiles et par suite plus faciles à diviser en niveaux stratigraphiques précis, qui existent soit dans les Alpes lombardes, soit en Suisse, en Provence et dans les Basses-Alpes dans les zones externes.

Dans sa description des dépôts jurassiques M. Sacco s'étend aussi surtout sur les caractères des sédiments de la zone externe, en particulier ceux du Jura, pour lesquels il signale les faciès les plus caractéristiques et les fossiles les plus typiques.

A propos du Crétacique l'auteur ne parle que brièvement des dépôts des zones alpines internes, où le Crétacique est peu développé et mal caractérisé au point de vue paléontologiques, il donne plus de détail sur les zones de sédimentation externes, ou, par suite de la superposition de faciès plus variés et surtout d'une richesse plus grande en fossiles, la distinction des niveaux est beaucoup plus facile.

Le chapitre consacré par M. Sacco aux dépôts tertiaires commence par une description générale du Flysch et des couches nummulitiques éocènes. Le Flysch est dépeint comme une série compréhensive dont les limites inférieure et supérieure varient beaucoup d'une région à l'autre et dont les fa-

ciès comportent une très grande diversité. L'auteur donne du reste un aperçu assez détaillé des formations éocènes, qu'il divise en trois niveaux : Suéssonien, Parisien et Bartonien, et dont il montre les variations multiples de faciès. Il fait coïncider la limite entre l'Eocène et l'Oligocène avec la phase de plissement qui détermina l'émersion des régions alpines et classe par conséquent encore dans l'Eocène les grès alpins divers que certains auteurs placent dans l'Oligocène inférieur. (Grès des Déserts, Grès du Gurnigel, etc.)

M. Sacco attribue à l'Oligocène la partie inférieure de la Molasse d'eau douce inférieure, la Molasse à lignites de la Rochette, les grès d'Allinges et de Ralligen, la Molasse rouge, les couches de Horw. Il décrit sommairement les différents types de sédiments qui représentent l'Oligocène dans les zones subalpines.

A propos du Miocène, M. Sacco commence par examiner la question des énormes accumulations de conglomérats qui se sont effectuées à cette époque des 2 côtés des Alpes, accumulations qu'il met en relation avec l'érosion extraordinairement puissante qu'ont subie alors les Alpes, tout parculièrement leurs zones internes.

Parlant des dépôts molassiques suisses, M. Sacco classe dans l'Aquitanien la partie supérieure de la Molasse d'eau douce inférieure, la Molasse grise de Lausanne, les couches du Hohe-Rhone, dans l'Helvétien l'ensemble de la Molasse marine et dans le Tortonien la Molasse d'eau douce supérieure. Il décrit ensuite les dépôts contemporains des régions françaises et du bassin du Piémont.

L'auteur décrit sous le nom de Miopliocène les formations oeningiennes auxquelles se rattache la partie supérieure de la Molasse d'eau douce supérieure, puis il passe à l'étude du Pliocène, à la partie supérieure duquel il est tenté d'attribuer une partie des alluvions anciennes du plateau suisse. Comme de juste il consacre surtout sa description aux dépôts pliocènes du bassin inférieur du Rhône et à ceux du bassin du Piémont.

Le Quaternaire ou Néozoïque est divisé par M. Sacco en Plistocène et Holocène. Dans le Plistocène l'auteur classe d'abord les dépôts littoraux d'âge sicilien qui existent entre les Alpes occidentales et la Méditerranée, puis la plus grande partie des dépôts d'alluvion subalpins s'étendant du Deckenschotter aux Hautes Terrasses inclusivement, le Loess, auquel, par parenthèse, l'auteur attribue une origine aqueuse et non éolienne, puis les quatre systèmes morainiques de Güntz, Mindel, Riss et Würm.

A propos de ces grandes glaciations M. Sacco exprime l'opinion que la puissance érosive des glaciers a été exagérée par l'école des glaciéristes modernes et qu'elle s'est limitée à une simple action de modelage et de nettoyage, élargissant les vallées, émoussant les points saillants et creusant les régions les plus tendres.

Quant à l'Holocène de M. Sacco il comprend les moraines des stades de retrait jusqu'à celles de nos jours, les alluvionnements correspondant à ces mêmes stades avec tout l'ensemble des formations postglaciaires.

Après cette description stratigraphique M. Sacco consacre un important chapitre aux actions métamorphiques dans le domaine des Alpes occidentales ; il reprend successivement les effets du métamorphisme dans les formations tertiaires, où il sont encore très limités et localisés, puis dans les dépôts crétaciques où ils sont déjà plus marqués et plus étendus, puis dans le Jurassique et le Trias (Schistes lustrés, Pierres vertes), dans lesquels les roches ont déjà subi une recristallisation profonde, jusqu'à prendre par places l'aspect de véritables schistes cristallins. Dans le Paléozoïque le métamorphisme a donné lieu à une grande variété de schistes cristallins, parmi lesquels on distingue des micaschistes et des gneiss francs ; dans l'Antracolithique, on retrouve toutes les transitions entre les sédiments détritiques peu altérés et les schistes complètement recristallisés, tels que les schistes de Casanna, tandis que dans les formations plus anciennes la recristallisation profonde et généralisée a créé des complexes beaucoup plus uniformes, en grande partie gneissiques, en partie même granitoïdes.

M. Sacco remarque que le métamorphisme, pouvant avoir diverses causes, prend des formes différentes. D'autre part, si ses effets s'accentuent avec l'ancienneté des formations, cette accentuation comporte de nombreuses irrégularités, qui sont dues soit à la nature primaire des roches, soit à des variations dans le processus métamorphique.

Abordant ensuite la question des facteurs essentiels du métamorphisme, M. Sacco montre que le métamorphisme de contact ne pouvant produire que des effets localisés et le métamorphisme dynamique n'ayant que des actions limitées (phyllitisation, piézocristallisation), le métamorphisme régional, qui joue le rôle de beaucoup prépondérant, est en relation avec l'enfoncement des zones géosynclinales, grâce auquel des formations, primitivement superficielles, finissent par se trouver sous d'énormes pressions, à des températures très

élévées, exposées à l'influence active des circulations d'eau et de vapeurs filtrantes, et ceci pendant de très longues durées. Le dernier terme de ce métamorphisme est le type granitoïde, qui s'est probablement développé pendant un stade prolongé de semi-mobilité avec état pseudo-pâteux de la roche, correspondant à une grande profondeur. Cette dernière phase est désignée par M. Sacco sous le nom de plutomorphisme ; elle implique des actions pneumatolytiques et des intrusions ; on peut même admettre que, dans les cas extrêmes, ces roches granitoïdes ont subi une demi-fusion et se sont transformées ainsi en de véritables magmas, capables d'intrusion dans d'autres milieux. Ces roches, ainsi refondues, ont donc donné lieu à des pénétrations batholithiques, laccolithiques, filoniennes ou microfiloniennes suivant les cas.

Parlant des roches basiques qui sont intercalées à des niveaux très divers dans la série alpine, M. Sacco remarque qu'elles n'ont pas eu d'influence métamorphique accusée sur les milieux ambiants ; il est tenté de voir dans ces roches des épanchements laccolithiques ou superficiels et en partie des tuffs, voisins à l'origine des grès de Taveyannaz, tout en admettant que certains d'entre eux (serpentines, amphibolites, etc...) peuvent avoir une origine sédimentaire.

Dans la partie tectonique de son volume, M. Sacco commence par faire l'historique des interprétations successives données de la stucture des Alpes depuis Saussure et Léopold von Buch jusqu'aux théories actuelles des grandes nappes de charriage.

A propos de ces dernières il met en garde contre les exagérations auxquelles sont arrivés certains auteurs.

Après avoir fait ressortir la complication et la variété extrêmes, qui se manifestent dans le détail de la tectonique alpine, M. Sacco établit comme suit la division du système des Alpes occidentales en zones ou complexes successifs :

1° Une zone axiale, de forme anticlinale, formée surtout de gneiss et s'étendant depuis le massif du Tessin, par le Mont Rose, les massifs de la Sesia et de la Dent Blanche, le Grand Paradis et le massif de la Dora Maira.

2° Une zone de gneiss et micaschistes qui enveloppe la précédente comme une couverture et la borde au N et au S, comprenant d'une part les schistes de Sesia-Lanzo, les roches amphiboliques d'Ivrée, les schistes de la zone des Lacs lombards, d'autre part les schistes supérieurs du massif de la Dent Blanche, qui est considéré comme un pli en éventail, les schistes du Grand Saint-Bernard et ceux du Ruitor, du Mont

Pourri, de la Vanoise, etc..., enfin les schistes du Savonais. Ce complexe de schistes cristallins comporte une tectonique notablement plus compliquée que les gneiss sous-jacents et forme de nombreux plis déversés tantôt au S (Alpes rhétiques), tantôt vers le N (Massif tessinois, complexe du Grand Saint-Bernard, etc...).

3° La zone des Schistes Lustrés et des Pierres vertes, qui se suit depuis les Grisons jusqu'aux confins de la Mer Tyrrhénienne, où elle est représentée par le groupe de Voltri. Ces formations épousent les formes tectoniques des schistes cristallins précités.

4° La zone houillère axiale ou zone du Briançonnais, qui est comprise ici comme l'a fait autrefois Diener.

5° La zone de Sion-Val Ferret, qui est formée en grande partie par du Mésozoïque métamorphisé, se raccorde vers l'E avec les Schistes Lustrés des Grisons, puis s'intercale entre la zone houillière et les massifs centraux de l'Aar et du Mont-Blanc et se prolonge finalement dans la zone des Aiguilles d'Arves de Haug. Les plis de cette zone tantôt s'écrasent contre les massifs centraux, tantôt se déversent librement vers l'extérieur.

6° La zone des massifs hercyniens du Saint-Gothard et de l'Aar, du Mont-Blanc, de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera.

7° La zone des dépôts mésozoïques calcaires qui borde les zones précitées au S et au N comprenant d'une part les Dinarides de la zone insubrienne, d'autre part l'ensemble des plis à faciès helvétiques et les régions préalpines, pour lesquelles M. Sacco ne paraît pas admettre de grands charriages.

8° Les 2 zones de terrains tertiaires subalpins du Piémont et du plateau molasique suisse.

La conception de M. Sacco est donc un formidable retour en arrière sur les idées dominantes des géologues alpins en général, en particulier de la jeune école géologique suisse, puisqu'elle contredit toute la notion des grandes nappes cristallines du Tessin et des Alpes pennines et que, d'autre part, elle est contraire à l'idée des grands charriages préalpins. Cette conception est illustrée par un ensemble de 9 coupes transversales accompagnées d'un commentaire.

La première de ces coupes s'étend du Golfe de Gênes par les environs de Milan jusqu'au Piz Starlera au S d'Andeer. Pour la région qui nous intéresse spécialement elle figure, dans la zone gneissique de Chiavenna un large môle anticlinal, vers lequel se déversent concentriquement d'une part les plis de la zone considérée généralement comme grande zone de

racines des nappes cristallines, d'autre part les plis de la région comprise entre le val d'Avers et l'Oberhalbstein.

Le 2e coupe commence au NE dans le massif de l'Adula, où l'auteur voit de nouveau des plis déversés au S, traverse le massif tessinois, par lequel M. Sacco fait passer sa grande zone anticlinale de Chiavenna, puis coupe la zone d'Ivrée-Bellinzona et celle de Sesia, dans lesquelles l'auteur ne voit que des plis déversés au N d'ampleur très limitée. Sur le plus interne de ces plis cristallins s'appuie normalement la série anthracolithique-mésozoïque de la région Lugano-Varese. La coupe est continuée plus au SW par le Montferrat et les Alpes maritimes jusqu'à Monaco.

La 3e coupe commence au NE par la Windgälle et la partie orientale des massifs de l'Aar et du Gothard, qui sont figurés comme un vaste éventail avec de nombreux replis ; elle coupe la zone de Schistes Lustrés du Nufenen près d'Airolo, puis se prolonge à travers la partie occidentale du massif tessinois, où M. Sacco ne voit toujours que des plis de faible envergure, le premier, celui du Pizzo Rodi, étant sensiblement droit, les autres étant tous déversés au N. Ces plis sont pour lui des digitations superficielles du vaste anticlinal gneissique cité plus haut, dans lequel ils se fondent vers l'E, tandis que vers l'W, dans la direction du Simplon, ils sont individualisés toujours plus nettement par la pénétration entre eux de synclinaux mésozoïques.

Quant à la tectonique du Simplon, M. Sacco ne peut pas admettre les coupes établies par les géologues suisses, supposant un empilement de nappes toutes déversées au N ; il explique cette tectonique, en admettant une carapace cristallophyllienne recouvrant un anticlinal autochtone de gneiss et plissé de façon très compliquée en anticlinaux déversés les uns au S, les autres au N.

Cette coupe traverse ensuite la zone d'Ivrée vers Vogogna, puis se continue par les environs de Turin dans la direction des Alpes maritimes, pour aboutir vers Saint-Tropez.

La 4e coupe commence dans la région du Lötschenpass et figure ainsi d'abord le faisceau de plis cristallins déjetés au N du massif de l'Aar ; elle traverse les Alpes pennines à peu près dans l'axe de la vallée de Saas. Dans le prolongement des plis du Simplon M. Sacco suppose un éventail digité de plis déjetés excentriquement les uns vers la vallée du Rhône, les autres vers le massif du Mont Rose, qui représenterait une large voûte autochtone. Plus au S le massif de Sesia est figuré en anticlinal déjeté au S.

La 5e coupe passe d'abord à travers les Préalpes et les Hautes Alpes calcaires entre Châtel-Saint-Denis et Sion. M. Sacco envisage les Préalpes comme enracinées et explique les multiples contacts anormaux de leurs bordures comme dus à des failles et des chevauchements locaux, dont l'interprétation est encore compliquée par de vastes transgressions ; seule la Brèche du Chamossaire lui paraît représenter un lambeau de recouvrement, reste d'une nappe charriée, enveloppe problable d'un des anticlinaux de la vallée du Rhône. Il admet par contre l'existence des nappes helvétiques de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn ; il représente aussi à peu près sous la forme généralement admise la nappe du Grand Saint-Bernard, recouvrant loin vers le N la zone de Sion-Val Ferret. Mais M. Sacco ne peut voir dans le massif de la Dent Blanche qu'un anticlinal autochtone à double déversement vers le N et vers le S, divisé en 2 plis inégaux par la bande de formations mésozoïques du Val Tournanche supérieur.

Plus au S les zones du Mont Rose et de Sesia sont interprétées comme dans le profil précédent ; puis la coupe est prolongée à travers la plaine du Pô et l'Apennin occidental, de façon à aboutir à Porto Fino.

La 6e coupe intéresse le bassin de Genève, puis les Alpes calcaires de Savoie dans le massif du Borne, la zone des plis couchés du Mont Joly, l'extrémité SW du massif du Mont-Blanc, puis, continuant par le Grand Paradis et la région de Turin, elle traverse l'Apennin occidental et aboutit à Gènes.

Les 3 autres coupes n'intéressent qu'indirectement les Alpes suisses ; c'est pourquoi je ne les mentionnerai pas ici.

Sous le titre de Géoologie appliquée M. Sacco réunit un certain nombre de données d'un intérêt plus général ; il définit l'influence qu'ont exercée sur le développement des formes orographiques et sur la nature des sols ainsi que sur le régime des eaux, les divers complexes qui constituent les Alpes. Il montre aussi à quel point les caractères géologiques des diverses régions alpines et subalpines ont influé sur la répartition des populations, sur le tracé des lignes de communication, sur le développement de l'agriculture ; enfin il signale les principales exploitations de matières premières existant dans l'intérieur ou sur la périphérie du système alpin.

Dans un dernier chapitre M. Sacco cherche à préciser les phases successives par lesquelles ont passé les régions alpines. Il admet d'abord une longue phase d'enfoncement géosyn-

clinal, qui s'est poursuivi jusque près de la fin des temps paléozoïques et pendant laquelle le métamorphisme a agi puissamment. Puis est intervenue la phase des plissements hercyniens, qui a amené un soulèvement très étendu et a provoqué de multiples phénomènes d'intrusion et d'éruption. Après ces dislocations l'enfoncement géosynclinal reprit avec une intensité particulière dans la zone axiale des Alpes (Schistes lustrés), où le métamorphisme fut de nouveau très accentué, avec moins d'importance dans les zones internes et externes. Mais, dès le Jurassique et surtout à partir du Crétacique, des soulèvements locaux commencèrent à se manifester, surtout dans la zone externe, déterminant une grande variété de faciès et même d'importantes lacunes stratigraphiques. Ces mouvements s'accentuèrent brusquement à la fin de l'Eocène, prenant la forme d'une puissante phase orogénique, pendant laquelle des faisceaux de plis surgirent des géosynclinaux écrasés tandis que les anciens massifs, comprimés latéralement, tendaient à s'élever et à se déverser. Alors se formèrent les nappes alpines de toutes dimensions ; alors les Alpes émergèrent avec un haut relief, de façon à devenir la proie de tous les agents de destruction que nous y voyons à l'œuvre encore de nos jours. L'érosion des Alpes pendant l'Oligocène et le Miocène a eu comme corrélatif l'énorme accumulation de sédiments détritiques qui s'est effectuée sur sur les deux versants. Pendant cette durée des temps oligocènes-pliocènes il semble que, tandis que les zones externes des Alpes continuaient à s'élever, les zones internes au contraire s'enfonçaient avec la plaine du Pô, favorissant ainsi la continuation d'une sédimentation marine. D'après l'allure des sédiments néogènes on peut admettre que les mouvements en question ont pris une allure plus ou moins rythmique. D'autre part les zones de sédimentation subalpines ne restèrent pas à l'abri des efforts orogéniques et virent s'élever au milieu d'elles des anticlinaux accusés (anticlinal de la Molasse suisse, bombement des collines de Turin).

Pendant la longue phase orogénique qui a commencé dans l'Eocène pour se continuer longtemps dans les temps tertiaires de vastes systèmes de fractures se sont développés. Parmi eux M. Sacco cite en particulier la zone de contact entre les Hautes Alpes et Préalpes.

Après un retour offensif des mers par le bassin du Rhône sur le Plateau suisse et le Jura à l'époque helvétienne, la dernière phase orogénique a soulevé les régions jurassiennes, en faisant émerger tout le versant externe des Alpes, et en pro-

voquant encore dans les Alpes de puissantes dislocations, tandis que le bassin du Pô s'enfonçait encore.

Ce n'est qu'à la fin du Pliocène que, par suite d'un exhaussement général des régions alpines et subalpines la mer fut chassée de la Haute Italie. C'est alors aussi que se développa le gigantesque système glaciaire pléistocène, la glaciation günzienne et peut-être aussi la glaciation mindelienne appartenant encore au Pliocène.

M. Sacco consacre ensuite quelques pages à décrire les modifications climatiques qui affectèrent les régions alpines après la dernière glaciation et les répercussions qu'elles eurent sur la répartition des flores, des faunes et finalement des races humaines.

Ajoutons en terminant, qu'outre la planche de coupes tectoniques dont j'ai parlé plus haut, le volume de M. Sacco comprend deux cartes. La première est une carte générale au 1 : 500 000 des Alpes occidentales, destinée à montrer d'une part la répartition des grands complexes lithologiques et stratigraphiques de ces régions, d'autre part à indiquer l'allure générale des formations géologiques, leur plongement et leur direction. La seconde carte, au 1 : 1 000 000, a pour but de faire ressortir les directions générales des systèmes de plis alpins ; les anticlinaux y sont distingués non d'après l'âge de leur soulèvement principal, mais d'après celui des sédiments qui les constituent.

En 1915 a paru le 3e volume des *Geologische Wanderungen durch die Schweiz*, de M. J. Weber (**69**), qui est consacré plus spécialement à la géologie des **Alpes uranaises et bernoises, du Valais et du Tessin**.

Dans son premier chapitre M. Weber donne un aperçu sur la vallée de la Reuss en amont du lac des Quatre-Cantons, décrivant le creusement de la vallée par l'érosion torrentielle, puis le régime de la Reuss avant et après les travaux de correction, enfin l'accroissement du delta aux abords de Flüelen, qui est déterminé par un apport annuel de 150 000 m³ environ, tandis que les vases jetées sur le plafond du lac représentent 50 000 m³ par an. Ensuite l'auteur montre le caractère géologique de la vallée de la Reuss, de la zone de Flysch d'Erstfeld, des plis autochtones de la série jurassique, de la zone de contact entre le Mésozoïque et le Cristallin et finalement du complexe cristallophyllien d'Erstfeld avec ses schistes métamorphisés et injectés et ses orthogneiss.

Le second chapitre du volume se rapporte au massif de l'Aar, dont M. Weber décrit successivement les diverses zones

pétrographiques et la structure tectonique, en exposant le problème des massifs centraux et des intrusions granitiques en général. Puis viennent quelques pages consacrées au Val Maderan, creusé longitudinalement dans la zone de schistes sériciteux et amphiboliques qui sépare les gneiss d'Erstfeld de ceux du massif de l'Aar proprement dit ; à propos de cette vallée l'auteur donne un aperçu sur le glacier de Hüfi, qui existe dans sa partie supérieure, sur les stades de retrait de ce glacier et sur les moraines qui correspondent à ces divers stades.

Avant de quitter les Alpes uranaises, M. Weber promène encore son lecteur dans le massif si intéressant des Windgellen ; il décrit le socle cristallin de gneiss d'Erstfeld qui supporte ce massif et la série sédimentaire qui en constitue la partie culminante en formant le majestueux pli couché bien connu depuis les travaux d'Alb. Heim sur cette région ; il donne un aperçu sur le développement des plis parautochtones de cette région ; il précise assez en détail les caractères de l'oolithe ferrugineuse du Callovien, qui a été autrefois exploitée comme minerai dans le Val Maderan ; enfin il décrit la roche porphyrique qui forme le cœur de l'anticlinal couché des Windgellen et qui montre des variations assez étendues soit dans sa structure, soit dans sa composition ; il admet pour ce porphyre un âge éocarboniférien ou précarboniférien.

La partie du livre de M. Weber consacrée aux Alpes bernoises commence par une étude du grand éboulement qui couvre le fond de la vallée de Kandersteg depuis le versant occidental du Fisistock jusqu'à Kandergrund et qui a été décrit en 1907 par M. V. Turnau. Ensuite, à propos de la vallée de Gastern, l'auteur parle d'abord de l'épaisse couche d'alluvions qui en couvre le fond et qui a dû s'accumuler derrière un éboulement et il rappelle l'accident survenu le 24 juillet 1908 dans la galerie du tunnel du Lötschberg, lors de la rencontre de ces alluvions saturées d'eau ; il précise les caractères pétrographiques du massif granitique de Gastern ; puis il conduit son lecteur aux abords du glacier de Gastern, où M. Truninger a observé de magnifiques phénomènes d'injection et de résorption, et sur les bords du Kanderfirn, où l'on peut étudier le contact du granite avec sa couverture sédimentaire.

M. Weber décrit la traversée du Gasterntal à Goppenstein par le Loetschenpass, commençant par les formations mésozoïques de la nappe du Doldenhorn et la série autochtone du Lötschenpass, puis continuant par la série des schistes du

Lötschental. A propos de la zone des schistes amphiboliques de la partie S du massif de l'Aar, il parle en quelques pages des gisements de galène de Goppenstein.

Pour compléter ce tableau, M. Weber rend compte des observations qui ont été faites pendant l'avancement des galeries du tunnel du Lötschberg ; il décrit en particulier la traversée du front de la nappe du Doldenhorn ; il montre la série autochtone arrachée entre le socle granitique et la nappe chevauchante du Doldenhorn sur la région culminante et le versant N du dôme de Gastern, tandis qu'elle est conservée en un synclinal effilé, prolongé au-dessous du niveau du tunnel, au S du massif granitique ; il décrit aussi la traversée du granite de Gastern.

Le chapitre suivant, consacré aux sources de Louèche, est essentiellement emprunté aux diverses publications que M. Lugeon a faites à ce sujet.

Ensuite M. Weber entame la description du massif du Gothard et de ses bordures septentrionales et méridionales. Il commence cette étude par la zone de l'Urserental et rappelle à ce propos les interprétations données successivement par MM. Stapff, Baltzer, Koenigsberger et Buxtorf. Il passe ensuite à la zone du Nufenen et d'Airolo, et donne une série de profils passant par le Val Bedretto et le Val Piora : il donne une idée des principales formes métamorphiques que prennent dans cette région les schistes lustrés et décrit le caractère tectonique de cette zone, écrasée entre le pied enfoncé du massif du Gothard et les nappes cristallines tessinoises. Enfin il définit les caractères du massif lui-même avec sa structure en éventail et ses alternances de zones granitiques et schisteuses.

Vient ensuite un important chapitre, consacré à la vallée du Rhône. M. Weber rappelle à ce propos l'opposition qui existe encore entre les partisans de l'érosion glaciaire et ceux qui contestent cette érosion ; il cite les principaux dépôts morainiques laissés par les glaciers pendant les stades de retraits successifs de la dernière glaciation, en particulier la moraine buhlienne de Monthey et les moraines dauniennes de Brigue et de Grengiols; il parle des cônes de déjection, en partie considérables, qu'accumulent sur le fond de la vallée les affluents du Rhône, et du profil longitudinal de la vallée; puis il aborde la tectonique de cette vaste coupure, en commençant par la traversée des nappes préalpines, en continuant par la région de Monthey et Saint-Maurice, par la zone des Aiguilles-Rouges, par l'extrémité orientale du massif du Mont-

Blanc, pour aboutir dans le tronçon longitudinal Martigny-Brigue. A propos de ce dernier, M. Weber parle spécialement des environs de Saillon avec la source considérable de la Sarvaz et les marbres bien connus, aptiens d'après M. Lugeon ; puis, par une série de coupes transversales, il définit le caractère tectonique de la zone des Schistes lustrés et de la zone axiale houillière ; enfin il montre l'importance de l'énorme éboulement qui, avant le retour offensif du glacier du Rhône correspondant au stade de Gschnitz, a couvert tout le fond de la vallée entre Louèche et Saint-Léonard.

La dernière partie du livre de M. Weber est consacrée au territoire du Tessin et aux régions voisines d'Italie. L'auteur commence par décrire l'extension qu'ont prises sur ce versant des Alpes les glaciers pléistocènes de l'Adda et du Tessin et les diffluences multiples auxquelles cette extension a donné lieu; il traite la question de l'origine des lacs subalpins et se range aux côtés de ceux qui rattachent cette origine à un affaissement des régions intra-alpines; il parle aussi des alluvionnements considérables qui ont réduit dans de vastes proportions les volumes de ces lacs.

M. Weber donne un aperçu sommaire de la région porphyrique du lac de Lugano ; il expose les relations qui existent entre les porphyres permiens, et les sédiments du Carboniférien d'une part, du Werfénien de l'autre; il établit la distinction entre les porphyrites et les quartzporphyres qui contribuent ici à la constitution du complexe éruptif et décrit en quelques lignes les caractères spéciaux des tuffs éruptifs.

Plusieurs chapitres se rapportent ensuite plus spécialement à la tectonique du Tessin méridional. Dans l'un, l'auteur décrit la région du San Salvatore avec son large synclinal triasique et de l'Arbostora avec ses accumulations de roches porphyriques; il parle aussi des argiles à feuilles de Calprino, qui, d'après K. Schmidt, seraient pliocènes, mais appartiennent plus probablement à la période interglaciaire Riss-Würm, comme l'admet A. Penck, et il cite la craie lacustre de Pazzalo, intercalée entre 2 moraines et d'âge interstadiaire.

Plus au S, M. Weber a étudié une coupe passant par le Monte San Giorgio et Ligornetto et montrant la série bien connue de Permien, de Trias, de Jurassique et de Crétacique, qui, plongeant au S, s'enfonce près de Ligornetto sous les argiles pliocènes. Au N de Lugano il a visité les environs de Manno, connus pour leurs gisements de Carboniférien et qui ont fait l'objet de plusieurs études récentes de la part de MM. Taramelli, Tornquist et B. G. Escher. Enfin, M. Weber

consacre les dernières pages de son volume à la description des dépôts argileux qui couvrent le fond de la vallée de Scairolo et qui, d'après les dernières observations, se sont accumulés dans un bras du lac de Lugano, alors notablement plus élevé que de nos jours, pendant la période interglaciaire Riss-Würm.

Massifs cristallins autochtones. Nous devons au Père Placidus Hartmann du couvent d'Engelberg une description tectonique et pétrographique du **soubassement cristallin de la Dent de Morcles**, prolongement oriental du massif des Aiguilles Rouges (**54**).

La partie pétrographique de cette description commence par un chapitre consacré aux roches éruptives, parmi lesquelles l'auteur distingue les types suivants :

1° Des quartzporphyres qui forment dans les schistes des filons parallèles à la schistosité, du reste peu nombreux. Ces roches contiennent des macrocristaux de quartz et d'orthose et sont formées par une pâte en partie felsitique, composée d'orthose, de plagioclases et de quartz et pigmentée par de la chlorite. La texture de la roche est souvent devenue schisteuse par laminage.

2° Des roches aplitiques, qui existent ici en grande quantité sous forme de filons de toutes dimensions en relation avec une injection généralisée. Ces roches sont tantôt blanches, tantôt rouges, par suite d'une pigmentation de l'orthose. Le quartz est prédominant avec l'orthose ; il forme souvent avec les feldspaths des associations micropegmatitiques ; à l'orthose se mêle une certaine quantité d'oligoclase ; la biotite a été complètement chloritisée. Les aplites contiennent en outre presque toujours des grenats et souvent des hornblendes, dont la présence doit certainement être rattachée à des phénomènes de résorption.

A côté des aplites normales on en rencontre qui sont enrichies en biotite et en grenat et dans lesquelles la structure devient essentiellement microgranulitique avec des associations micropegmatitiques plus ou moins abondantes.

Toutes ces roches montrent, surtout à proximité des formations sédimentaires, des phénomènes de laminage et de cataclase.

3° Des micropegmatites qui peuvent atteindre un degré d'acidité extrême.

Les roches métamorphiques doivent être considérées comme dérivées de couches argileuses ou gréseuses ; elles ont passé en partie à l'état de cornes vertes, ou bien elles ont

subi une injection plus ou moins abondante, qui en a fait des schistes micacés ou des amphibolites.

Les cornes sont formées par un agrégat très fin de quartz, de feldspaths variés, de biotite et de mouscovite, auxquels se mêlent parfois en quantité très variable de l'amphibole et du pyroxène. La titanite et l'ilménite y sont abondantes ; l'apatite, le rutile, l'hématite s'y rencontrent presque toujours, mais en petite quantité. La texture est en général massive ; des traces d'injection se montrent presque toujours. L'altération de la roche a en général amené une chloritisation des minéraux basiques.

Ces roches transformées par laminage et par injection aplitique passent à des micaschistes, qui forment la plus grande partie des formations métamorphiques et qui sont reliées par une transition graduelle aux aplites proprement dites.

D'autre part on trouve par places des schistes amphiboliques, dans lesquels l'amphibole, en général fortement corrodée, est représentée par la hornblende commune.

Enfin M. Hartmann décrit des marbres blancs, presque purs, qu'il a observés au Six Carro et sous l'Alpe Sorniot.

Vient ensuite une description lithologique des sédiments carboniférens et triasiques. Dans le Carboniférien l'auteur distingue d'abord les conglomérats, qui varient considérablement soit par les dimensions, soit par la nature de leurs éléments. Parmi ceux-ci, il est facile de reconnaître des aplites, des pegmatites, des quartzporphyres identiques à ceux qui existent dans le soubassement cristallin ; à ces roches se mêlent quelques éléments sédimentaires, en particulier des quartzites et des brèches aplitiques.

Les grès carboniférens sont formés d'un mélange de grains de quartz et d'une fine pâte micacée (séricite, biotite, chlorite), qui contient une quantité importante de zircon et souvent aussi de l'ilménite, du leucoxène, de la pyrite, etc. Parfois les grès s'enrichissent abondamment en feldspath et passent ainsi à de véritables arkoses.

Quant aux schistes ardoisiers et aux anthracites carboniférens M. Hartmann ne fait que les signaler.

Comme sédiments triasiques M. Hartmann décrit spécialement les arkoses de la base du système. Les grès sont formés en majeure partie de grains de quartz, auxquels se mêlent des débris de feldspath et qui sont cimentés par de la fluorine et de la calcite. Cette présence, très abondante par places, de la fluorine dans le ciment des arkoses constitue le caractère le plus frappant de ces roches.

Passant à la description purement géologique du soubassement cristallin de Morcles, M. Hartmann commence par reconnaître qu'il n'a pu retrouver dans les schistes métamorphiques aucun ordre de superposition normal, permettant une interprétation stratigraphique ou tectonique. Son attention s'est du reste portée essentiellement sur les zones de contact du Cristallin, d'une part avec le Carboniférien, d'autre part avec le Trias. Il admet, avec Golliez, le contact discordant du Carboniférien avec les schistes cristallins, mais il a reconnu que la netteté de la discordance a été souvent grandement effacée par des actions mécaniques.

La description de la zone de contact du Cristallin et du sédimentaire, que donne M. Hartmann, commence par la région que traverse le chemin montant de Lavey à Morcles et par les environs de Morcles. Le Cristallin comprend dans ce territoire des schistes fortement redressés, intensément injectés et traversés par de très nombreux filons d'aplite; ceux-ci comprennent des aplites blanches, mais surtout des aplites rouges, que Renevier appelait « porphyres rouges ». Sur la tranche de ces couches et de ces filons reposent, en discordance très marquée, les arkoses de la base du Trias, et, contrairement à la description de Renevier, on ne trouve ici aucune formation qu'on puisse attribuer au Carboniférien. Au pied des arkoses existe un conglomérat de base à éléments aplitiques et, au contact même avec le Cristallin, M. Hartmann croit avoir constaté une véritable brèche de friction. Sur les arkoses viennent d'abord les schistes lie de vin, puis les calcaires dolomitiques du Trias supérieur.

M. Hartmann décrit ensuite la bordure septentrionale du synclinal carboniférien au-dessus de Dorénaz. Ici le Cristallin comprend des schistes micacés fortement altérés contenant une grande abondance de quartz secondaire en veines et en amas irréguliers, puis des schistes amphiboliques et, coupant ces divers schistes, des filons d'aplites blanches. Sous Plex, on trouve aussi un quartzporphyre verdâtre, devenu schisteux par laminage. Le contact du Cristallin avec le Carboniférien est nettement discordant et les couches de la base du Houiller commencent par des alternances de grès, de conglomérats granitiques en partie très grossiers, et de schistes noirs ardoisiers ; près de la base de ce complexe s'intercale un lit d'anthracite, qui a été exploité. Les conglomérats rouges qui existent près de Plex et qui ont été envisagés, en particulier par M. Schardt, comme permiens, sont en réalité inséparables du Carboniférien et placés très près de la base de ce système.

Passant à la bordure méridionale du synclinal carbonifé-rien, M. Hartmann commence par noter que dans le bas des pentes, près du pont de Dorénaz, ce contact est compliqué par un repli, qui a provoqué une pénétration réciproque des deux complexes superposés. Le Cristallin comprend ici des micaschistes très riches en minéraux variés, des schistes injectés, gneissiques et des aplites franches ; les phénomènes d'injection sont particulièrement développés. Le contact entre cet ensemble et le Carboniférien est souvent difficile à repérer exactement à cause de la profonde altération des roches ; il apparaît pourtant par places d'une façon nette. A la base du Carboniférien se placent des brèches grossières comprenant des blocs de roches identiques à celles du soubassement, et une pâte marno-gréseuse, schisteuse, verdâtre, qui forme, aussi, entre les bancs de brèches, des lits schisteux. Ce complexe, déjà reconnu par Golliez et attribué par lui à un système plus ancien que le Carboniférien, est en réalité le conglomérat de base du Houiller, particulièrement développé ici, mais certainement correspondant aux conglomérats du jambage nord du synclinal. La dimension des blocs cristallins dans ce dépôt peut dépasser 1m³, mais elle diminue progressivement à mesure qu'on s'éloigne du fond du synclinal. D'autre part, on voit s'intercaler bientôt entre les brèches et le Cristallin des sédiments psammitiques, soit dans le jambage S., soit dans le jambage N., du synclinal.

Le haut du jambage S. du synclinal carboniférien est nettement différent de ce qu'a cru Renevier ; il continue à s'élever presque verticalement jusque vers le Haut d'Alesses ; il est ainsi coupé en discordance très accusée par le Trias du Portail de Fully et du Grand Chavallard.

M. Hartmann a étudié encore les conditions du contact entre le Cristallin et le Sédimentaire au S du synclinal carboniférien, dans le soubassement du Grand Chavalard, qui représente ici le prolongement du massif du Mont Blanc. Tandis que le bas des pentes est constitué surtout par des roches granitiques et aplitiques, la proportion des schistes cristallins plus ou moins injectés augmente progressivement vers le haut. Ce Cristallin, plongeant fortement au S., est recouvert directement, entre le Haut d'Alesses et Six Carro par les arkoses triasiques, que Renevier a attribuées à tort au Carboniférien. Vers le Portail de Fully M. Hartmann a relevé un profil, d'après lequel le Trias, surmontant directement le Cristallin, s'enfonce en coin au N sous les grès carboniériens ; il y aurait donc ici un pli ou une imbrication en retour. Au Grand Chavalard les arkoses triasiques sont en

transgression discordante sur le Cristallin du côté du S, sur le Houiller du côté du N.

L'auteur aborde ensuite la question de la genèse des formations considérées; parlant des schistes cristallins du soubassement de Morcles, il établit leur origine à partir de sédiments gréseux, argileux et, en très petite partie, calcaires ; il insiste ensuite sur le rôle prépondérant joué par les injections aplitiques dans la transformation de ces sédiments. Ces injections se sont produites indépendamment des phénomènes orogéniques à une époque plus ancienne que le Carboniférien, qu'il n'est du reste pas possible de préciser.

D'autre part le complexe cristallin a été plissé et redressé avant le dépôt du Carboniférien, qui le recouvre en discordance. La période carboniférienne a été, par suite, pour une grande partie des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges une période de dénudation, tandis que les produits de ces érosions s'accumulaient seulement dans certaines zones basses du relief. Ensuite est intervenu le plissement hercynien, qui non seulement a redressé les couches du Cristallin et du Carboniférien, mais a encore provoqué dans celles-ci des transformations dynamiques en relation avec une cataclase étendue. Ce ridement fut suivi d'une nouvelle phase de dénudation, à laquelle succéda la longue période de sédimentation, qui se poursuivit du Trias jusque dans l'Eocène. Enfin les plissements alpins ont à la fois resserré le socle cristallin et poussé la couverture sédimentaire au N en de vastes nappes de recouvrement.

En terminant, M. Hartmann fait ressortir l'influence qu'a exercée la résistance très inégale des roches à la désagrégation sur le développement des formes du relief. Enfin, il tient à reconnaître le caractère incomplet de son travail, qui a dû être brusquement interrompu par suite de circonstances indépendantes de sa volonté.

Nappes helvétiques. M. Fr. de Loys (**55**) a découvert à la base du pli couché des **Dents du Midi** une série de petits affleurements de mylonite, qui peuvent être exactement identifiés avec ceux que M. Lugeon a signalés sous la nappe de Morcles. Cette lame cristalline ne peut se rattacher qu'au massif du Mont Blanc et implique l'enracinement de la nappe des Dents du Midi dans le synclinal de Chamonix.

M. M. Lugeon (**57**), reprenant la question de la lame de mylonite sous-jacente à la **nappe de Morcles**, a établi d'abord que cette lame se suit vers le S jusqu'au lac de Fully ; il a montré en second lieu que le jambage crétacique renversé de

la nappe de Morcles se prolonge jusqu'aux abords de Saint-Triphon, les marbres bien connus de cette localité en faisant partie et représentant de l'Aptien métamorphisé. Le synclinal de Morcles correspond ainsi à celui de Chamonix, la nappe de Morcles appartenait à la couverture du massif du Mont Blanc et la lame de mylonite est l'homologue des lames de gneiss du Mont Joly.

Dans une seconde note M. LUGEON (**58**) explique l'amincissement progressif vers le S de la couverture sédimentaire autochtone, qui sépare le Gneiss et le Carboniférien du massif hercynien de base et le synclinal tertiaire de Morcles, en admettant d'abord une importante phase d'érosion prénummulitique, puis, d'autre part, un entraînement sous la nappe de Morcles de la série autochtone, qui a été arrachée de son soubassement au-dessus des quartzites infratriasiques.

Enfin, M. M. LUGEON (**56**) a consacré une troisième notice à la tectonique du massif de Morcles; il a montré que le grand synclinal carboniférien du soubassement comprend plusieurs plis déjetés et empilés; il a établi que la discordance du Trias sur les formations sous-jacentes est beaucoup moins générale qu'on ne l'admet; enfin il a précisé la tectonique du cœur de la nappe de Morcles, qui est très différente de ce qu'avait cru Renevier, trompé par une confusion entre les calcaires à silex bathoniens et le Malm.

M. H. ADRIAN (**51**) a entrepris une nouvelle revision du territoire de la **vallée supérieure de la Kander** et des chaînes qui l'encadrent, de façon à compléter les observations faites antérieurement sur cette même région par divers auteurs, en particulier par MM. Helgers et Troesch.

M. Adrian commence l'exposé des faits qu'il a établis par un historique de la question, puis il fixe dans ses grandes lignes la tectonique générale des Hautes Alpes calcaires comme suit :

La nappe de Morcles se continue dans celle du Doldenhorn.

La nappe des Diablerets se continue dans celle du Gellihorn.

La nappe du Wildhorn se divise aux abords du lac de Thoune en 2 grandes digitations, celle des chaînes calcaires externes qui comprend le Gerihorn et la Standfluh, puis, plus loin, le Sigriswylergrat, le Pilate et la Rigihochfluh, et celle des Hautes Alpes calcaires proprement dites de la Suisse centrale et orientale, qui, encore simple dans la région du Kandertal et du Kiental, se digite à son tour vers l'E, de

façon à former les nappes du Drusberg, de l'Axen et du Mürtschenstock.

La nappe de Habkern, qui se superpose aux nappes helvétiques, comprend dans l'esprit de l'auteur les Préalpes internes et le Flysch du Niesen.

La région spécialement étudiée par M. Adrian est limitée au S par une parallèle passant par Kandersteg et le lac d'Oeschinen ; elle comprend à l'E et à l'W les lignes de faîte qui séparent la vallée de la Kander de celles de la Kien et de l'Engstligenbach; elle se termine en pointe au N entre la Kander et la Kien.

Dans l'important chapitre qu'il consacre à la stratigraphie des diverses unités tectoniques entrant en ligne de compte, M. Adrian commence par établir les caractères particuliers de la nappe des Diablerets, tels qu'ils apparaissent dans le soubassement de la Birre au N E de Kandersteg.

Les **formations éogènes** sont représentées ici premièrement par les grès de Taveyannaz, qui atteignent jusqu'à 100 m. d'épaisseur. Aux grès sont souvent associés des schistes feuilletés; d'autre part, il se développe dans ce complexe par places, de véritables bancs de conglomérats à gros éléments de granite, de quartz et de calcaire. Contrairement à ce qui se passe plus à l'W, il semble qu'ici les grès de Taveyannaz soient surmontés par une zone assez importante de schistes feuilletés à Foraminifères, mais il n'est pas absolument démontré que ces schistes appartiennent encore à la nappe des Diablerets et que leur superposition soit stratigraphique.

Sous les grès de Taveyannaz se placent des schistes à Globigérines, feuilletés et soyeux, probablement ludiens, qui sont supportés par les calcaires à lithothamnies du Bartonien. Ceux-ci reposent par places directement sur le Crétacique inférieur; par places ils sont séparés de celui-ci par une zone de brèche, formée d'un mélange d'éléments calcaires et argilo-sableux, ou bien aussi par une couche de schistes argileux rouges, probablement saumâtres.

Le niveau le plus élevé du **Crétacique** est dans cette partie de la nappe des Diablerets le Kieselkalk, qui est ici fortement recristallisé, peu siliceux, souvent schisteux et en général assez homogène, et qui ne contient comme fossiles que des débris de bélemnites.

Le **Valangien** comprend de haut en bas les 3 niveaux suivants :

1° Des calcaires échinodermiques, plus ou moins sableux en partie glauconieux, en partie pigmentés par de la limonite, ne contenant pas de fossiles déterminables.

2° Une puissante assise de calcaire oolithique, massif, que l'auteur identifie avec le calcaire de l'Oehrli. Ce niveau se divise dans la règle en une zone supérieure plus claire et au grain plus fin et une zone inférieure, plus foncée, mais il y a, à ce point de vue, des variations assez étendues d'un profil à l'autre.

3° Des schistes marneux, de couleur foncée, qui atteignent jusqu'à 150 m. d'épaisseur et qui correspondent au Berriasien.

Le Jurassique n'est représenté dans la nappe des Diablerets que par des lambaux informes de Hochgebirgskalk.

La nappe de Morcles ou du Doldenhorn possède à peu près la même série que celle des Diablerets, mais avec une épaisseur générale plus grande. En outre la brèche de base des dépôts éocènes y fait défaut; le Sidérolithique y est plus développé; le Kieselkalk est plus siliceux et rubanné; le Valangien comporte des différences assez sensibles; enfin la série jurassique y est conservée d'une façon beaucoup plus complète.

Comparant la série infracrétacique de la Birre avec les séries synchroniques de l'autochtone ou des nappes helvétiques inférieures, situées plus à l'E, M. Adrian est tenté d'admettre que, non seulement les schistes de la base, mais aussi les calcaires oolithiques, dits de l'Oehrli, appartiennent au Berriasien et que ces couches sont séparées par une lacune des calcaires échinodermiques sus-jacents.

D'autre part l'auteur remarque que les grès de Taveyannaz sont nettement transgressifs du N au S, reposant successivement sur les calcaires bartoniens, sur les calcaires de l'Oerli, sur les marnes berriasiennes et sur le Malm.

M. Adrian aborde ensuite l'étude stratigraphique de la nappe du Wildhorn, qui, dans la région considérée, commence à se diviser en une digitation inférieure passant par l'Elsighorn et le Gerihorn et correspondant aux chaînes calcaires externes de la Suisse centrale, et une digitation supérieure, partant du Hohwang et formant la région culminante du Dündenhorn, de l'Aermighorn et de la Bachfluh. A ces deux unités tectoniques correspondent 2 zones de sédimentation distinctes, sauf que, à l'W de la Kander, le faciès septentrional tend à empiéter sur la digitation supérieure.

La série du type septentrional, qui apparaît à l'Elsighorn, au Gerihorn et dans les territoires voisins, comporte une succession de dépôts éocènes, qui se modifie très rapidement du NW au SE. Vers le SE, en effet, elle commence à la base par les grès du Hohgant, de l'Auversien, puis est formée, au

niveau du Priabonien, d'abord par des calcaires à lithothamnies, auxquels se mêlent quelques schistes sableux, ensuite par des schistes à globigérines. Mais bientôt, vers le NW, les grès du Hohgant ont disparu et entre les schistes à globigérines et le Crétacique il n'y a plus que les calcaires à lithothamnies, qui par contre sont épaissis. Puis les calcaires à lithothamnies diminuent à leur tour d'épaisseur et s'effilent jusqu'à disparaître par places complètement, et, dans la région de l'Elsighorn, l'on voit s'intercaler entre le Crétacique et les schistes à globigérines, une épaisse série de schistes gréseux, qui semble commencer déjà dans l'Auversien et et qui ne contient plus que des lentilles de calcaire à lithothamnies. Dans la région la plus externe des plis de l'Elsighorn une zone de schistes calcaires s'intercale dans ces formations gréseuses. L'ensemble de ces dépôts éocènes repose en discordance sur le Crétacique, de façon à recouvrir successivement du N au S les couches de Drusberg et l'Urgonien.

Les schistes à globigérines ont ici leur faciès bien connu et renferment d'assez nombreux Fucoïdes. Les calcaires à lithothamnies, qui se placent vers la base du Priabonien, ont une composition assez variable, les algues calcaires y cédant parfois presque complètement la place aux foraminifères et aux débris d'échinodermes ; *Orthophr. sella* y est particulièrement abondante. Les schistes sableux, ou schistes du Hohgant, qui sont si développés vers le N, ne contiennent comme fossiles que de mauvais débris de *Pecten*, de *Cardium*, etc... Les schistes calcaires, qui s'intercalent au N de l'Elsighorn dans les précédents contiennent des nummulites. Le complexe des schistes du Hohgant comprend en outre des couches de grès bitumineux et de schistes foncés, contenant de véritables lits de charbon et, par places, des amas de coquilles indéterminables, qu'il faut envisager comme des formations lagunaires; ces dépôts se sont formés surtout à la base du Priabonien, mais ils paraissent en partie occuper un niveau plus élevé. Enfin, là où les schistes du Hohgant recouvrent directement le Crétacique, l'on trouve souvent à leur base un niveau de marnes bariolées et de conglomérats à éléments urgoniens, qui jouent ici le rôle de formation de base de la transgression éocène. Dans la région plus méridionale, où les grès du Hohgant se superposent à l'Urgonien, ces complexes sont séparés par une zone de calcaires bitumineux et charbonneux, contenant par places de nombreuses coquilles de mélanies.

M. Adrian n'a trouvé aucune trace de Lutétien dans la succession de dépôts décrite ci-dessus.

La série crétacique de la digitation externe de la nappe du Wildhorn se termine déjà avec l'Urgonien inférieur, qui est toujours plus ou moins oolithique et contient de nombreux Miliolidés. Ce n'est guère qu'à sa base qu'on trouve la trace d'une macrofaune, composée de Cidaridés, de Brachiopodes et de Lamellibranches. Sous l'Urgonien viennent les couches schisteuses de Drusberg, du Barrêmien inférieur, à la base desquelles on trouve, par places, une mince zone de calcaires échinodermiques et glauconieux à *Terebr. moutaniana*, *Hoplites neocomiensis*, fragments de Belemnites, etc..., qui correspond à la couche de l'Altmann. Le complexe du Kieselkalk, qui vient ensuite, paraît représenter à la fois l'Hauterivien et le Valangien supérieur; il tend à devenir vers la base moins schisteux et moins quartzeux, plus compact et plus riche en silex; il se termine vers le bas, au moins à certains endroits, par une mince couche glauconieuse pétrie de bélemnites; il est supporté par les marnes valangiennes, qui représentent ici le niveau le plus ancien conservé.

Les déformations tectoniques sont très fréquentes dans cette série et il faut attribuer à une cause de ce genre la superposition directe des calcaires à lithothamnies sur l'Urgonien, que l'on constate à différents endroits.

La série qui forme la digitation supérieure de la nappe du Wildhorn, et qui est développée dans la région de la Bachfluh, de l'Aermighorn, du Dündenhorn et du Zahlershorn, est nettement différente de celle qui vient d'être décrite.

Dans l'Eocène le Priabonien prend en entier le faciès schisteux à globigérines; l'Auversien est formé par des grès quartzeux et des schistes gréseux, qui tantôt alternent, tantôt, spécialement vers le N, se superposent, les grès formant la base, les schistes la partie supérieure; cet étage est souvent séparé du Lutétien par une couche glauconieuse, riche en phosphorite et contenant des coquilles de dentales. Le Lutétien apparaît ici sous la forme d'une couche, épaisse de 7 à 10 m., de calcaire ocreux et quartzeux avec *Num. complanata*, *Num. perforata*, *Orthophr. discus*, etc....

Le Crétacique est beaucoup plus complet que plus au N; le Sénonien n'apparaît que dans les régions les plus internes, sous la forme de schistes marneux peu épais; le Seewerkalk, qui représente probablement le Turonien et le Cénomanien, est toujours très peu puissant (2 m.). L'Albien présente des variations étendues : dans le versant oriental du Knubel

il est entièrement formé par des grès à grosses concrétions calcaires ; plus au S, dans la chaîne de l'Aermighorn, ces grès concrétionnés n'en constituent que la partie supérieure et au-dessous d'eux on trouve d'abord une zone à *Inoc. concentricus*, puis des grès glauconieux, qui paraissent équivalents au niveau de Twirren et enfin des marnes foncées qui correspondent aux marnes du Fluhbrig. Le Gargasien est représenté par des calcaires échinodermiques, gréseux et souvent glauconieux, dont l'épaisseur varie notablement. Toute cette série est très pauvre en fossiles.

L'Urgonien, qui peut atteindre 400 m. d'épaisseur, comprend certainement le Bedoulien et le Barrêmien ; sa partie supérieure contient de nombreux fossiles de *Pteroc. pelagi*, *Req. ammonia*, *Orbitolina lenticularis* ; il est limité à sa base par une zone riche en pyrite, qui s'appuie directement sur le Kieselkalk. Celui-ci présente son faciès habituel ; il diminue rapidement d'épaisseur vers l'W et paraît comprendre vers l'E une partie du Valangien ; il repose sur des marnes valangiennes, à peu près stériles, du faciès bathyal. Par places seulement on trouve au niveau du Valangien des couches calcaires rappelant le faciès plus septentrional.

Le Jurassique supérieur est formé en majeure partie par la masse, épaisse de 80 à 100 m., des calcaires bien connus du Malm, au-dessous desquels viennent d'abord des calcschistes foncés, assez riches en ammonites et belemnites, de l'Argovien ; l'Oxfordien paraît manquer ici ; il n'a en tout cas pas été déterminé de façon certaine. Dans le Jurassique moyen le Bajocien et l'Opalinien sont seuls bien développés ; le Bajocien est représenté par des quartzites et des grès ferrugineux, dont l'épaisseur atteint 250 m. ; l'Opalinien prend son faciès schisteux habituel. Quant au Bathonien et au Callovien, ils n'existent que vers le S, au Dündenhorn et au Zahlershorn ; le Callovien n'est représenté que par une couche de 1 m. d'épaisseur d'un calcaire oolithique et ferrugineux, contenant des ammonites de la zone à *Rein. anceps* ; le Bathonien est aussi très peu épais, oolithique et ferrugineux ; il est caractérisé par *Oppelia fusca*, *Perisph. moorei*, *Perisph. arbustigerus*, *Park. parkinsoni*, etc.

Enfin, dans les lambeaux des nappes préalpines inférieures qui sont conservés dans la région considérée, M. Adrian a trouvé avec leur faciès habituel des grès et schistes du Wildflysch, des brèches du Niesen, des couches rouges, des calcaires marneux probablement oxfordiens, des calcaires bréchiformes du Lias, des cornieules, des gypses et des grès du Trias.

Ensuite M. Adrian aborde successivement l'étude tectonique des diverses nappes qui entrent dans la constitution des Alpes du Kandertal.

La nappe du Doldenhorn est limitée dans le territoire considéré à la partie inférieure des pentes qui dominent le lac d'Œschinen au N, où l'on voit une tête anticlinale culbutée de Crétacique et d'Eocène s'enfoncer sous le bord radical de la nappe des Diablerets.

La nappe des Diablerets ou du Gellihorn forme le socle du massif du Dündenhorn, du Zahlershorn et de la Birre et affleure au S, à l'W et au N W. de ce massif. Le Malm n'y est conservé que comme charnière anticlinale enfoncée au N, mais il se suit d'une façon assez continue entre les vallées de la Kander et de la Kien, où il a été jusqu'ici faussement interprété. Le Valangien est accumulé en une énorme masse replissée et digitée dans le soubassement de la Birre et du Dündenhorn. Son front plongeant est enveloppé, au S de Mitholz et du Stegenbach, par la série de l'Hauterivien, de l'Urgonien et de l'Eocène, qui pénètre en plusieurs coins synclinaux dans sa masse. D'après la forme prise ici par les formations de la nappe des Diablerets, il est certain que celle-ci s'est comportée passivement pendant la dernière phase de son extension au N et qu'elle a subi l'entraînement de la nappe du Wildhorn.

La nappe du Wildhorn prend, comme on le sait, un développement beaucoup plus considérable que les deux nappes sous-jacentes dans la région du Kandertal et du Kiental. Ici la zone synclinale, qui sépare si nettement plus loin les chaînes calcaires externes de la nappe du Drusberg, n'est pas encore franchement délimitée ; elle comprend un système de cinq synclinaux empilés, qui se suivent depuis le versant occidental de la vallée de la Kander jusqu'à la Kien, mais subissent sur cette longueur une transformation profonde. A l'W de la Kander le premier de ces synclinaux, très peu développé, marque une simple digitation du pli le plus profond visible ; les trois suivants se superposent verticalement et s'empilent en une masse isoclinale, fortement laminée, qui se moule sur les plis inférieurs et est recouverte par le grand anticlinal couché de l'Elsighorn ; le 5e synclinal s'intercale entre l'anticlinal de l'Elsighorn et celui du Kirchhorn, auquel il se relie par un jambage vertical. A l'E de la Kander le pli de l'Elsighorn subit une réduction très rapide et les synclinaux qu'il recouvrait tendent à s'échelonner de plus en plus du N au S ; par contre, le 5e synclinal se couche à

son tour sous le prolongement amplifié de l'anticlinal du Kirchhorn. Dans la région du Gerihorn et du Farnital tout ce système de plis est morcelé par un réseau compliqué de failles au rejet vertical, les unes longitudinales, les autres transversales, qui rendent l'interprétation tectonique très difficile. En outre, une surface de glissement inclinée vers le S E, qui suit le haut Farnital et se place dans le prolongement du synclinal 5, détermine un contact mécanique entre le faisceau des plis externes et le front des plis internes, conservé à la Bachfluh. Je ne puis suivre ici l'auteur dans les détails de ses observations ; qu'il me suffise de constater que son interprétation diffère essentiellement de celle de MM. Gerber, Helgers et Trœsch et qu'il est arrivé en particulier à contester l'existence de toute trace de la nappe de l'Augstmatthorn dans ces parages.

Au S de ces plis externes le complexe des plis internes commence avec l'anticlinal qui se marque à l'W de la Kander au Kirchhorn, passe ensuite au SE du Giesenengrat et aboutit à la Bachfluh, au S de Kiental. Ce pli se déjette assez fortement au NW à l'W de la Kander ; dans la région de la Bachfluh il est compliqué d'une part par la surface de glissement, dont j'ai parlé ci-dessus, d'autre part par plusieurs failles, dont l'une, longitudinale, provoque une chute brusque de l'Urgonien dans le versant SE de la Bachfluh, dont d'autres, coupant transversalement le pli, ont déterminé la formation, vers l'extrémité SW de la chaîne, de véritables fossés, dans lesquels sont conservés des lambeaux de dépôts préalpins.

Ensuite vient l'important synclinal de Gollitschen et de l'Ærmighorn, qui semble s'amortir rapidement entre l'Ærmighorn et la vallée de la Kien. Ce synclinal s'appuie au SE contre la masse de Dogger et Malm qui forme le Schersaz et qui, par le Schwarzgrätli, se continue jusque vers Giesenen. Plus au S encore, on trouve le bord radical de cette série médiojurassique au Dündenhorn, dont elle forme le sommet, au Zahlershorn et à la Birre ; à la Birre, ce Jurassique chevauche directement sur le dos de la nappe des Diablerets, mais vers l'E on voit s'intercaler entre ces deux unités, avec une importance croissante, une tête de pli couchée et digitée, comprenant des schistes de Berrias et du Malm, qui forme le Zägigrat et la plus grande partie de la pyramide du Dündenhorn et qui représente une digitation inférieure de la nappe du Wildhorn.

M. Adrian parle ensuite de la masse broyée, sur laquelle

repose la nappe du Wildhorn en avant du front de la nappe des Diablerets. Cette masse est formée en majeure partie de grès de Taveyannaz et de schistes du Flysch, arrachés à la nappe des Diablerets, mais il s'y mêle, en quantité très variable, des éléments provenant de couches plus profondes de la même nappe et d'autres qui font partie de la nappe de Habkern. Vers le S, entre Giesenen, Mitholz et la Birre, le mélange de ces éléments divers est complètement désordonné et les roches crétaciques de la nappe des Diablerets sont particulièrement abondantes. Vers le N, tout autour du Gerihorn, les éléments des deux nappes de Habkern et des Diablerets tendent à se séparer ; directement sous la nappe du Wildhorn on trouve presque toujours les grès de Taveyannaz, puis, au-dessous de ceux-ci, les formations préalpines. De ces faits il résulte qu'après la mise en place de la nappe de Habkern, les nappes des Diablerets et du Wildhorn se sont développées de façon que le dos de la première avec les formations préalpines qui le recouvraient ont été labourés par la seconde pendant sa poussée plus rapide au N. Enfin la culbute des nappes au N a dû être accentuée, probablement en relation avec le développement de la nappe du Doldenhorn. Il est en tout cas certain que les terrains préalpins ont complètement encapuchonné les nappes helvétiques et qu'ils se trouvent aussi bien sur la nappe du Wildhorn, qu'entre celle-ci et celle des Diablerets et que sous cette dernière.

M. Adrian consacre un dernier chapitre, peu développé du reste, à l'étude des dépôts pléïstocènes de la région considérée ; il décrit sommairement les moraines des glaciers de la Kander, de la Kien et de l'Engstligen ; il parle très brièvement des formations d'éboulement ; enfin il traite en quelques lignes la question de la genèse de la vallée de la Kander et des vallées torrentielles affluentes.

La Commission géologique suisse a fait paraître une carte au 1 : 25000, établie d'après les levers géologiques de M. A. Buxtorf pour la plus grande partie, de MM. E. Baumberger, G. Niethammer, et P. Arbenz pour certaines régions (**53**).

Le territoire de cette carte comprend la partie frontale des nappes helvétiques depuis l'Axenstrasse et les environs de Schwytz à l'E jusqu'à Beckenried et les 2 Nasen à l'W. Au S nous avons le front de la nappe de Drusberg dans les environs de Morschach et Brunnen, et surtout entre Seelisberg et Beckenried. Dans la partie moyenne s'étend la zone des chaînes externes, qui prolonge les plis du Pilate et du Bür-

genstock et comprend le Vitznauerstock et la Rigihochfluh. La carte de M. Buxtorf fait admirablement ressortir le décrochement transversal, suivant lequel les plis du Vitznauerstock ont été repoussés au NW ; elle montre l'existence au Vitznauerstock et à la Rigihochfluh de 2 anticlinaux crétaciques séparés par un synclinal éocène et comme écrasés contre le buttoir molassique du Rigi.

La partie N de la carte correspond au massif de Nagelfluh du Rigi et aux environs du Lac de Lowerz.

Dans une courte notice consacrée à la structure des **Alpes glaronnaises**, M. J. Oberholzer (**61**) a montré que la tectonique de la région de ces montagnes située à l'E de la Linth est encore beaucoup plus compliquée qu'on ne l'a admis. Il a distingué 3 nappes superposées :

1° La nappe de Glaris, formée d'une série commençant avec le Verrucano et se terminant par l'Eocène, qui forme la partie S du Schilt-Mürtschenstock.

2° La nappe de Mürtschen, formée aussi par une succession s'étendant du Verrucano à l'Eocène, qui constitue la partie principale du massif du Mürtschenstock.

3° La nappe du Säntis, qui se superpose à la précédente sur le versant N du Neuenkamm.

Dans le massif de Magereu-Guscha la délimitation est plus difficile ; M. Oberholzer a pu pourtant reconnaître que le Verrucano et le Trias de la région moyenne, méridionale et orientale du massif appartiennent à la nappe de Mürtschen, ainsi que les formations correspondantes des Graue Hörner, du Ringelpass et du Segnes, tandis que le Lias, qui forme l'arête de Magereu et qui y repose en discordance évidente sur son soubassement, fait partie de la nappe plus élevée de l'Axen.

Dans le massif du Kärpf les 2 nappes de Glaris et de Mürtschen sont représentées, mais ne sont pas toujours faciles à délimiter.

Enfin, M. Oberholzer remarque que le soubassement direct des nappes helvétiques dans les Alpes glaronnaises est toujours constitué par le Wildflysch, qui lui-même recouvre les niveaux les plus divers de l'Eocène autochtone. L'indépendance tectonique du Wildflysch est ainsi démontrée une fois de plus.

Nappes préalpines. M. Ch. Sarasin (**64**), qui avait commencé déjà en 1907 avec M. L. W. Collet la révision de la région de la **zone des Cols** comprise entre le Rhône et la Grande Eau, a consacré à la description de ce territoire une nouvelle notice.

L'auteur commence par reconnaître l'erreur qu'il avait

commise antérieurement, en considérant le Flysch du Niesen comme la couverture tertiaire de la nappe du Wildhorn décollée et entraînée sous les nappes préalpines ; il admet que le Flysch du Niesen fait partie de la même grande unité tectonique, à laquelle appartiennent les sédiments mésozoïques des Préalpes internes. Dans les formations préalpines qui se superposent aux plis couchés de Morcles et des Diablerets il distingue 3 éléments tectoniques fondamentaux : 1° la zone imbriquée de base, à laquelle appartient la lame de Néocomien à Céphalopodes avec divers autres éléments mésozoïques et tertiaires, 2° la masse principale des formations des Préalpes internes, qui se moulent sur les éléments sous-jacents et forment de longs plis couchés vers le NW, 3° le complexe de la Brèche du Chablais-Hornfluh, qui se superpose aux plis inférieurs de la zone des Cols et s'enfonce synclinalement au S entre ceux-ci et les plis supérieurs.

M. Sarasin rappelle les caractères stratigraphiques de la série des Préalpes internes qui comprend :

1° Des gypses et des cornieules triasiques.

2° Des calcaires foncés du Lias inférieur avec *Arietites conybeari* Sow. et des schistes noirs représentant tout le Lias moyen et supérieur, fossilifères seulement dans le haut, où ils contiennent *Harp. serpentinum* Rein. et *Gram. thouarsense* d'Orb.

3° Le Dogger encore schisteux à sa base, qui renferme des Posidonies et des Ludwigia, puis formé essentiellement par des calcaires noirs, spathiques et gréseux, à Zoophycos.

4° Des schistes gris, marno-calcaires, à *Bel. hastatus* et *Rhacophyl. tortisulcatus*.

5° Des calcaires, gris-clair, compacts du Malm.

6° Le Crétacique qui comprend le complexe marno-calcaire du Néocomien à Céphalopodes et les calcaires vaseux à Globigérines du Crétacique supérieur, mais qui n'apparaît que dans les écailles inférieures des Préalpes internes.

7° Le Flysch, qui est formé à la base par des schistes gris finement gréseux, « Schistes de l'Encrènes », puis est constitué pour la plus grande partie de puissantes assises de grès et de brèches polygéniques, auxquels sont mêlés par places, tantôt des calcaires à grain fin siliceux, tantôt des calcaires à lithothamnies et nummulites. Parmi ces nummulites il a été possible de déterminer les deux formes, microsphérique et mégasphérique, de *N. brongniarti*, ce qui permet d'attribuer le complexe de la Brèche polygénique au Lutétien supérieur ou à l'Auversien et les schistes sous-jacents au Lutétien.

Dans la série de la Brèche du Chablais-Hornfluh le Trias

est caractérisé par l'absence du gypse et par le développement important qu'y prennent les calcaires dolomitiques.

Le Jurassique est formé par une série de calcaires bréchoïdes, dans laquelle on peut distinguer de bas en haut :

1° Des calcaires spathiques, foncés, contenant des belemnites du type de *B. niger* et passant par places à des brèches calcaires plus ou moins grossières.

2° Des calcaires clairs, constitués presque uniquement de débris de Pentacrines, auxquels se mêlent des éléments dolomitiques.

3° Des calcaires noirs, grenus, très riches en silex.

Cette série représente très probablement seulement la Brèche inférieure du Chablais et correspond au Lias.

Passant à l'étude tectonique de la région considérée, M. Sarasin commence par rappeler que la zone des Cols est constituée par un empilement de plis couchés au NW, effilés et écrasés entre les plis haut-alpins et la base de la nappe des Préalpes médianes. Dans leur ensemble les couches sont incurvées synclinalement entre le front des plis haut-alpins et la zone de contact avec les Préalpes médianes et présentent ainsi une disposition analogue à ce qu'on trouve d'une part dans le territoire de la Brèche du Chablais, d'autre part dans la région comprise entre la chaîne du Niesen et la chaîne Laitmaire-Gastlosen.

La série de la Brèche qui s'enfonce en un profond synclinal du NW au SE dans les formations des Préalpes internes, permet de distinguer parmi les plis que forment ces dernières un groupe inférieur, sous-jacent au synclinal de brèche, et un groupe supérieur, sus-jacent.

Le groupe des plis inférieurs comprend 3 anticlinaux couchés : le premier est formé par les énormes masses de Trias qui se trouvent dans les pentes dominant Bex et Ollon, puis dans la région de Panex et Plambuit ; de là la tête de ce pli apparaît dans les pentes qui dominent la Grande Eau à l'E, mais elle est de moins en moins entamée, en sorte qu'elle est bientôt enveloppée de Flysch ; c'est ce Flysch qui apparaît en grande masse à l'E et au NE du Sépey. Le synclinal qui sépare cet anticlinal du suivant est marqué par une zone de Lias qui se suit depuis le ravin de la Gryonne par Huémoz jusqu'au-dessus de Panex et Plambuit.

Le second anticlinal est formé par le Trias du ravin de la Gryonne, des environs de Villars et des Ecovets. Ce Trias supporte une série puissante de dépôts jurassiques qui enveloppent depuis les cascades du Dard vers le NE sa charnière

anticlinale. Ces dépôts marquent dès lors la trace de l'anticlinal, qui passe par la Forclaz et près de Vers l'Eglise dans la vallée des Ormonts ; au N de la Grande Eau ils se superposent au Flysch d'Aigremont, qui s'enfonce ainsi synclinalement entre le 1er et le 2e anticlinal.

Le synclinal qui sépare le 2e anticlinal des Préalpes internes du 3e s'emboite vers le S dans celui qui sépare les deux plis haut-alpins de Morcles et des Diablerets, mais le Trias préalpin est séparé ici des formations haut-alpines par une zone d'écailles, très épaisse par places, dont fait partie la lame de Néocomien à Céphalopodes.

Le 3e anticlinal de la zone des Cols se moule sur le pli des Diablerets, tout en prenant une forme beaucoup plus effilée que celui-ci. Le Trias de sa base n'apparaît qu'entre la Gryonne et le pied des Rochers du Vent ; par contre, sa série jurassique se suit facilement depuis Ensex jusqu'au dessous de Brettaye, constamment surmontée par le Trias de la base de la série de la Brèche ; depuis là la série jurassique est séparée de la nappe de la Brèche par un complexe de Flysch qui s'épaissit rapidement vers l'W, qui constitue en grande partie la crête de la Truche, entre les Ecovets et le Chamossaire, et qui continue de là, en passant sous le Chamossaire jusqu'au S-E de la Forclaz, pour s'amincir ici aussi rapidement vers l'E.

Les formations jurassiques du 3e anticlinal apparaissent en fenêtre sur plusieurs points sous les calcaires du Chamossaire, ils forment d'autre part une zone importante jusqu'un peu en amont de Vers l'Eglise. Entre Vers l'Eglise et le hameau des Diablerets, ce pli paraît être complètement déchiré en relation avec une complication qui met en contact direct les plis 2 et 4.

Passant à l'étude tectonique du complexe de la Brèche du Chamossaire, M. Sarasin établit que celui-ci est partout en contact purement mécanique soit avec l'anticlinal 3 qui le porte, soit avec les plis supérieurs de la zone des Cols qui le recouvrent, sans aucune liaison ni avec l'un, ni avec les autres. La série du Chamossaire, formée de Trias et de Lias, représente une grande dalle, qui s'enfonce vers le S-E entre les plis inférieurs et supérieurs de la zone des Cols ; cette dalle montre diverses complications et est interrompue par places, ainsi dans le versant S de la vallée des Ormonts, par des déchirements ; elle se retrouve pourtant encore vers l'E jusque près du hameau des Diablerets, où elle forme le Rocher du Truchaud, et elle apparaît dans le versant S de la

chaîne du Chaussy depuis les environs de Vers l'Eglise jusqu'en face de la Comballaz. Vers le S-E elle s'enfonce sous une puissante masse chevauchante, comprenant du Trias, du Jurassique et du Flysch et correspondant aux plis supérieurs de la zone des Cols. Le premier de ces plis apparaît d'abord dans la région du Col de la Croix représenté par d'énormes masses de Trias, qui supportent une série très inégalement épaisse de Lias et Dogger. L'ensemble de ces couches s'amincissent rapidement vers le N W, où elles sont recouvertes par le Flysch très épais qui forme l'arête de l'Encrênes et les sommets du Meilleret et de la Truche. Le Trias et le Jurassique de ce pli se suivent jusque dans la région du hameau des Diablerets, et forment au N de cette localité le soubassement de l'énorme masse du Flysch du Chaussy, mais ils ne paraissent pas s'étendre loin dans la direction du front du pli ; le Flysch les dépasse de beaucoup, décollé, et chevauchant directement sur la dalle de Brèche du Chamossaire.

Sur ce pli il s'en développe un second, qui n'est visible qu'au N des Ormonts et qui se marque par un dédoublement de la série triasique-jurassique comprise entre le front du pli du Wildhorn et la série du Flysch du Niesen.

Examinant les relations qui existent entre les plis qu'il a constatés dans la zone des Cols et les plis haut-alpins, M. Sarasin commence par montrer que les trois digitations frontales du pli des Diablerets sont complètement encapuchonnées par une zone imbriquée, de structure très compliquée et comprenant un enchevêtrement de Flysch, de Crétacique et de Jurassique. Il établit ensuite que son anticlinal III de la zone des Cols n'est qu'un vaste encapuchonnement de la nappe des Diablerets, décollé et effilé dans la direction du N W et que les anticlinaux supérieurs de la zone des cols, IV et V, auxquels appartiennent les masses triasiques du Col de la Croix et du Col du Pillon, ainsi que le Jurassique et le Flysch susjacents font partie de la couverture de la nappe du Wildhorn, aussi entraînée et effilée vers le N. A ce propos, il signale le fait de l'existence d'une importante zone de calcaires nummulitiques, absolument identiques aux calcaires priaboniens à orthophragmines de la nappe du Wildhorn, sur la rive droite de l'Eau-Froide. Ces calcaires, intercalés ici entre la zone imbriquée qui encapuchonne la tête du pli des Diablerets et le Trias de la base du pli IV représentent certainement le front effilé de la nappe du Wildhorn. C'est donc la poussée exercée par la nappe du Wildhorn qui a amené les plis supé-

rieurs de la zone des Cols sur les plis inférieurs et sur la dalle de Brèche du Chamossaire .

M. Sarasin signale encore l'existence sur le versant gauche de la vallée de la Grande-Eau, en aval du Sépey, entre le front des plis de la zone des Cols et le bord radical des Préalpes Médianes, d'une zone imbriquée, comprenant un mélange très compliqué de Trias, de divers niveaux du Jurassique et du Crétacique et de Flysch et qui paraît être formée d'éléments arrachés à la base et au front de la nappe des Préalpes médianes pendant sa poussée au N W.

Dans son chapitre de conclusions, M. Sarasin établit d'abord l'identité absolue du Flysch de la zone des Cols avec celui de la zone du Niesen ; il montre d'autre part que la série de la Brèche du Chamossaire représente dans la zone des Cols un faciès étranger, qui se rattache d'autre part étroitement à la série de la Brèche du Chablais-Hornfluh. Il admet comme établi que les plis supérieurs des Préalpes internes sont nés sous l'effet de la poussée de la nappe du Wildhorn, tandis que les plis intérieurs sont en relation directe avec les nappes des Diablerets et de Morcles. Le synclinal principal qui sépare ces deux groupes de plis est rempli par les formations de la nappe de la Brèche, qui était ainsi déjà en place avant les poussées qui ont bouleversé la zone interne des régions préalpines. L'absence d'éléments des Préalpes médianes dans ce synclinal doit s'expliquer par les déchirements étendus survenus dans cette nappe, soit en Chablais, soit en Suisse.

Pour faire cadrer les faits observés entre Rhône et Grande-Eau avec la tectonique du Chablais d'une part, des Préalpes bernoises d'autre part, M. Sarasin admet ce qui suit :

Le bord radical des Préalpes médianes, tel qu'il existe au NW de la Grande-Eau inférieure, devrait s'incurver en une charnière anticlinale autour des plis inférieurs des Préalpes internes, puis s'effiler entre ceux-ci et la dalle de la Brèche du Chamossaire.

Sur cette dalle se superposent sans jambage renversé les plis supérieurs des Préalpes internes comprenant les affleurements triasiques-jurassiques de la zone des Cols proprement dite et la puissante masse du Flysch du Niesen. Ces plis sont recouverts depuis la Gummfluh jusqu'aux Spielgerten par les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche. Or entre la Gummfluh et l'Etivaz on voit les formations mésozoïques de ces nappes encapuchonner en partie le front du Flysch du Niesen et il est logique d'admettre que par cet enveloppement anticlinal ces formations vont se raccorder avec le synclinal du

Chamossaire par l'intermédiaire d'un jambage renversé supprimé par étirement.

A l'W du Rhône les plis inférieurs des Préalpes internes apparaissent à peine, d'abord parce qu'ils ont été réduits par laminage à une zone compliquée d'écailles comprise entre la Molasse rouge et la base de la nappe de la Brèche, ensuite parce que leur tête est cachée en profondeur. Celle-ci doit pourtant exister et former le cœur de l'anticlinal de Trias, de Vionnaz, qui chevauche sur le synclinal de Flysch du Col de Recon. Par cette supposition on arrive logiquement à l'homologie tectonique absolue entre la vasque de Brèche de Tréveneuze et celle du Chamossaire.

L'absence du Flysch du Niesen dans les Préalpes du Chablais doit donc s'expliquer par le fait que les plis supérieurs des Préalpes internes, ayant dû se superposer à la masse de Tréveneuze, sont aujourd'hui supprimés par l'érosion.

Les masses de Brèche de la Gummfluh-Hornfluh ne sont pas l'homologue de celles du Chablais ; elles appartiennent à des parties plus internes des nappes des Préalpes médianes et de la Brèche, puisqu'elles se superposent aux plis supérieurs des Préalpes internes.

Dans un post-scriptum, M. Sarasin parle de la découverte faite par M. Lugeon aux environs de Gsteig de lames de Schistes de Casanna à la base du Flysch du Niesen. Il remarque à ce propos qu'entre ces schistes cristallins et la masse principale du Flysch du Niesen s'intercalent, en une superposition non encore éclaircie en détail, des éléments divers. La relation existant entre la nappe du Grand-Bernard et le Flysch du Niesen n'est donc pas encore aussi évidente que l'admet M. Lugeon. L'hypothèse qui paraît la plus probable pour l'enracinement des nappes des Préalpes internes est la suivante :

La nappe du Mont-Bonvin, enracinée près de Sierre, comprend la zone imbriquée de base que nous retrouvons directement superposée aux plis de Morcles et des Diablerets.

Les plis inférieurs des Préalpes internes correspondent à la « zone des racines au N de Sion » de M. Lugeon, tandis que les plis supérieurs doivent s'enraciner plus au S et correspondre au revêtement de la nappe du Grand-Bernard. Dans ces plis le Jurassique est presque entièrement schisteux et le Flysch est très largement transgressif.

La notice de M. Sarasin est accompagnée de deux planches de profils.

Le même auteur a donné sous forme de compte rendu un très bref exposé de ses observations et de ses idées (**65**).

Alpes du Tessin. — M. W. RADEFF (62) a exploré en détail la région triangulaire qui s'étend entre le Centovalli au N, la frontière italo-suisse à l'W et le lac Majeur au SE et dont les points culminants sont le Gridone et le Cortone.

Ce territoire se divise du N au S en huit zones pétrographiques :

1° La zone des gneiss de la Melezza, auxquels se mêlent des amphibolites et des pegmatites en bancs et en filons ;

2° Une zone formée de marbres, d'amphibolites et de gneiss schisteux, qui passe par Suolo, Dorca, Carnee, Pian del Barco ;

3° Une seconde zone de gneiss dite de Remo ;

4° Une zone formée de marbres, de quartzites micacées et de micaschistes et contenant par places du gypse, par places des amphibolites ; ce complexe commence vers l'E au S de San Lorenzo, forme le sommet de la Corona dei Pinci, puis passe dans le versant N du Pizzo Leone ;

5° Une troisième zone de gneiss dite du Pizzo Leone ;

6° Une zone de marbre, qui apparaît dans le versant S du Pizzo Leone et se continue vers l'W, avec une épaisseur maximale de 20 m. ;

7° Une zone de roches amphiboliques et péridotiques, auxquelles se mêlent des gneiss et des pegmatites. Ce complexe peut atteindre plus de 1000 m. d'épaisseur ; il commence au N d'Ascona et prend surtout un grand développement dans le versant N du Gridone ;

8° Une zone de marbres, qui passe par Ascona, Romo et le sommet du Gridone avec une épaisseur de 70 m. ;

9° La zone des gneiss de Brissago, qui contient de nombreux bancs d'amphibolites et atteint 3000 m. de puissance.

La partie principale du travail de M. Radeff est une étude pétrographique des roches rencontrées dans ses diverses zones. L'auteur décrit d'abord les roches gneissiques, qui doivent être envisagées comme des schistes injectés, ayant subi une modification plus ou moins profonde de leur texture par suite de puissantes compressions.

Le quartz, l'orthose et le microcline, les plagioclases sodiques, la biotite et la mouscovite sont les éléments essentiels de la plupart de ces gneiss ; la hornblende n'apparaît que dans une variété de gneiss de la zone de Remo, qu'il faut envisager comme une amphibolite, injectée par un magma aplitique. La sillimanite existe dans quelques gneiss situés à proximité des zones d'amphibolite et de marbres, dans lesquels elle peut devenir abondante. La tourmaline se rencontre fréquemment dans les gneiss de la zone de Brissago et de

la zone du Pizzo Leone. Le grenat apparaît dans certaines variétés de gneiss à proximité des roches amphiboliques, tantôt en gros amas xénomorphes, tantôt en petits grains hypidiomorphes. Le rutile accompagne souvent la hornblende ; le graphite apparaît dans les schistes faiblement injectés. La texture primaire des gneiss est rubannée ou zonée ; elle a été souvent altérée par des actions laminantes.

Les pegmatites forment dans les gneiss de nombreux filons et lentilles, le plus souvent parallèles, mais aussi obliques ou perpendiculaires au plan de schistosité. Au contact avec les amphibolites les pegmatites s'enrichissent généralement en biotite et contiennent fréquemment des grenats en partie automorphes.

En résumé, les gneiss considérés sont dérivés de grès quartzeux ; ils résultent d'une injection pegmatitique et ont été modifiés dans leur texture par les mouvements orogéniques qu'ils ont subis.

Les amphibolites sont en majeure partie concentrées dans la zone des amphibolites d'Ivrée, qui passe ici par la Testa di Misello, le Gridone et le Cortone, pour aboutir à la vallée de la Maggia au N d'Ascona. A ces roches sont mêlés des gneiss, en quantité qui augmente de l'intérieur à l'extérieur de la zone. Le type fondamental des amphibolites paraît être une roche formée essentiellement de plagioclase basique, d'augite et de hornblende commune, qui correspond au diabase à amphibole et dont la texture est massive avec un grain plutôt fin. A partir de ce type, on peut suivre une modification progressive, qui consiste d'une part en une ouralitisation, d'autre part en une décomposition des feldspaths avec production abondante d'épidote et d'albite, de sorte que finalement l'augite et l'amphibole primaires peuvent avoir complètement disparu, que les plagioclases représentent un volume notablement moindre, que l'amphibole secondaire prédomine et qu'autour d'elle existent en grande quantité de la titanite, de la magnétite, de l'épidote ; en même temps se développe généralement une texture fibreuse ou schisteuse. Comme produit extrême de transformation, M. Radeff cite un schiste formé essentiellement de chlorite, d'albite et d'épidote avec des quantités très variables de hornblende secondaire.

A côté de ce processus de transformation des amphibolites, qu'il appelle hydrodynamique, M. Radeff en distingue un autre, qui est en relation directe avec des injections pegmatitiques et qui a donné naissance à des roches formées essentiellement de plagioclase et de grenat avec des quantités

variables de biotite et de hornblende. Les plagioclases y sont formés de zones concentriques à acidité croissante vers l'extérieur.

La zone des amphibolites comprend aussi des amas de roches péridotiques, partiellement transformées en serpentine. Les péridotites ont une texture massive ; elles contiennent, à côté de l'olivine, plusieurs espèces d'augite : enstatite, diopside, diallage, augite commune ; elles sont toujours plus ou moins altérées par ouralitisation ou serpentinisation et contiennent par suite en quantités variables de la bastite, du talc, de l'ouralite, de la trémolite et d'autres amphiboles, de la magnétite, du chrysotile.

Les marbres forment dans la région considérée six zones, plus ou moins discontinues ; ils sont associés à des quartzites et peuvent s'enrichir notablement eux-mêmes en quartz ; lorsque ce minéral devient abondant, il est accompagné de plagioclase, d'épidote, de biotite, de mouscovite, de trémolite, de diopside, etc.

Les quartzites sont beaucoup plus abondantes que les marbres ; elles contiennent toujours une certaine quantité de biotite, de mouscovite et de chlorite, souvent de l'albite, de la zoïsite, de l'épidote, de la tourmaline et de la calcite.

Le gypse n'apparaît que sur un point, vers le confluent des ruisseaux de Bordei et de Boschetto.

M. Radeff a traité très brièvement la question des formations quaternaires de la région étudiée et a consacré quelques lignes aux principales sources qu'il a rencontrées. Puis il aborde la question de l'interprétation stratigraphique des diverses zones lithologiques constatées ; par la discussion d'un profil relevé sur le versant N de la chaîne au NE du Pizzo Leone, il arrive à admettre comme probable l'ordre normal suivant :

1° Au-dessus des gneiss des épanchements de roches diabasiques ultérieurement transformées en partie en amphibolites ;

2° Une zone de calcaires francs ultérieurement marmorisés, passant vers le haut, à des calcaires de plus en plus enrichis en quartz ;

3° Un complexe très puissant de schistes argileux et siliceux transformés ultérieurement en quartzites micacées, dans lequel s'intercalent trois zones de calcaires quartzeux.

Cette série sédimentaire représente probablement le Trias et le Jurassique, sans qu'on puisse apporter en faveur de cette manière de voir aucun argument certain, ni établir au-

cune classification stratigraphique précise. Tout semble indiquer que le système des roches amphiboliques représente des roches d'épanchement plus anciennes que les calcaires, tandis que les péridotites paraissent correspondre à une intrusion jurassique ou postjurassique. Enfin les gneiss injectés sont considérés par M. Radeff comme des sédiments probablement infratriasiques (Buntsandstein), qui ont subi leur injection pegmatitique à une époque récente probablement contemporaine des soulèvements alpins.

L'ensemble de ces formations suit une direction WSW-ENE et plonge presque verticalement au N ; il comporte de nombreux plans de friction, des phénomènes d'étirement et de laminage étendus et présente les caractères typiques d'une zone de racines. Dans cette masse isoclinale les marbres et les amphibolites marquent quatre synclinaux écrasés, correspondant aux zones lithologiques 2, 4, 6 et 8 et séparés par les anticlinaux de gneiss injectés; mais les alternances fréquentes des amphibolites avec les marbres dans les synclinaux, avec les gneiss dans les bordures des anticlinaux indiquent que le plissement a été compliqué par des imbrications serrées. D'autre part, le plongement au N montre que le redressement des racines a dépassé ici la verticale.

Jusqu'ici les zones de la Melezza, de Suolo et de Remo n'avaient pas été distinguées et étaient réunies sous le nom de zone de Sesia, tandis que les zones des quartzites et des gneiss du Pizzo Leone, réunies, étaient désignées comme zone du Canavese et considérées comme racine de la nappe rhétique par MM. Schardt et Argand. M. Radeff admet comme probable que les gneiss de la Melezza correspondent à la nappe du Grand-Saint-Bernard, que les gneiss de Remo correspondent à la nappe du Mont-Rose et que les gneiss du Pizzo Leone correspondent à la nappe de la Dent-Blanche, la zone du Canavese étant ainsi réduite à la zone lithologique 6 comprise entre ces gneiss et les roches basiques d'Ivrée. Il fait du reste les réserves nécessaires sur ces conclusions, qui demandent à être comfirmées par l'étude détaillée des régions situées plus au N.

A la suite d'une excursion faite dans la région NE du Tessin, M. E. Argand (**52**) a pu confirmer absolument l'hypothèse qu'il avait émise quant au raccordement longitudinal des nappes cristallines du Simplon avec celles de la partie SW des Grisons. Dans une très courte notice, il a montré comment les nappes du Campolungo, d'Antigorio, de Lebendun et du Monte-Leone se prolongent dans la région du Val Blenio et

de l'Adula. Il a signalé en outre un repli transversal très accusé qui, dans les environs de Fusio, ramène la nappe d'Antigorio par-dessus celle du Monte-Leone.

MM. M. LUGEON et G. HENNY (**59** et **60**) ont consacré deux courtes notes à la question de la **limite alpino-dinarique.**

En suivant les zones d'Ivrée et du Canavese depuis les Alpes du Piémont jusqu'à l'Adamello, ces auteurs se sont convaincus que la zone du Canavese, dans laquelle M. Argand place la racine de la nappe rhétique et M. Lugeon celle de la nappe des Préalpes médianes, comprend encore des éléments dinariques. Parmi ceux-ci ils citent la plus grande partie des porphyres, des conglomérats permiens et des calcaires dolomitiques qu'on trouve dans la zone du Canavese près d'Ivrée, puis, à l'E du Tessin, dans le Val Morobbia et au Col du Jorio. Ainsi la zone dioritique d'Ivrée joue le rôle d'un vaste anticlinal, dont le jambage septentrional s'enfonce au N sous les éléments alpins et la limite alpino-dinarique est comprise dans la zone du Canavese.

Plus à l'E, dans la région de l'Adamello, MM. Lugeon et Henny se sont convaincus que la faille du Tonale, supposée entre les schistes du Tonale et les schistes d'Edolo, n'existe pas, que ces deux complexes schisteux, qui passent l'un à l'autre, sont tous deux alpins et que la limite alpino-dinarique passe entre les schistes d'Edolo et une écaille formée de Cristallin, de Permo-carboniférien et de Trias inférieur dinariques, qui se suit depuis Malonno dans le Val Camonica jusqu'à la Valteline et recouvre le Dinarique autochtone. Celui-ci forme un vaste anticlinal, prolongement de celui signalé dans la région d'Ivrée et dans le Tessin, que les auteurs appellent anticlinal insubrien.

Plus à l'E encore les auteurs voient la limite alpino-dinarique dans la ligne giudicarienne, qu'ils envisagent comme la trace du chevauchement des Alpes sur les Dinarides. Quant à la masse tonalitique de l'Adamello, elle traverse aussi bien les sédiments alpins que dinariques ; elle doit donc être considérée comme plus jeune que la naissance des nappes alpines.

Alpes des Grisons. — M. CH. TARNUZZER (**67**) a cherché à mettre à portée du public des clubistes dans une courte notice les multiples observations faites pendant ces dernières années dans le domaine des Grisons et grâce auxquelles la conception ancienne des Alpes grisonnes a été complètement bouleversée.

Après une brève introduction il aborde, dans un premier chapitre, la description du massif de l'Aar et de la zone des

formations de faciès helvétique. Il donne un aperçu sommaire sur les formations cristallines du massif, sur les schistes carboniférens et le Verrucano, le Trias, le Jurassique, le Crétacique et le Flysch de la série autochtone et parautochtone ; puis il cherche à faire comprendre le développement des plis parautochtones et de la grande nappe glaronnaise dans la région du Segnes et du Panix.

Dans un second chapitre, M. Tarnuzzer décrit la configuration du massif du Gothard, fortement déjeté au N et écrasant la zone du Tavetsch, puis la structure de la région de l'Adula, du Tambo, de la Suretta avec ses grandes nappes cristallines, séparées par des zones synclinales presque horizontales de terrains mésozoïques et s'enfonçant toutes vers l'E. Il parle assez longuement du complexe des Schistes lustrés, qui, avec les radiolarites et les roches ophitiques de la nappe rhétique, s'intercalent devant le front des nappes cristallines entre les nappes helvétiques et austro-alpines et, à ce propos, il discute sommairement le sens tectonique des nappes des calcaires de la Sulzfluh, de la Brèche du Rhæticon, de la zone du Weissberg d'Avers, du Schams, etc.

Le troisième chapitre de la brochure de M. Tarnuzzer est consacré aux nappes austro-alpines ; il commence par une description du massif de la Bernina, qui est envisagé d'abord au point de vue pétrographique, puis au point de vue tectonique ; l'auteur rappelle en particulier l'existence des nappes de Sella, d'Err et de la Bernina, reconnues par M. Staub. M. Tarnuzzer décrit ensuite les nappes de l'Ortler et du Braulio, qui se développent plus à l'E et dont la plus élevée forme de ses puissantes masses triasiques la région des dolomites de la Basse-Engadine. De là, il passe au massif de Silvretta, constitué par une énorme masse de roches granitiques, de schistes cristallins, de Trias et de Jurassique, qui chevauche sur les Schistes du Prættigau. L'auteur décrit sommairement ces divers éléments, il montre d'autre part que la nappe de la Silvretta, avec celle de l'Œtztal, appartient au système des nappes austro-alpines supérieures, qui déferlent dans les Grisons par-dessus la nappe de la Bernina. La masse chevauchante de la Silvretta comporte du reste d'innombrables complications, dont plusieurs ne sont pas encore exactement définies.

La fenêtre de la Basse-Engadine fait aussi l'objet d'un court chapitre, dans lequel l'auteur décrit sommairement les Schistes lustrés du soubassement, la zone de lames de charriage qui les recouvre et le plan de chevauchement des masses de

l'Œtztal et de Silvretta. Enfin M. Tarnuzzer consacre quelques lignes seulement à indiquer les caractères généraux de la région si compliquée du bassin de la Plessur et du Rhæticon.

Dans un dernier chapitre, l'auteur traite la question des phénomènes et dépôts pléistocènes ; il commence par fixer les grands traits de l'hydrographie préglaciaire ; puis il décrit les principaux paysages de roches moutonnées et de polis glaciaires, dans l'idée de faire ressortir l'extension de la grande glaciation de Riss ; il signale les caractères principaux des vallées glaciaires et donne une définition sommaire des diverses formations morainiques, en citant quelques exemples. Il parle aussi des éboulements post-glaciaires ou interglaciaires et montre les conclusions intéressantes qu'on peut tirer de la répartition des blocs erratiques.

M. Chr. Tarnuzzer (68) a repris l'étude de la zone très compliquée qui, s'étendant au pied du Schwarzhorn de Parpan comprend en particulier le Hörnli et le seuil d'Urden.

Dans l'exposé qu'il donne de ses observations, l'auteur commence par rappeler que son champ d'étude correspond avec le plan de recouvrement du Flysch de la nappe du Prättigau par la nappe préalpine caractérisée par la brèche du Falkniss et par la nappe rhétique. Puis il décrit une coupe prise dans la gorge de l'Urdenseebach et dans laquelle on peut voir, avec un plongement général des couches au S la succession suivante : 1° Une masse inférieure de dolomie triasique ; 2° Un banc de diabase ; 3° Une nouvelle zone de dolomie triasique, qui prend du reste plutôt la forme d'une écaille discontinue ; 4° Des schistes calcaires ayant l'apparence de Flysch.

Ce profil est complété par un autre traversant le Hörnli d'Arosa de l'WNW à l'ESE. A la base de celui-ci on retrouve le banc de diabase et au-dessus de lui une zone de dolomie triasique, puis vient une succession très épaisse de schistes calcaires, contenant par places des radiolarites et que M. Tarnuzzer attribue au Jurassique. C'est dans cette série que s'intercale le gros dyke diabasique du sommet du Hörnli, bordé au N et au S par une zone de schistes verts.

D'après les observations de l'auteur, le diabase est certainement plus jeune que les schistes, dans lesquels il est compris ; il date probablement du commencement des temps tertiaires et avec les schistes encaissants il fait partie de la nappe rhétique. Quant au banc de diabase inférieur, intercalé dans des dolomies triasiques, M. Tarnuzzer admet qu'il se

trouve là en contact tectonique, dans une zone d'écailles, dans laquelle il y aurait imbrication intense de la nappe rhétique avec des éléments austro-alpins.

L'auteur fournit en outre, en passant, quelques renseignements sur les moraines de l'Urdensee et du Wasserbodensee et sur les dépôts d'éboulis.

MM. A. Spitz et G. Dyhrenfurth (66) ont consacré six saisons d'été entre 1907 et 1914 au lever détaillé de la région des **Alpes grisonnes** comprise entre l'Engadine moyenne au NW, le Val Trupchum et le Val Livigno au S, la frontière austro-suisse à l'E, le Val d'Uina et le Val Lischanna au N. Le fruit de ce persévérant travail a été une fort belle carte du 1 : 50000 et une étude monographique de plus de 200 pages.

Tout en collaborant souvent, les deux géologues se sont répartis les territoires à étudier, M. Dyhrenfurth travaillant à l'W, M. Spitz à l'E d'une ligne passant par le Piz Lischanna, le Piz San Jon, le Piz Pisoc, le Piz del Botsch, le Piz del Fuorn et la vallée du Spöl.

Le description de MM. Spitz et Dyhrenfurth commence par une partie de caractère stratigraphique-lithologique. Au début, c'est M. Spitz qui nous décrit les roches granitiques du Münstertal.

La granite du Münstertal est une roche de couleur claire, se délitant facilement ; il varie notablement soit dans sa composition minéralogique, soit dans la grosseur de son grain et sa structure, et passe latéralement à des tonalites, des aplites et des pegmatites. Sa texture a été souvent profondément altérée par laminage, de sorte que le granite devient un gneiss ou parfois une vraie mylonite. En somme, le granite du Münstertal rappelle par beaucoup de caractères celui de la Rofna.

Le granite de Silvretta se rapproche beaucoup du précédent, mais il est plus riche en biotite et a subi en général un laminage moins intense ; à la base de la nappe correspondante il se trouve souvent à l'état de mylonite absolue.

M. Spitz décrit en outre divers granites qu'il a rencontrés d'une part dans les régions culminantes du massif de Lischanna, du Rassassergrat, etc., d'autre part dans la zone des Schistes lustrés de la Basse Engadine.

L'auteur donne de la même façon un aperçu sommaire sur les roches gneissiques des mêmes unités tectoniques, puis il fournit quelques renseignements sur les roches amphiboliques, intercalées en petite quantité dans les gneiss du Münstertal, mais beaucoup plus abondantes dans la zone cristal-

line qui s'étend de Brail, par Zernetz, jusque dans le massif de Nuna. Il s'agit ici surtout de roches formées d'un tissu finement diablastique de hornblende englobant des porphyroblastes de grenat, de hornblende, de feldspath, d'épidote, de quartz, de rutile et d'ilménite ; mais ce type est accompagné d'autres, variés, passant aux amphibolites franches ou aux gneiss amphiboliques.

M. Spitz a étudié des phyllites quartzeux, qu'il a rencontrés surtout dans les Alpes du Münstertal, mais qui se retrouvent dans la partie inférieure du Val Trupchum et qui correspondent plus spécialement aux schistes de Casanna de Theobald. Ces roches, de couleur foncée, sont formées par un fin agrégat de quartz, d'albite, de séricite et de chlorite ; elles sont parfois difficiles à distinguer du Verrucano ; elles peuvent passer, par enrichissement en feldspath, à des roches gneissiques. Elles contiennent presque partout des schistes chloriteux.

Quelques roches éruptives diverses font aussi l'objet de courtes descriptions ; ce sont d'abord des quartzporphyres existant à l'Urtiola, dans la région du Rassassergrat et au Piz Cornet, puis des diorites accompagnées de porphyrites dioritiques, qui se trouvent soit au Piz da Val Gronda au S du Münstertal, soit dans le massif du Piz Nuna, enfin des diabases et des porphyrites diabasiques, qui sont surtout abondants au Rassassergrat, mais se retrouvent au Piz Cornet.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont fait en commun l'étude d'une série de roches basiques comprises dans le complexe des Schistes lustrés de la région de Tarasp-Pradella, qui ont du reste déjà été décrites par M. Grubenmann. Il s'agit en première ligne de diorites gabroïdes, auxquelles sont associées des roches aplitiques et pegmatitiques qu'il faut considérer comme des produits de ségrégation acides. Cet ensemble de roches intrusives est entouré de schistes injectés, qui ne doivent pas être rattachés aux Schistes lustrés comme l'a fait M. Grubenmann, mais à des schistes argileux pauvres en quartz, beaucoup plus anciens.

Il s'agit ensuite d'un ensemble de roches vertes, diabases, spilites, variolites et serpentines, que les auteurs ne font que caractériser sommairement.

Passant à la caractéristique du **Verrucano**, MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent par la description du type lithologique le plus répandu dans la région de l'Ofenpass et du Münstertal, celui de grès arkoses, formés essentiellement de

quartz et d'amas séricitiques dérivant de débris de feldspath. Ces grès comprennent par places des bancs conglomératiques, contenant des galets de quartz et de quartzporphyre, mais il faut remarquer l'absence à peu près complète dans ces bancs de galets granitiques ou gneissiques.

Les grès du Verrucano contiennent parfois en quantité variable des éléments aplatis, schisteux et violacés, ayant l'aspect de quartzphyllite et dérivant probablement de fragments de quartzporphyres. Lorsque la proportion de ces éléments augmente et que le grain de la roche s'affine, celle-ci passe à des schistes sericito-quartzeux. Ce faciès est surtout développé à l'E du Münstertal.

Il est intéressant de constater que tandis que vers l'E, dans la région du Münstertal et de l'Ofenpass, la coloration verte prédomine dans les grès et schistes du Verrucano, vers l'W, au Munt la Schera et dans le Val Trupschum, la coloration rouge est beaucoup plus abondante, en relation probablement avec une proportion plus forte des éléments quartzporphyriques.

Le **Buntsandstein** est représenté par un ensemble de grès quartzeux, gris ou brunâtres et de schistes verts, qui alternent en quantités relatives très variables ; il ne contient pas de fossiles, mais est nettement relié par des niveaux de transition, d'une part avec le Verrucano, d'autre part avec le Muschelkalk.

Le **Muschelkalk** se présente sous trois faciès différents : le premier, qui est développé dans la région de l'Ofenpass, du Piz Daint et au S de Scarl, est caractérisé par la prédominance de calcaires siliceux, gris, violacés ou jaunâtres, alternant avec des schistes calcaires. Dans ce complexe s'intercalent des bancs dolomitiques, qui tendent à devenir plus abondants vers le haut.

Le second faciès se trouve au Piz Dora, à la Corna dei Cavalli, au NW de Livigno, et d'autre part dans les Vals Torta et Mela de la région de Scanfs ; il est formé essentiellement par des bancs dolomitiques tantôt compacts, tantôt schisteux, tantôt passant à la cornieule.

Le troisième faciès existe au N de Scarl et dans la région du Schlinigpass ; il ressemble au premier par ses bancs de calcaires noirs ou rouges et ses lits schisteux, mais il contient en outre des couches dolomitiques, les unes ferrugineuses et pulvérulentes, les autres semées de pellicules argileuses, qui peuvent s'accumuler au point de donner à la roche beaucoup d'analogie avec les couches de Raibl. En divers endroits, ce

complexe contient aussi des brèches dolomitiques très caractéristiques, qui rappellent des formations analogues existant soit dans les couches de Raibl, soit dans le Lias. Enfin dans ce faciès les auteurs ont récolté quelques fossiles, parmi lesquels des débris d'Encrinus, des *Spirigera trigonella* Schlot. et des *Rhynch. decurtata* Gir., qui caractérisent les couches inférieures du complexe. On peut donc admettre que la partie principale du Muschelkalk du Schlinigpass correspond à la zone à *Cer. trinodosus*.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont pas pu confirmer la notion d'un niveau continu de cornieules dans le Muschelkalk, tel que Theobald l'a défini sous le nom de Untere Rauchwacke.

Vers le haut, le Muschelkalk, s'enrichissant en bancs dolomitiques, passe progressivement à la masse dolomitique du *niveau du Wetterstein*. Celle-ci est formée de bancs épais, gris, entre lesquels s'intercalent des couches finement plaquetées ; on ne trouve que très exceptionnellement dans ce complexe des zones argileuses. Du reste le faciès de la dolomite du Wetterstein varie du S au N en ce sens que vers le S ce sont les gros bancs qui prédominent, tandis que vers le N les couches finement plaquetées deviennent plus abondantes et qu'il s'y mêle par places des zones argileuses. Ces dolomites contiennent d'assez nombreux débris de mollusques, qui sont malheureusement indéterminables ; par contre on y trouve en beaucoup meilleur état de conservation et en très grande quantité des diplopores, en particulier *Diplopora debilis* Gümbel.

Les **couches de Raibl** se différencient du niveau sous-jacent par l'épaisseur beaucoup moindre et la couleur généralement plus claire de leurs bancs dolomitiques et surtout par l'importance qu'y prennent les interstratifications argileuses de couleur noire ou rougeâtre. On trouve en outre dans ce complexe des lits de grès quartzeux, riches en ocre, et des bancs de calcaire foncé, compact, riche en fossiles et passant même par places à de véritables lumachelles. Les couches de Raibl comprennent encore des bancs dolomitiques gris rappelant ceux du Wetterstein.

Les calcaires foncés précités deviennent souvent spongieux et vacuolaires, passant ainsi à des cornieules bréchiformes, qui contiennent des débris de dolomites variées et de schistes argileux ; ces cornieules sont en outre gypsifères. D'autre part, les auteurs signalent toujours dans le même complexe des bancs de véritables brèches primaires, dolomitiques, généralement incluses dans des couches argileuses.

Enfin MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent d'intéressantes intercalations de formations éruptives, comprises dans les couches de Raibl. Ce sont d'abord des schistes rouges, ne formant que des zones minces entre les bancs dolomitiques, et qui sont formés par un fin tissu de mica secondaire et de pyrite en partie transformée en limonite, qui contient des éléments porphyriques de quartz et de feldspath séricitisé ; ces schistes dérivent certainement d'un quartzporphyre.

D'autre part, il existe dans le même complexe, au Piz Lad, au Piz Turetta, au Piz Terza et au Monte Solena des bancs de roches basiques profondément altérées, qui dérivent en partie de porphyrites diabasiques, en partie de tuffs diabasiques.

Les calcaires noirs lumachelliques des Couches de Raibl ont fourni une faune assez abondante, dont les éléments suivants ont pu être déterminés :

Myoconcha parvula Wöhrm.
Pecten inaequialternans Par.
Myophoria fissidentata Wöhrm.
» geyeri var. lata Waag.
Myophoria cf. bouei Hauer.
Cucullea cf. imbricaria Bittn.
Gonodon mellingi Hauer.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont dû apporter plusieurs modifications importantes aux interprétations du Trias moyen de cette région par les auteurs précédents, en particulier par M. Schlagintweit et M. Zœppritz, qui ont attribué à tort au Muschelkalk des gisements de cornieules appartenant au niveau de Raibl.

La stratigraphie de ce niveau est compliquée par le fait que, si d'une façon générale les dolomites compactes prédominent à la base, les cornieules et les brèches à la partie supérieure, les profils n'en varient pas moins beaucoup dans le détail d'un point à un autre.

Le **Hauptdolomit** est formé de bancs dolomitiques gris, tantôt plus épais et plus foncés, tantôt plus minces et plus clairs. Il comprend souvent des brèches dont les unes sont nettement primaires, tandis que d'autres ont une origine tectonique. Les fossiles sont abondants dans ce complexe, mais rarement bien conservés. Ce sont d'abord des polypiers, puis des siphonées (*Griphoporella curvata* Gümbel), enfin des Lamellibranches, parmi lesquels prédominent les Megalodon (*M.* aff. *hœrnesi* var. *elongata* Frech).

Vers le haut, le Hauptdolomit passe à un ensemble de bancs minces de calcaires généralement foncés, qui s'intercale entre lui et les couches rhétiennes et qui contient :

Pterophloios emmrichi Gümb.
Pinna miliaria Stop.
Cardium cf. reticulatum Dittm.
Worthenia solitaria Ben.
Naticopsis ornata Schäfer.
Rissoa alpina Gümb.

Cette faune a nettement un caractère transitoire entre le Norien et le Rhétien.

Le **Rhétien** se présente dans la région considérée sous trois faciès distincts :

Vers le NW, dans la zone des Alpes calcaires qui s'étend depuis le Murtirol au SE de Zernetz jusqu'au Piz Nair, on trouve le faciès des couches de Kössen, soit des alternances de schistes noirs et de calcaires foncés, devenant ocreux à l'air, qui contiennent une faune abondante :

Thecosmilia chlathrata Imms.
Pentacrinus cf. bavaricus Winkl.
Terebratula gregaria Suess.
Gervillia inflata Schafh.
» praecursor Quenst.
Plicatula intustriata Emmer.
Cardita austriaca Hauer.
Anatina praecursor Quenst.
Corbula alpina Winkl.
Avicula contorta Portl.

Vers le S, dans la zone qui borde au N le Val Trupschum, le Valle Alpinella et le Valle di Fraele jusqu'au Piz Umbrail, le Rhétien est représenté par des alternances de calcaires plaquetés en bancs épais et de schistes calcaires durs, auxquelles les auteurs donnent le nom de faciès de Quadervals et qui ont fourni comme fossiles :

Thecosmilia chlathrata Em.
Gervillia praecursor Qu.
Avicuta contorta Portl.
Mytilus minutus Goldf.
Anomia schafhäutli Winkl.
Worthenia solitaria Ben.

Enfin dans le Val di Fraele lui-même on trouve un faciès analogue au précédent, mais les couches calcaires et les schistes prennent une teinte grise-rougeâtre ; en outre les fossiles sont beaucoup plus rares que dans les deux faciès précités.

Le **Lias** existe dans deux régions nettement distinctes, d'une part dans le massif de Lischanna et au S jusque dans la région de l'Ofen, d'autre part dans la zone s'étendant de Scanfs aú Val di Fraele.

Dans le massif de Lischanna, les formations liasiques se superposent directement au Hauptdolomit sous la forme de brèches à éléments dolomitiques englobés dans un ciment marno-calcaire, rouge ou rosé. Vers le haut les fragments dolomitiques deviennent de moins en moins abondants et l'on trouve une association de calcaires et de schistes rouges. Comme fossiles, on ne trouve que des débris indéterminables exactement de Crinoïdes, de Brachiopodes et de Mollus-

ques, en sorte que l'âge exact de ces couches ne peut être fixé ; il serait possible que le Rhétien y fût compris.

Au-dessus de ce complexe viennent des schistes argileux noirs, contenant de rares bélemnites, qui supportent directement le Malm.

Dans le Val di Fraele le Lias, reposant presque partout sur un Rhétien bien développé, est formé de calcaire marneux, gris, alternant avec des schistes argileux et contenant des lits de silex fréquents. Parmi les fossiles recueillis dans ce complexe, on a pu reconnaître les espèces suivantes : *Schlotheimia angulata*, *Arietites nodotianus*, *Ar. bisulcatus*, *Ar. ceratitoïdes*, *Aegoceras bispinatum*, *Inoceramus ventricosus*. Les débris de Pentacrines sont fréquents.

Vers l'W, dans le Val Alpinella, les schistes sont remplacés par des calcaires plaquetés, ocreux en surface corrodée.

Dans le synclinal de Scanfs, le Lias rappelle celui du Val di Fraele, mais il s'en distingue par la présence de lits minces de grès siliceux et riches en limonite, schisteux, qui donne à l'ensemble du complexe une analogie marquée avec le Flysch. Les fossiles font ici défaut, si ce n'est des traces de Chondrites.

Le **Malm** est représenté dans le massif de Lischanna d'une part et dans le Val Trupschum de l'autre. Dans la première région, il comprend à la base des calcaires finement plaquetés gris ou rosés, contenant en abondance des silex et devenant schisteux par places, dans lesquels on n'a récolté que des Aptychus (*Apt. beyrichi*). Vers le haut ces calcaires passent à de véritables radiolarites, qui sont peut-être déjà infracrétaciques.

Sur le plateau même du Lischanna existe un petit affleurement de calcaires échinodermiques bruns-foncés, qui contiennent :

Rhynchotheutis tenuis Neum.	Oppelia holbeini Opp.
Aspidoceras haynaldi Herb.	Lytoceras sutile Opp.
Perisphinctes plebejus Neum.	Aptychus profundus Stop.
» fasciferus Neum.	Belemnites ensifer Zitt.
Oppelia schwageri Op.	Trochocyathus truncatus Zitt.

Le Malm est partout en transgression sur le Lias.

Dans le Val Trupschum, il est probable que la sédimentation argileuse du Lias supérieur s'est continuée dans le Dogger. Sur ces schistes viennent des radiolarites rouges et vertes à Aptychus, qui ont fourni aussi *Pygope diphya ;* puis vient un calcaire noduleux, à silex, gris jaunâtre, qui peut être attribué soit au Tithonique, soit au Crétacique inférieur.

Ces couches sont recouvertes par des schistes marneux gris, verdâtres ou rouges, pétris de Foraminifères (*Globigerina bulloïdes*, *Gl. linnæana*), qui correspondent probablement au Crétacique supérieur (Couches rouges).

Dans la fenêtre de la Basse-Engadine, MM. Spitz et Dyhrenfurth ont étudié la zone des Schistes lustrés située au S de l'Inn, dans la région d'Ardez-Schuls. Ils distinguent d'abord un faciès dans lequel prédominent des bancs calcaires, tantôt compacts, tantôt échinodermiques, qui est directement sous-jacent aux gneiss du Piz Zursass, affleure dans la région au S d'Ardez et paraît représenter ou une unité tectonique supérieure, ou, d'après Paulcke, des couches crétaciques.

Le second faciès est formé essentiellement de schistes variés, argileux, gréseux ou calcaires, que les auteurs seraient tentés d'attribuer au Tertiaire ou au Crétacique et qui sont développés dans toute la région de Tarasp et Vulpera. Vers le haut, à l'approche de la zone de serpentine, ces schistes deviennent bariolés et s'enrichissent en quartz, en séricite et comprennent des bancs de véritables quartzites séricitiques. Ces schistes bariolés peuvent être considérés ou bien comme produits d'un métamorphisme de contact ou bien comme représentant un complexe stratigraphique, probablement triasique, mais il n'est pas possible actuellement de donner de leur origine une explication certaine. Les relations qui existent en plusieurs endroits entre les schistes bariolés, les serpentines et les ophicalcites parlent pourtant en faveur de l'idée que ces schistes bariolés sont d'une part, au moins en grande partie, d'âge triasique et qu'ils ont été d'autre part injectés par un magma basaltique.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont pas fait une étude détaillée des formations quaternaires de leur région et se sont contentés de relever seulement certains faits. Ils constatent en particulier le niveau très haut qu'a atteint le glacier de l'Inn, qui a ainsi débordé vers l'E par dessus tous les principaux cols. Ils étudient ensuite les systèmes d'alluvions et, en se basant sur leur répartition, arrivent à montrer que l'hydrographie de la région limite entre les bassins du Spöl, de l'Adda et du Rambach a subi plusieurs modifications successives. C'est ainsi qu'il a dû exister un cours d'eau descendant du Val Fraele jusqu'à Zernetz par le Val Bruna et le Val del Gallo et qu'à la même époque l'Ova del Fuorn devait s'écouler par Champ Long et Champ Sech. Au-dessous du système de terrasses correspondant à ce stade et échelonné entre 2000 et 1800 m., on en trouve un second, bien marqué dans les

vallées du Spöl et de l'Ova del Fuorn entre 1850 et 1700 m. Au-dessus un niveau beaucoup moins net se suit depuis la région de l'Ofen jusqu'au débouché du Val Laschadura entre 2300 et 2100 m.

Dans la vallée de l'Inn, entre Scanfs et Zernez, les auteurs ont reconnu l'existence de deux systèmes de terrasses, l'un entre 1650 et 1500 m., l'autre entre 1900 et 1800 m. Vers l'aval entre Ardez et Schuls un système beaucoup plus compliqué apparaît avec six niveaux échelonnés entre 1350 et 2200 m. Le niveau le plus élevé, marqué simplement par une surface d'érosion, correspond probablement à une vallée pliocène ; la cinquième terrasse représente le niveau préglaciaire.

Les auteurs ne consacrent que quelques lignes au modelage glaciaire subi par leur région et ne traitent que d'une façon tout à fait sommaire la question des autres formations quaternaires.

MM. Spitz et Dyhrenfurth terminent leur exposé stratigraphique par un chapitre de résumés et de conclusions. Parlant d'abord des formations cristallines, ils cherchent à établir une classification générale des schistes gneissiques qu'ils ont étudiés ; ils discutent l'âge probable des granites, sans arriver à autre chose qu'à démontrer que ces roches sont plus anciennes que le Verrucano. Ils considèrent comme probable que les quartzphyllites et une partie des schistes gneissiques appartiennent à la seconde moitié du Paléozoïque, plus particulièrement au Carboniférien, et ils admettent que les marbres compris en diverses régions dans les schistes cristallins font stratigraphiquement partie du même complexe que ceux-ci et ne doivent pas être rattachés au Trias, comme le font divers auteurs. Enfin ils examinent la question très complexe de l'âge des roches amphibolitiques, des roches porphyriques et des autres roches éruptives.

A propos des terrains sédimentaires, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent qu'il y a une relation évidente entre les variations des faciès et la répartition des grandes unités tectoniques. Ils comparent ensuite la série triasique-jurassique grisonne avec d'autres séries austro-alpines et font ressortir son caractère mixte, présentant des affinités surtout avec les Alpes septentrionales, mais aussi avec les Alpes méridionales et possédant plusieurs particularités, qui permettent d'en faire une série à part.

MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent la partie tectonique de leur description par une définition des éléments fondamentaux qu'ils ont reconnus et qui sont : 1° une masse basale

cristalline qui apparaît dans la région du Münstertal, 2° un complexe sédimentaire inférieur, formé de Verrucano, de Trias inférieur et moyen, qui repose sur le Cristallin du Münstertal et se suit depuis le Piz Murtera et le Piz d'Aint jusqu'au Val Minger et au Val Laschadura, en formant une série de faisceaux de plis, 3° une masse supérieure de Hauptdolomit et de Jurassique, qui s'appuie en discordance sur le complexe précédent. Tout cet ensemble forme des plis couchés vers le NW sur la plus grande partie du territoire considéré, mais entre le bassin du Spöl et le Val Trupschum ces plis s'incurvent, de façon à prendre une direction N-S, puis NW-SE qu'ils conservent jusqu'au N du Val di Fraele.

Cet ensemble est recouvert, par places, par des lambeaux de recouvrement d'une nappe supérieure. Ceux-ci apparaissent déjà directement au N du Münstertal, dans le versant E et la région culminante du Piz Urtiola et au sommet du Muntet, sous forme d'un complexe de roches gneissiques, mêlées à des granites et des amphibolites, qui recouvrent en discordance le Verrucano et le Trias. Cette masse chevauchante s'abaisse d'abord au S jusqu'au Münstertal, puis se relève de façon à former la partie culminante du Piz Chavalatsch; il existe donc là une inflexion synclinale, qui se suit par l'Ofen jusque dans la région de Zernez, l'ensellement de l'Ofen. Plusieurs fractures compliquent encore le tableau au N du Münstertal.

Quant à la nappe inférieure du Münstertal, elle a des formes générales assez simples, avec de larges ondulations de sa surface, mais dans le détail, de nombreuses complications déterminent des pénétrations réciproques du Verrucano et du Cristallin.

MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent ensuite la région formée de Verrucano et de Trias, qui comprend le Piz Cotschen, le Piz Starler, le Piz Murtera et le Piz Minschuns. L'ensemble de ces formations permo-triasiques reposent sur le Cristallin du Münstertal et portent les lambeaux de recouvrement cristallins de la nappe supérieure ; elles sont repliées sur elles-mêmes en plusieurs plis couchés au NW, les anticlinaux étant formés de Verrucano et de Buntsandstein, les synclinaux étant remplis par les couches de Raibl. La tectonique de ce faisceau de plis est encore compliqué par deux failles dirigées du NE au SW et passant, l'une au N, l'autre au S du Piz Murtera; toutes deux ont déterminé un affaissement relatif de leur lèvre SE. Des lambeaux cristallins appartenant à la nappe supérieure existent aux sommets du Starler

et du Cotschen et dans la région culminante du Minschuns.

Au S du Minschuns, à l'Alp da Munt et au Piz d'Aint, on retrouve des plis analogues, qui intéressent la série triasique du Buntsandstein aux couches de Raibl. La direction de ces plis dévie rapidement, de façon à devenir N-S. Sur ce complexe s'appuie vers le NW le Hauptdolomit de l'Ofenpass, dans la masse duquel les auteurs ont reconnu deux éléments tectoniques superposés : l'un est la couverture stratigraphique du Trias moyen voisin, le second séparé du premier par des lambeaux de Rhétien et de Trias est en superposition mécanique sur le premier.

Dans cette région, MM. Spitz et Dyhrenfurth ont constaté l'existence de plusieurs fractures, dirigées les unes SW-NE, les autres E-W, ils notent d'autre part le passage entre le Piz d'Aint et l'Alp da Munt de l'ensellement de l'Ofen, dont il a été question plus haut.

Passant ensuite à la description de la zone du Piz Vallatscha et du Piz d'Astras, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent que cette zone est constituée par un faisceau de trois plis couchés au NW et formés de Muschelkalk, de calcaire du Wetterstein et de couches de Raibl. Cet ensemble de plis a glissé sur son soubassement et repose aussi, au N du Piz d'Astras, directement sur le Cristallin du Mot del Gaier. Celui-ci a du reste été aussi impliqué dans le plissement alpin, car il contient un profond synclinal couché de Verrucano.

Au N. du Piz Murtera et du Piz d'Astras s'élève le massif cristallin du Piz Sesvenna. Ici, par suite d'un bombement transversal prononcé, la couverture sédimentaire de la nappe de base a été supprimée et le Cristallin forme à peu près toute la région qui sépare le Val Scarl du Schlinigertal. Dans ce Cristallin s'enfoncent pourtant plusieurs synclinaux de Verrucano, bien visibles entre le Piz Plazer et le Val Sesvenna. Vers le SE une faille importante, prolongement probable des deux fractures qui encadrent le Piz Murtera, traverse le massif avec une direction SW-NE, entre le Piz Arunda et le Piz Kuschteras. Vers le NW le Cristallin s'enfonce sous une masse fortement plissée de Trias inférieur et moyen, qui apparait d'abord dans les Vals Tavrü et Sesvenna et forme la zone culminante du Mot Tavrü, du Mot Madlein, du Cornet et du Piz Cristannes. Les auteurs ont distingué dans cette zone une succession de plis empilés, couchés et même culbutés au NW et comprenant le Muschelkalk, le calcaire du Wetterstein et les couches de Raibl.

Cette série triasique a glissé, tout en se plissant sur son soubassement de Verrucano, de façon qu'elle est le plus souvent discordante sur celui-ci. Vers le NE, dans la région de la Schlinigeralp, elle s'enfonce sous la masse chevauchante cristalline de la Rassasserspitz et, à l'approche de ce chevauchement, elle modifie son allure tectonique en ce sens que les plis couchés se transforment rapidement en écailles détachées, fortement laminées, ne comportant que des séries très incomplètes et chevauchant les unes sur les autres. La région cristalline du Sesvenna doit être considérée comme représentant le soubassement primaire des zones de plis triasiques du Piz d'Aint et du Piz d'Astras.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont étudié également en détail le territoire formé en majeure partie de Hauptdolomit, qui s'étend au NW du précédent et auquel appartiennent le Piz Madlain, le Piz Cornet, le Piz Lischanna et le Piz San Jon. Ils ont pu confirmer en grande partie les observations faites par M. Schiller. Le premier fait à constater dans cette région est la superposition discordante de la plus grande partie de la masse de Hauptdolomit sur son soubassement (Trias moyen, Trias inférieur, Verrucano, Cristallin). Cette masse a été évidemment superposée mécaniquement sur les formations qu'elle recouvre. Son épaisseur, considérable vers l'W, se réduit à zéro dans la paroi S du Piz Cornet, puis le Hauptdolomit reparaît de nouveau vers l'E, au N du Val Cristannes.

Sur la dolomie supratriasique repose, dans l'arête du Piz San Jon, une série formée de brèches liasiques, de schistes liasiques, de radiolarites et de calcaires suprajurassiques. Le Lias est ici transgressif sur le Trias, mais le contact entre les deux formations est encore compliqué par des glissements du Jurassique sur son soubassement, qui ont déterminé des discordances nettement mécaniques. Les mêmes formations se retrouvent dans une situation analogue à l'E du Vadret de Lischanna. Cette série jurassique supporte au Piz San Jon et plus au S une série chevauchante de Verrucano et de Trias, qui s'enfonce en coins synclinaux dans les formations sous-jacentes, de façon qu'il y a pénétration réciproque assez compliquée des deux éléments. Enfin, sur le calcaire du Wetterstein et les couches de Raibl de ce Trias chevauchant, apparaissent des lambeaux de recouvrement cristallins, représentant des restes de la nappe du Schlinig-Rassasserspitz. Il y a donc dans ce massif quatre plans de superposition mécanique les uns au-dessus des autres.

La zone des plis de Trias inférieur et moyen du Piz Cristannes-Mot Madlain se continue au S du Val Scarl entre le Val Tavrü et le Val Minger ; après avoir disparu momentanément sous le Hauptdolomit du Piz Foraz, elle réapparaît au N de la route de l'Ofen, dans le Val del Botsch et le Val da Stavelchod. La dolomite du Wetterstein a subi dans cette région une remarquable réduction, due probablement au laminage. D'autre part, le faisceau de ces plis est profondément affecté lui aussi par l'ensellement transversal de l'Ofen.

Le même système de plis se relève depuis la route de l'Ofen vers le S, où il forme le massif triasique du Munt Chavail et du Munt da Buffalora. La direction des plis se modifie assez rapidement, de façon à devenir NW-SE dans le versant S du Munt da Buffalora. Entre cette sommité et le Giufplan des plis plus internes représentent le prolongement de ceux du Piz d'Astras. A l'E du Giufplan, au Piz d'Ora et au Piz Turrettaz, le Trias a été complètement enlevé par l'érosion ; il ne reste qu'une énorme masse de Verrucano, qui comprend évidemment tout un système de plis correspondant aux faisceaux du Piz Starler, du Piz Murtera et du Piz d'Aint, mais il n'est pas possible de délimiter exactement ici les éléments tectoniques. Il semble du reste que, dans toute cette région au S de la ligne de l'Ofen, l'effort tangentiel ait agi avec une énergie notablement réduite et que le déversement des plis vers l'extérieur a été beaucoup moins accentué. Plusieurs grandes fractures viennent encore compliquer la tectonique du massif du Chavail-Buffalora.

Ces fractures sont plus développées encore vers l'W, au Munt la Schera ; la plus importante se suit, avec une direction E-W depuis le Piz del Giatet, au S de l'Ofenpass, par le Munt Chavail et le versant N du Munt la Schera, jusqu'à l'Alp Grimels. Une seconde fracture passe au S du Munt la Schera avec une direction NE-SW, une troisième se suit depuis l'Alp Grimels avec une direction N-S jusqu'à l'Ova del Fuorn ; enfin, dans la région du Val del Gallo plusieurs failles déterminent des contacts anormaux entre le Trias moyen au N et le Hauptdolomit au S.

Abstraction faite de ces fractures, la dolomite du Wetterstein et les couches de Raibl du Munt la Schera forment une vaste dalle, s'abaissant soit vers le N, soit vers l'W et c'est dans cette masse qu'il faut chercher l'amorce des grands plis couchés de Hauptdolomit du Piz del Diavel.

MM. Spitz et Dyhrenfurth consacrent ensuite un impor

tant chapitre à la description de la région culminante, formée essentiellement par le Hauptdolomit, qui s'étend depuis le Piz Tavrü et le Piz Nair au SW, par le Piz Laschadurella, le Piz Ivraina, le Piz Plavna et le Piz dellas Plattas, le Piz Minger, le Piz Zuort, le Piz Pisoc, jusqu'au Piz Sant Jon.

Dans toute cette région un soubassement de Trias moyen (dolomite du Wetterstein et couches de Raibl) supporte une masse énormément épaisse de Hauptdolomit, mais de nombreux faits prouvent qu'il ne s'agit pas ici d'une succession stratigraphique simple. La masse principale du Hauptdolomit est séparée de son soubassement par un plan irrégulier, comportant tous les signes d'un contact mécanique. Au-dessous de ce plan et au-dessus des couches de Raibl on trouve d'abord sur de nombreux points des lambeaux de dimensions très diverses, comprenant de la dolomie supratriasique, du Rhétien, des brèches liasiques, plus ou moins écrasées et comportant des brèches de dislocation. C'est ainsi que des affleurements importants de Lias existent en particulier dans le haut du Val Ftur, au NE du Piz Laschadurella, au NE du Piz Ivraina. Au-dessus du plan de contact mécanique, le Hauptdolomit est presque partout nettement discordant sur son soubassement, sur lequel ses bancs, plongeant fortement au NW, s'appuient par la tranche.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont suivi aussi exactement que possible ce plan de chevauchement, de façon à séparer le Hauptdolomit chevauchant de celui qui appartient tectoniquement au soubassement. Celui-ci paraît manquer à peu près complètement vers le S, dans la région du Tavrü, du Piz Nair et du Piz Sampuoir, tandis qu'il existe, même avec une grande épaisseur, dans le territoire du Val Minger et des gorges de la Clemgia et qu'il forme vers le NW une bordure importante à la région dolomitique par le Mot Sant Jon, le versant N du Piz Lavetsch et du Mot Zuort et, après une interruption dans la région du Piz Nair dellas Plattas, par le Mot Ils Cuogns et les versants N et W du Piz Ivraina.

La masse chevauchante de Hauptdolomit ne réprésente certainement pas une série simple, d'abord parce qu'elle serait beaucoup trop puissante, ensuite parce qu'elle comprend plusieurs intercalations schisteuses, qu'il faut, malgré l'absence de fossiles déterminables, envisager comme des zones synclinales de Rhétien.

Ainsi donc le Hauptdolomit de la région considérée appartient, en grande partie, à une nappe supérieure à celle de

son soubassement et il a été disloqué en plusieurs plis culbutés, empilés comme des éclailles les uns sur les autres.

Dans le chapitre suivant les auteurs commencent par préciser les caractères du plan de contact entre la masse chevauchante des Alpes calcaires grisonnes et les formations lépontines de la fenêtre de la Basse-Engadine. Ils remarquent que, tandis que vers l'E. dans la région des vals d'Uina et de Lischanna, ce plan de contact est faiblement incliné et que la série chevauchante est relativement complète du Cristallin au Trias supérieur, vers le SW ce plan se redresse progressivement, en même temps que les termes inférieurs de la série chevauchante disparaissent successivement ; c'est ainsi qu'au Val Plavna le Hauptdolomit est en contact direct, sur un court espace il est vrai, avec les formations lépontines. Au Piz Nair c'est le Rhétien de la nappe supérieure qui s'appuie directement sur le Cristallin de la nappe inférieure.

Puis MM. Spitz et Dyhrenfurth établissent le raccord entre les plis de la chaîne du Quadervals et du Piz Diavel, avec ceux du soubassement du Piz Ivraina et de la vallée du Spöl près de Praspöl. L'anticlinal du Piz del Diavel s'emboîte sur un cœur de couches de Raibl et de calcaire du Wetterstein bien visible près de Praspöl et celui-ci se continue au NE jusqu'au-dessus de l'Alp d'Ivraina. En avant de ce pli un synclinal de schistes rhétiens, qui suit le Val Laschadura, correspond au synclinal du Quadervals et d'autre part on peut suivre la trace du synclinal interne de ce faisceau de plis depuis l'Ova da Spin jusqu'au Ils Cuogns.

La région comprise entre la vallée inférieure du Spöl et la ligne de faîte du Piz Quadervals et du Piz dell' Acqua est particulièrement compliquée, d'abord parce que la direction des plis y passe brusquement du SW au SE, puis parce qu'une importante nappe de terrains triasiques, le pli du Diavel vient se mouler sur des plis, correspondant eux-mêmes à ceux constatés dans le soubassement du Piz Ivraina. Ces plis inférieurs apparaissent dans le versant N du Piz Terza et le bas du Val Cluoza ; formés de Rhétien et de Trias supérieur, ils correspondent au prolongement de la zone synclinale du Quadervals. La masse qui chevauche sur eux s'amorce dans une zone de couches de Raibl, qui apparaît dans le versant E du Murter et du Piz Terza, supportant une série disloquée de Hauptdolomit et de Rhétien. Cet ensemble de formations recouvre vers l'W le Rhétien du Quadervals sur une grande largeur, formant non seulement la partie culminante de la chaîne du Terza-Murter, mais

s'étendant encore sur celle du Murtirol-Quadervals et se prolongeant, comme masse recouvrante, jusqu'au Piz del Diavel. Ce grand pli couché a du reste été très fortement digité, de façon à déterminer une pénétration très compliquée réciproque des schistes rhétiens du Quadervals et du Trias supérieur de la masse chevauchante. Dans le synclinal du Quadervals les schistes rhétiens sont certainement repliés plusieurs fois sur eux-mêmes, car ils ont d'une part une épaisseur énorme, d'autre part ils contiennent des intercalations dolomitiques provenant probablement du Trias supérieur.

Il est intéressant de constater qu'il y a souvent dans le corps du pli du Diavel des discordances de plongement accusées entre le Hauptdolomit et les couches sous-jacentes et que d'autre part l'épaisseur du Hauptdolomit varie beaucoup d'un point à un autre, ce niveau manque même complètement sur une certaine longueur à l'E de l'Alp Murter. Ceci indique des mouvements différentiels importants entre les dolomites du Trias supérieur et les formations plus plastiques sous-jacentes.

Enfin, MM. Spitz et Dyhrenfurth font remarquer que dans la zone transversale, dans laquelle se produit l'infléxion brusque des plis du NE-SW au NW-SE, soit dans la région de l'Alp Murter et du Murtirol les éléments tectoniques sont affectés par un ensellement transversal prononcé.

Dans un chapitre suivant MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent la bordure des Alpes calcaires depuis la région au S de Zernez jusqu'au Val Trupschum. Le contact entre les formations calcaires et le Cristallin est de nouveau ici variable ; entre le Val Cluoza et le Val Verda il prend la forme d'une faille presque verticale, mettant en contact les couches de Raibl ou le Hauptdolomit avec divers éléments du Cristallin ; puis vers le Val Verda le plan de contact s'incline et prend la forme d'un plan de glissement, mais il se redresse de nouveau à partir de Sulsanna.

En second lieu, MM. Spitz et Dyhrenfurth étudient dans le même chapitre les plis inférieurs des Alpes calcaires, qui se développent sous la grande zone synclinale du Quadervals à partir du Val Verda vers l'O puis vers le S. Ils distinguent ainsi la zone anticlinale du Braulio formée essentiellement de Hauptdolomit, qui supporte directement le Rhétien et le Lias du Quadervals, puis la zone synclinale jurassique du Val Fraele, qui se suit par le versant droit du Val Trupschum et contourne le Piz d'Esen, pour se terminer entre les

Vals Torta et Mela, 3° la zone anticlinale de Trupschum, qui sépare dans le bas de la vallée de ce nom le Lias précité de celui des environs de Scanfs et qui comprend une série intensément laminée de Trias et même de Verrucano, enfin le synclinal de Scanfs. Ces plis tendent vers le S à se coucher toujours davantage vers l'extérieur et l'anticlinal de Trupschum prend absolument la forme d'une nappe, différant ainsi tout à fait de ce que M. Zœppritz avait supposé.

Le Hauptdolomit de l'anticlinal de Braulio repose presque directement, dans le versant S du Piz d'Esen, sur un synclinal de Tithonique marquant le cœur de la zone de Fraele. Plus loin, vers le SE, au Monte Saliente et à la Corna dei Cavalli, ont voit apparaître, au cœur de l'anticlinal, des formations du Trias moyen et inférieur, même du Verrucano, qui se présentent là avec diverses complications.

Continuant l'étude vers le S de l'anticlinal du Diavel et du synclinal de Quadervals, MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent d'abord la longue arête qui s'étend du Monte del Ferro vers le N jusqu'au Val del Gallo et qui est formée entièrement par les schistes rhétiens et liasiques du synclinal du Quadervals ; l'anticlinal du Diavel n'est conservé ici que sous forme de petits lambeaux de recouvrement, dont le plus important forme le sommet de la Cima del Paradiso. Plus à l'W, à la Cima del Seraglio, ce dernier pli est de nouveau conservé en proportion beaucoup plus considérable ; il est représenté par une puissante masse de Hauptdolomit, chevauchant sur le Rhétien et comportant plusieurs complications, entre autres un pli en retour accusé. Cet anticlinal du Diavel s'enracine ici dans la région de l'Alp Mora et du Giufplan, où il est séparé par un synclinal aigu de la série renversée permo-triasique du Piz d'Ora.

Dans le versant SW et S du Piz Murtaröl, du Monte Cornacchia et du Piz Schumbraida jusque près du Braulio, on suit facilement l'anticlinal du Braulio représenté par de puissantes assises de Hauptdolomit, chevauchant, souvent en discordance, sur les schistes du Val Fraele. Au S du Schumbraida, au Monte Solena et dans le Val Forcola le pli se complique par une imbrication et l'on voit apparaître une zone très compliquée d'écailles comprenant du Cristallin du Trias inférieur, des Couches de Raibl et du Hauptdolomit, en même temps que le plan de chevauchement principal est affecté par des plissements secondaires.

Le synclinal du Quadervals perd de son importance entre le Val Mora et le Braulio et est remplacé par plusieurs digi-

tations effilées. L'anticlinal du Diavel forme en majeure partie le groupe de montagnes s'étendant du Murtaröl à l'Umbrail, et est suivi au N par le synclinal de Mora; il est constitué essentiellement par du Hauptdolomit plongeant vers le N. Sur cette masse supratriasique se superposent, sur l'arête reliant le Murtaröl au Cornacchia, au sommet du Cucler, au Monte Forcola et au Passo dei Pastore, des lambeaux très tourmentés comprenant des roches cristallines, des couches de Raibl et du Trias supérieur, qui représentent évidemment ici l'équivalent des masses chevauchantes supérieures, signalées sur de grandes étendues au N de la route de l'Ofen. Des lambeaux analogues sont enfoncés dans la zone synclinale de Mora, au N du Monte Forcola et du Piz del Lai. Un autre, particulièrement important, forme la région culminante du Piz Lad et du Piz Chazfora.

Tous les éléments tectoniques tendent à prendre dans cette région une direction W-E et même WSW-ENE.

Revenant finalement au massif du Chavalatsch, MM. Spitz et Dyhrenfurth cherchent à y préciser la limite entre la masse cristalline de base et la masse cristalline chevauchante de la nappe du Münstertal. Cette limite est bien marquée dans le versant N du massif par une zone de Verrucano et et de Trias qui, prolongeant les mêmes formations du versant N du Piz Lad, se suit depuis le Val Muranza jusqu'au Chavalatsch. Plus au S cette limite paraît être marquée par une mince zone calcaire, passant au S du Piz da Val Granda, puis par le versant occidental du Piz Minschuns. Le plan de contact entre les deux grandes unités tectoniques est compliqué ici par la confluence des trois ensellements de l'Ofen, de Mora et du Chavalatsch.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont étudié que, pour ainsi dire, en passant la bande de formations cristallines qui bordent au NW les Alpes calcaires, depuis la région de Scanfs jusqu'à celle d'Ardez. Ils n'ont décrit aussi que de façon sommaire la zone de schistes lustrés qui s'étend au S de l'Inn entre le Val Sampuoir et les gorges de la Clemgia. La tectonique de cette zone peut se ramener à celle d'une voûte un peu déjetée au NW, à la formation de laquelle prennent part de bas en haut : 1° un complexe de schistes injectés; 2° des roches diabasiques-serpentineuses; 3° des schistes lustrés, et sur laquelle chevauche la base de la nappe de Silvretta.

La dernière partie du volume de MM. Spitz et Dyhrenfurth donne une synthèse des multiples observations faites par ces

deux savants et les principales conclusions qui découlent de celles-ci.

Sur une vaste masse cristalline qui s'étend du Münstertal au Piz Sesvenna et que MM. Spitz et Dyhrenfurth appellent la base est superposée une série sédimentaire comprenant du Verrucano, du Trias inférieur et moyen jusqu'aux couches de Raibl et, par places, du Hauptdolomit. Cette série, qui a été en grande partie érodée, est disposée en plis couchés au NW, qui sont particulièrement développés de part et d'autre de la route de l'Ofen depuis le Münstertal jusqu'au Val Minger et au Val Cluoza. Souvent le Cristallin forme le cœur de ces anticlinaux ; il montre du reste de nombreux signes de dislocations internes. Sur cet ensemble de plis s'appuie en discordance évidente une sorte de nappe constituée essentiellement par le Hauptdolomit, mais comprenant aussi du Rhétien, du Lias et du Jurassique supérieur. Cette masse chevauchante ne paraît pas être simple, elle comporte des imbrications et des replis ; le Hauptdolomit y présente à divers endroits des fronts de plis nettement tournés vers le NW.

Le pli le plus externe de la couverture sédimentaire de la base, qui s'individualise d'abord nettement au Piz d'Ivraina, s'incurve dans la région du Val Cluoza, de façon à prendre une direction NW-SE et devient alors l'anticlinal du Diavel. Les faisceaux plus internes subissent tous une incurvation analogue, à peu près suivant la ligne de l'Ofen ; en même temps, grâce à l'élévation de leurs axes, ils sont devenus en grande partie la proie de l'érosion, en sorte qu'ils se confondent tous dans la masse uniforme de Verrucano du Piz Turettas. L'anticlinal du Diavel et le synclinal du Quadervals qui le supporte se suivent depuis le Piz Terza et le Piz Quadervals, jusqu'au Piz Schumbraida. A l'extérieur de ces plis se développent encore l'anticlinal du Braulio et le synclinal de Fraele, qui s'individualisent dans le versant N du Piz d'Esen et se suivent de là vers le SE jusqu'à la ligne du Braulio et de l'Umbrail. Le contact entre ce synclinal et cet anticlinal implique un chevauchement très net du second sur le premier, avec suppression presque complète du jambage renversé. Vers l'E, entre le Monte Solena et le Braulio, le chevauchement se complique d'une part par l'apparition de termes de plus en plus anciens jusqu'au Cristallin, d'autre part par une imbrication qui implique plusieurs chevauchements superposés. Entre le Braulio et le Stilfserjoch l'anticlinal ne comporte plus qu'une puissante masse cristalline

séparant les dolomites de l'Umbrail des formations sédimentaires de la Bocchetta di Braulio.

Les plis de la couverture sédimentaire de la base cristalline du Münstertal sont couverts en de nombreux points par des lambeaux d'une masse chevauchante, ainsi au Piz Urtiola, au Piz Starler et au Piz Cotschen, au Piz Minschuns, puis au S du Münstertal, au Piz Lad et au Piz Chazfora, au Monte Forcola et au Piz Murtaröl. Cette masse comprend vers l'intérieur surtout des roches cristallines, vers l'extérieur, en particulier au Murtaröl, surtout du Trias et spécialement du Hauptdolomit. Son plan de recouvrement est trés accidenté et semble être en connexion avec la formation par places de plis en retour dans le soubassement.

On retrouve des lambeaux d'une nappe chevauchante à base cristalline dans la région NE du territoire étudié, soit au Rassassergrat, au Piz Cornet et dans le massif de Lischanna. Cette nappe se superpose au complexe supérieur (Oberbau) de ces régions, mais plus on va vers l'est, plus on trouve les séries sous-jacentes réduites par laminage, en même temps que la tectonique prend des allures de plus en plus imbriquées. Cette nappe est celle du Schlinig.

Du côté du NW les Alpes calcaires de la Basse-Engadine sont limitées par un plan de dislocation, dont le caractère varie beaucoup, prenant tantôt la forme d'un plan de chevauchement, tantôt celui d'une faille presque verticale qui coupe obliquement les zones tectoniques du Cristallin. Celui-ci, qui fait partie de la même unité que le Cristallin de Silvretta, comporte de multiples complications ; il chevauche visiblement sur les Schistes de la Basse-Engadine. Ces derniers dessinent dans leur ensemble, au S d'Ardez et de Schuls, une voûte dont le cœur est formé de schistes injectés, et dont les deux jambages comprennent d'abord une zone de serpentines, puis des Schistes lustrés.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont, pour finir, donné leur interprétation des faits observés. En se basant sur l'orientation des nombreuses charnières qu'ils ont pu observer, ils considèrent comme démontré que les plis étudiés dessinent dans leur ensemble un vaste demi-cercle ouvert à l'E et que, sauf quelques plis en retour d'importance secondaire, ils sont déversés vers l'extérieur de ce demi-cercle. Cette configuration implique une poussée E-W.

En se basant sur les relations qui existent entre les plis de de la couverture sédimentaire de la nappe de base, les dislocations du complexe triasique chevauchant (Oberbau) et

celles des lambeaux cristallins de la nappe du Münstertal, les auteurs admettent que toutes ces dislocations correspondent à une même phase tectonique, pendant laquelle la nappe du Münstertal, poussant sur son avant-pays, a décollé les formations mésozoïques qui se trouvaient devant elle, les a entraînées sous et devant son front et les a jetées sur les formations de même âge plus externes, qui elles-mêmes se plissaient en même temps et sous l'effet des mêmes poussées. Ainsi s'expliqueraient d'abord la superposition souvent directe des lambeaux de recouvrement cristallins sur le Trias moyen, puis l'accumulation du Trias supérieur dans la zone externe des Alpes calcaires et la superposition discordante dans cette région d'une série mésozoïque sur une autre. Ainsi s'expliquent aussi les nombreuses complications qui existent dans la zone de contact entre la nappe de base et la nappe du Münstertal, en particulier les plis en retour de la première et les multiples imbrications qui sont visibles soit dans l'une, soit dans l'autre.

Passant ensuite à l'étude de la nappe du Schlinigg, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent que celle-ci a agi sur son soubassement comme la nappe du Münstertal, mais avec plus d'intensité encore, déterminant des décollements, des déchirements et des entraînements avec imbrications et accumulations locales jusque dans la couverture sédimentaire de la nappe de base. Cette nappe du Schlinig a dû subir aussi une poussée principale E-W. Quant à ses relations avec la nappe du Münstertal elles ne sont pas claires, car on ne trouve nulle part la superposition évidente de ces deux unités ; MM. Spitz et Dyhrenfurth admettent pourtant que la nappe du Schlinig représente l'élément tectonique le plus élevé de cette région et qu'elle a fonctionné comme un véritable traîneau écraseur sur tous les éléments sous-jacents.

MM. Spitz et Dyhrenfurth résument ensuite les caractères de la bordure NW de la région dolomitique de la Basse-Engadine. Ils insistent sur le décollement général du Trias qu'on y observe et qui fait qu'il y a partout discordance de plissement entre ce Trias et son soubassement de Verrucano et de Cristallin. Ils montrent en outre qu'au-dessus de ce plan de décollement principal il y en a une série d'autres moins généralisés, mais produisant sous une forme plus limitée des effets analogues. Quant à la limite même de la région dolomitique vers le NW, où l'on constate tantôt un plan de glissement peu incliné, tantôt un plan de contact mécanique fortement redressé, prenant l'aspect d'une faille, les auteurs

reconnaissent n'en avoir pas trouvé une explication absolument satisfaisante ; ils admettent d'une part comme possible la conjonction d'un plan de glissement et d'une faille, ou bien l'existence d'un plan de glissement seul, mais possédant des inclinaisons variables. Ce qui frappe c'est que ce plan de glissement serait à peu près indépendant de l'incurvation générale de tous les éléments tectoniques du SW au SE.

MM. Spitz et Dyhrenfurth reconnaissent n'être pas arrivés à une solution claire de la tectonique du massif cristallin du Piz Nuna, mais un fait est certain c'est que ce massif fait partie de la masse cristalline de Silvretta, qui est ainsi incontestablement le soubassement des dolomites de la Basse-Engadine.

A propos de la région des Schistes Lustrés au S de Schuls et d'Ardez, MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent par attribuer à une période antérieure au Trias les schistes injectés qui forment ici le cœur d'une vaste voûte ; puis ils montrent que les roches basiques qui viennent au-dessus sont intimement liées aux Schistes Lustrés, qu'elles ont métamorphisés et dans lesquels elles s'intercalent soit sous forme d'intrusions, soit sous forme de nappes d'épanchement.

En résumé, l'élément dominant dans la tectonique de la région considérée est la nappe du Schlinig, qui, en poussant de l'E à l'W, a entraîné sous elle la nappe du Münstertal et a provoqué les multiples dislocations de la région dolomitique. La grande difficulté du problème est l'explication de la forme en demi-cercle fermé à l'W qu'ont prise tous les plis. On peut chercher cette explication dans l'hypothèse de plusieurs phases de dislocation en relation avec des poussées se traduisant dans des directions différentes. On pourrait supposer aussi un massif de résistance s'opposant à la poussée dans la région SW, mais ni l'une ni l'autre des solutions n'est absolument satisfaisante.

Comme complément à l'exposé de leurs propres conclusions, MM. Spitz et Dyhrenfurth rappellent, en les soumettant à la critique, les observations faites et les conclusions tirées par les divers auteurs qui se sont occupés de la région considérée pendant ces dernières années, en particulier par Rothpletz, Schiller, Zœppritz, Hammer, Termier, Schlagintweit ; ils soutiennent le point de vue qu'aucun des arguments mis en avant en faveur de l'idée d'une poussée S-N ne tient devant l'étude détaillée du territoire compris entre l'Inn et l'Ortler. Ils se rallient avec la plupart des géologues à la définition de la région des Schistes lustrés de la Basse-Enga-

dine comme une fenêtre ouverte dans le corps de la nappe de Silvretta. Ils réfutent longuement l'hypothèse soutenue d'abord par M. Schardt, puis par MM. Zyndel et Trümpy d'une superposition de la masse cristalline de Silvretta sur les dolomites de la Basse-Engadine et maintiennent que le Cristallin de la nappe de Silvretta est au contraire le soubassement du Trias de la Basse-Engadine.

MM. Spitz et Dyhrenfurth font aussi une critique serrée de l'interprétation de la tectonique générale des Grisons donnée par MM. Steinmann et Paulcke et montrent que les profils admis par ces auteurs et comportant un prolongement jusque dans la Basse-Engadine des nappes préalpine et rhétique sont purement schématiques. Dans la région de la fenêtre de la Basse-Engadine qu'ont étudiée MM. Spitz et Dyhrenfurth, on ne trouve sous la nappe de Silvretta qu'une seule unité tectonique, qui comprend les schistes injectés, les roches ophiolithiques et les Schistes lustrés.

Enfin, en terminant, MM. Spitz et Dyhrenfurth insistent sur les conséquences que pourra avoir pour la compréhension de la tectonique générale de la région intermédiaire entre les Alpes occidentales et orientales la démonstration qu'ils estiment avoir apportée d'une poussée considérable et étendue des nappes austro-alpines de l'E vers l'W.

QUATRIÈME PARTIE — **STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE**

Jurassique.

M. Ed. Gerber (**70**) a recueilli dans le Rhétien de la vallée de Lauterbrunnen (Zwischenbildungen) une faune comprenant *Myophoria ewaldi* Born., *M. depressa* Moore, *Avicula contorta* Port., *Cardita austriaca* Hauer., *Leda percaudata* Gümbel, *L. deffneri* O et S, *Gervillia præcursor* Qu., *Corbula alpina* Winkler.

M. Ed. Gerber (**71**) ayant constaté la très grande analogie qui existe entre les calcaires clairs, oolithiques, de la base du Lias dans la série du Stockhorn et du Ganterist d'une part, et les calcaires fossilifères de Bodmi et de Zettenalp, au N du lac de Thoune, d'autre part, a soumis à une revision les fossiles provenant de ces deux derniers gisements. Il a pu déterminer ainsi de façon précise trente-trois espèces, appartenant pour la plupart aux lamellibranches anisomyaires (pectinidés, limidés, ostréidés, aviculidés, mytilidés). De ces