

IIIe partie, Tectonique : descriptions régionales

Autor(en): **[s.n.]**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **16 (1920-1922)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-157928>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Le rapport de M. DE QUERVAIN qui concerne l'activité séismique en Suisse pendant l'année 1916 nous montre que cette activité a été remarquablement faible, 26 macroséismes seulement ayant été enregistrés.

Les faits les plus intéressants à signaler sont:

La région d'Aarberg-Lyss a été affectée successivement le 1^{er} et le 9 janvier, puis le 25 février par trois macroséismes dont le plus important a été le second. Celui-ci a atteint le degré d'intensité 6 et a été ressenti jusqu'à Berne, Laupen, le Landeron, Bienne.

Tandis que les Grisons sont restés remarquablement stables, le Tessin a subi six tremblements de terre, dont deux le 17 mai et deux le 16 août. Ces quatre secousses sont certainement en relation avec des séismes, dont le centre se trouvait en Italie, dans la région de Rimini.

Le territoire de Zurich a comporté dans la seconde moitié de 1916 un regain de séismicité, marqué par trois secousses, les 17 et 22 juillet et le 7 novembre. La plus importante a été celle du 17 juillet, dont l'épicentre a dû correspondre à-peu-près avec la ville de Zurich et qui a été ressentie dans un rayon de 25 km. autour de la ville. Il est intéressant de constater que les effets les plus marqués ont été signalés sur la chaîne jurassienne du Lägern, tout-à-fait en dehors de l'épicentre, ce qui semble prouver que les couches molassiques contribuent à amortir rapidement l'ébranlement. —

M. de Quervain décrit aussi un séisme qui, le 1^{er} mars 1916, a affecté le Jura français et suisse et s'est fait sentir jusque dans le bassin du Léman, la vallée de la Broye et le Mittelland bernois.

En terminant l'auteur donne quelques renseignements sur les effets pseudosismiques qu'a produits le 28 juillet 1915 l'explosion d'un gros météore au-dessus de la Suisse centrale. —

III^e PARTIE. — Tectonique. Descriptions régionales.

Jura et Plateau molassique.

M. CHR. SPRECHER (49) a repris l'étude détaillée de la grande cassure transversale, qui coupe les chaînes du Jura de Mollens, au SE du Mont Tendre, au coude du Doubs au N de Pontarlier.

L'auteur commence par montrer que l'anticlinal du Mont Tendre est tronçonné à partir de la longitude de Mollens par

deux synclinaux transversaux, remplis de Valangien, l'un suivant la combe de la Verrière, l'autre passant par le Grand Chardevax. Entre ces deux synclinaux s'élève le môle portlandien du Châtel allongé du S au N et limité à l'W par une faille; à l'E du Grand Chardevax l'anticlinal du Mont Tendre réapparaît avec une hauteur réduite, mais une direction à-peu-près normale jusque dans le vallon de Romainmôtier. Cette zone est donc visiblement affectée par des plissements croisés, qui ont donné lieu à de multiples complications de détail.

Le bassin de Vaultion est expliqué par M. Sprecher comme produit par une conjonction de la zone synclinale de Croset avec les deux synclinaux transversaux de la Verrière et du Nozon.

L'anticlinal suivant, celui des Grands Mollards n'est pour ainsi dire pas affecté par le synclinal transversal de la Verrière, par contre il subit dans la région du Molendruz une déviation brusque au N et suit cette direction jusqu'à la Dent de Vaultion, où il s'infléchit de nouveau, de façon à reprendre au SW de Vallorbe une direction à-peu-près normale. Entre le Molendruz et le bassin de Vallorbe cette partie arquée de l'anticlinal est à la fois surélevée et rétrécie; elle tend en outre à se déverser fortement vers l'extérieur sur le synclinal de la vallée de Joux. Ce chevauchement du jambage externe commence un peu au N du Molendruz avec une fracture transversale très importante; il a déterminé un amincissement très fort de la série supra-jurassique, au point que le Bajocien du cœur du pli n'est séparé de l'Urgonien du synclinal que par une zone étroite et discontinue d'Argovien et de Séquanien. Au S de Vallorbe l'anticlinal est coupé par un décrochement transversal, dirigé du NW au SE, suivant lequel son prolongement, la Montagne de Graty, est rejeté de plus d'un kilomètre au SE; aux abords du décrochement la direction des couches s'infléchit de part et d'autre de façon à se rapprocher de celle du plan de dislocation; le fait est particulièrement net dans la partie occidentale de la Montagne de Graty. Plus loin au contraire l'anticlinal, qui forme le Suchet, reprend une direction normale.

M. Sprecher décrit ensuite le synclinal de la Vallée de Joux, qui s'écrase brusquement vers le Pont sous la poussée au NW de l'anticlinal précédent et qui paraît s'enfoncer dans la même région entre deux fractures, cet enfoncement pouvant être mis en relation avec le synclinal transversal de la Verrière, qui se manifesterait jusqu'ici. A l'E du grand décrochement transversal ce synclinal se suit par les gorges de la Jougnez et Ballaigues jusque vers Baulmes.

L'anticlinal suivant au N, formé de Portlandien, borde le lac de Joux jusqu'au Pont; il disparaît ensuite, puis se montre de nouveau vers la gare de Vallorbe sous la forme d'une voûte hauterivienne. Son prolongement à l'E du grand décrochement forme la chaîne des Cernys et du Suchet; son axe s'élève ici très rapidement; d'autre part ce prolongement est décroché au N, la valeur du décrochement atteignant près de 3 km. dans le jambage externe.

Le synclinal qui sépare ce pli du grand anticlinal du Risoux passe par le Lieu et le Lac des Brenets; dans la région au NE de Vallorbe on le voit s'enfoncer profondément au NE sous l'anticlinal suivant qui le chevauche; ce chevauchement est très visible entre Vallorbe et les Valins; il se continue vers l'E dans le synclinal d'Entre les Fours, où le Portlandien du jambage septentrional entre en contact direct avec l'Urgonien du cœur du synclinal. Entre le synclinal du Lieu et celui d'Entre les Fours, qui sont certainement deux tronçons d'un même pli, le décrochement transversal prend plutôt la forme d'une flexure.

La grande zone anticlinale du Risoux, qui suit vers le NW, se modifie rapidement en s'approchant de la grande dislocation transversale; son jambage SE se déverse largement sur le synclinal précédent, de façon à former un pli individualisé; en même temps il est dévié, d'abord faiblement, puis brusquement, de façon à prendre une direction S—N dans l'axe de la grande dislocation transversale; au-delà de celle-ci vers l'E il se prolonge dans une voûte portlandienne chevauchant au S sur le synclinal d'Entre les Fours, qui ne tarde pas à s'amortir. Ici la grande dislocation transversale prend donc encore la forme d'une flexure.

Dans l'axe de la zone anticlinale du Risoux un large synclinal médian peu profond se creuse; le jambage N s'individualise ainsi en un anticlinal distinct déjeté au N, qui passe au Mont d'Or, puis est rompu par la grande fracture transversale et se retrouve vers l'E dans la Montagne de la Fiacre; le décrochement au N de cette dernière partie du pli atteint 2300 m.; en outre la région orientale de l'anticlinal s'est affaissée de plus de 300 m.

La zone synclinale de Mouthe-Metabief, brusquement élargie près de Mouthe par un décrochement transversal de son jambage N, comprend en réalité deux synclinaux urgoniens, séparés par une voûte surbaissée d'Hauterivien; décrochée par la grande dislocation transversale, elle prend, au-delà de celle-ci vers l'E, un tout autre caractère: son synclinal S, passe par Hôpitaux Vieux, où il est réduit à une étroite zone

de Portlandien et de Valangien, puis il s'élargit brusquement, de façon à former le bassin de l'Auberson. Celui-ci est rétréci vers l'E par un décrochement transversal de son jambage septentrional.

L'anticlinal médian de la zone synclinale de Métabief s'accroît fortement à l'E du grand décrochement Pontarlier-Vallorbe, de façon à s'ouvrir jusqu'à l'Argovien au Crêt du Vourbey; son prolongement au NE est décroché au SE suivant la même fracture qui provoque le rétrécissement du synclinal de l'Auberson. Le synclinal N de la même zone se continue au NE vers les Fourgs, puis aux Bourquins, près desquels il est affecté comme l'anticlinal précédent par un décrochement.

La zone anticlinale suivante, qui comprend la voûte des Maisons du Bois, celle de Malbuisson et le Mont des Verrières, est divisée en trois tronçons. Le premier commence au SE avec le décrochement transversal de Mouthe et se termine avec le synclinal oblique, dirigé de l'W à l'E, de Saint Antoine; le second tronçon, qui relaie le premier, aboutit à la grande dislocation transversale; le troisième, qui s'étend de la Gauffre au Mont des Verrières est décroché de 3 km. au N relativement au second, ce décrochement se faisant en partie par fracture, en partie par flexure. Dans cette zone anticlinale la dislocation transversale de Pontarlier-Vallorbe détermine, contrairement à ce qui se passait plus au S, mais conformément à ce qui se présente plus au N, un relèvement des éléments à l'E.

Le synclinal de Remoray-Saint Point-les Verrières présente des signes évidents de compressions agissant dans le sens de l'axe; ce sont des digitations obliques qu'il envoie dans les zones anticlinales voisines et des ensellements transversaux très marqués; dans le plan de la grande dislocation transversale les formations crétaciques de ce synclinal sont réduites presque à rien.

La zone anticlinale suivante est tronçonnée par trois synclinaux obliques en plusieurs tronçons, qui ont été en partie déviés et ne se placent pas dans le prolongement les uns des autres; elle comprend l'anticlinal de Crêt Mathiez-Sarrasin, celui de la Pierre-qui-tourne et celui du Crossat, qui représente le prolongement, décroché au S, du Larmont.

M. Sprecher décrit ensuite beaucoup plus sommairement les plis qui suivent vers le N jusqu'au Drugeon; ici le raccord entre les éléments situés à l'W. du décrochement principal et leur prolongement à l'E n'a pu être établi avec certitude, mais on peut se convaincre que l'importance du rejet horizontal décroît rapidement vers le N.

Dans le chapitre suivant M. Sprecher cherche à définir les forces qui sont entrées en jeu dans la formation des décrochements transversaux du Jura. Il admet que, par suite de l'enfoncement des formations jurassiennes dans l'arc concave des massifs hercyniens, il s'est développé dans les premières des pressions longitudinales, qu'en outre la résistance qu'ont opposé à l'incurvation les plis rigides naissants du Jura a suscité des forces rayonnantes et que ces pressions longitudinales et ces forces rayonnantes ont coopéré avec l'effort tangentiel dans la genèse des décrochements et de la tectonique jurassienne en général. M. Sprecher remarque que toutes les dislocations transversales affectent surtout les chaînes internes dans le tronçon longitudinal moyen du Jura, où elles sont régulièrement espacées, qu'elles comportent toujours un rejet au N de leur lèvre orientale et qu'elles convergent vers le bord interne de la chaîne; dans le décrochement de Mollens-Pontarlier des signes de compression longitudinale apparaissent clairement et s'accroissent du N au S. Tous ces faits s'expliquent par l'intervention des trois catégories de forces indiquées ci-dessus. —

Dans la partie de la grande dislocation transversale de Mollens-Pontarlier qui se trouve au S de l'Orbe les caractères essentiels résident d'une part dans le fait que le rejet horizontal s'est fait par inflexion des plis, d'autre part dans l'existence de plis transversaux, dirigés S—N et déterminés par des pressions longitudinales. Le principal de ces plis transversaux, celui de Châtel-Molendruz-Dent de Vaulion opposant sa rigidité à l'effort tangentiel S—N a pénétré en éperon dans le synclinal des Brenets-Vallorbe et a été la principale cause des multiples complications qui interviennent dans celui-ci.

Entre Vallorbe et Pontarlier la grande dislocation transversale prend la forme d'une fracture, mais celle-ci se place exactement dans le prolongement de l'anticlinal transversal de Châtel-Molendruz; de plus elle est accompagnée de plis transversaux, le synclinal de Fontaine Ronde et le synclinal des Tavins; il n'y a pour l'auteur aucun doute que fracture et plissements transversaux sont dus à une même cause, la pression longitudinale. Le rejet horizontal le long de la fracture atteint 2800 m. dans le jambage S de l'anticlinal méridional du Risoux; il est encore de 2200 m. entre le Crossat et la Montagne de la Fiacre, puis il décroît rapidement vers le N. A ce propos M. Sprecher se demande si ce rejet est absolument réel et si on ne pourrait pas admettre que localement les axes de plis se sont lentement déplacés du S au N à la façon des crêtes des vagues. Ce roulement des plis se faisant

inégalement de part et d'autre de la fracture pourrait donner lieu à un rejet apparent.

La fracture transversale comporte en outre entre Vallorbe et le Mont Miroir un affaissement important de sa lèvre orientale, tandis que plus au N c'est plutôt le rejet inverse qui se produit.

Après avoir décrit diverses particularités observées dans le plan de la grande dislocation transversale, M. Sprecher montre que tout indique que le décrochement correspond à une poussée au N relativement plus forte de sa lèvre orientale. Il fait ressortir le contraste tranché qui existe entre le territoire du Mont Tendre et du Risoux, dans lequel les plis sont remarquablement continus et droits et la région située directement à l'E, dont Vaulion est le centre, dans laquelle apparaissent des plis croisés, dus à l'action combinée de l'effort tangentiel principal et de la poussée longitudinale. A ce propos M. Sprecher s'efforce de démontrer que la poussée longitudinale a créé dès le début du plissement des plis transversaux qui sont devenus pour le principal plissement des points de résistance; il n'admet pas que les directions si irrégulières que suivent les plis autour du bassin de Vaulion puissent être simplement le fait de la déviation d'anticlinaux préexistants. M. Sprecher insiste aussi sur le fait que les anticlinaux du Mont Tendre et des Grands Mollards s'éteignent rapidement vers l'E à partir de la grande dislocation transversale, et sont pour ainsi dire relayés par l'anticlinal du lac de Joux-Suchet, qui prend au contraire brusquement une grande importance à l'E de la dislocation. Ce relayement constitue un décrochement d'un genre spécial.

Dans les chaînes plus externes le rejet horizontal a perdu de son ampleur dans le plan même du décrochement, mais par contre les contre-coups de la dislocation transversale se sont répercutés bien plus loin de ce plan, jusqu'à Mouthe d'une part, jusqu'à la Vraconne de l'autre, déterminant de nombreuses irrégularités, dont les plus caractéristiques sont les plis transversaux et les inflexions des plis longitudinaux.

M. Sprecher montre que le décrochement de Mollens-Vallorbe se place dans le prolongement de la faille de Vergasse étudiée par M. Kilian, qui en attribuait l'origine à la présence dans le soubassement des formations mésozoïques de plis hercyniens dirigés S—N; cette explication pourrait s'étendre au décrochement de Mollens-Pontarlier.

Parlant de l'âge de la grande dislocation transversale, M. Sprecher commence par établir que non seulement toutes

les parties de cette dislocation doivent dater de la même phase orogénique, mais encore que toutes les dislocations transversales du Jura doivent être contemporaines. Ce point étant fixé, il montre que les plissements transversaux qui affectent la région S de la dislocation de Mollens-Pontarlier ont dû commencer à se développer dès la naissance des plis longitudinaux. Toutes les complications qui accompagnent le décrochement transversal, flexures, inflexions de plis et relayements, dissymétrie des plis de part et d'autre de la fracture, tendent à prouver que la pression longitudinale qui a été la cause déterminante de la dislocation transversale, a commencé à agir très peu après la poussée S—N et a continué son action aussi longtemps que s'est fait sentir l'effort tangentiel principal.

En terminant M. Sprecher établit une comparaison entre la dislocation transversale de Mollens-Pontarlier est celle de Sachs-Schwendi dans le Säntis; il montre que la première diffère de la seconde par le caractère beaucoup moins franc de la fracture et par l'adjonction de complications diverses dont la plus importante consiste dans les plissements transversaux. Ces différences s'expliquent fort bien par la différence absolue des causes déterminantes. L'auteur fait, à ce propos, une critique de la notice que M. Alb. Heim a consacrée aux décrochements transversaux du Jura, et conteste particulièrement ses conclusions. Les raccords établis par M. Heim pour les plis à l'W et à l'E de la dislocation transversale ne sont pas justes et le rejet horizontal supposé est énormément exagéré. L'étirement des plis internes du Jura que M. Heim croit pouvoir admettre, ne s'est en réalité pas produit; il y a eu au contraire compression longitudinale et celle-ci, qui a contribué à la formation des dislocations transversales, a débuté dès la première phase du ridement.

Enfin M. Sprecher publie la liste des espèces fossiles qui ont été trouvées dans les divers étages du Crétacique et du Jurassique supérieur et moyen d'après des déterminations faites par M. L. ROLLIER.

Pour être complet j'ajoute que la description de M. Sprecher est complétée par une carte tectonique au 1:100000 et par une planche de profils.

M. A. JEANNET (47) a récolté au Walten près de Läuelfingen dans des marnes dolomitiques, situées à la base du calcaire à *C. nodosus* plusieurs échantillons de *C. nodosus* et *C. evolutus*. Il a constaté d'autre part près de Wisen, à l'E de Läuelfingen, l'existence de trois écailles de Keuper et de Lias, qui correspondent aux écailles triasiques du Hauenstein. Le

Lias présente ici des caractères analogues à ceux du Lias des environs de Sissach.

J'ai déjà analysé dans les précédentes revues à plusieurs reprises des publications de M. A. Buxtorf, consacrées à la géologie de la **chaîne du Grenchenberg**. Cela me permet de ne citer ici que brièvement un rapport rédigé sur ce même sujet par MM. A. BUXTORF et A. TRÆSCH (46).

Après avoir montré les multiples complications tectoniques qu'à révélées le forage du tunnel de Moûtier-Granges, dont la plus considérable consiste dans le recouvrement d'un anticlinal profond par un pli chevauchant sur toute la largeur de la chaîne jusqu'au synclinal du Chaluet, les auteurs traitent des conditions hydrographiques constatées dans le tunnel; ils montrent en particulier le rôle que jouent comme niveaux aquifères les calcaires du Kimmeridgien et du Séquanien et ceux du Hauptrogenstein.

MM. Buxtorf et Troesch rendent aussi sommairement compte des observations faites sur la géothermie du tunnel et terminent par quelques remarques sur les tremblements de terre locaux, qui, en 1913, ont ébranlé assez violemment la région de Granges et qui doivent probablement être résultats de la remise en jeu de tensions orogéniques à la suite de la vidange des eaux d'infiltration que détermina le forage du jambage séquanien-kimmeridgien. —

M. A. BUXTORF (45) a, d'autre part, rappelé dans une courte notice les observations que le forage du nouveau tunnel du Hauenstein a permis de faire sur la tectonique de cette chaîne. Cette publication est en somme la répétition de notices antérieures du même auteur. —

A la suite d'une entente intervenue entre les services géologiques de la Suisse et de l'Etat de Baden, M. F. SCHALCH a publié en 1916 une carte à grande échelle de la région du **Randen** et du **Klettgau** avec les territoires voisins de l'Etat de Baden au N et à l'W. Il a donné un commentaire stratigraphique de cette carte assez développé (48).

Il commence par décrire les formations triasiques, dont le terme le plus ancien, ici comme ailleurs dans le Jura est le Trias moyen. Celui-ci débute par des couches d'anhydrite ou de gypse et comprend ensuite des alternances de dolomites, de cornieules et de marnes plus ou moins dolomitiques, ayant une épaisseur de 15 à 20 m. Le forage d'un puits près de Siblingen a permis d'établir une bonne coupe de ce terrain dont les affleurements sont rares.

Le **Muschelkalk** supérieur comprend de bas en haut:

1° Calcaire en gros bancs, partiellement oolithique, contenant des bancs de silex (8 m.).

2° Calcaire échinodermique à *Enocrinus liliiformis*, contenant aussi *Pentacr. dubius*, *Cid. grandaeva*, *Ter. vulgaris*, *Myt. eduliformis* et *Gerv. socialis* (8—9 m.).

3° Calcaire plaqueté à grain fin, contenant des Pemphyx (5—7 m.).

4° Calcaires brisants inférieurs (11—12 m.).

5° Calcaires oolithiques riches en fossiles (*Myt. eduliformis*, *Myoph. vulgaris*, *M. ovata*, *M. elegans* etc.) (3—7 m.).

6° Calcaires brisants supérieurs (2—3 m.).

7° Dolomites gris, jaunes et rouges à *Trigònodus sandbergeri*, *Gerv. costata*, *Myoph. goldfussi* etc., caractérisés par les grosses concrétions de limonite qu'ils contiennent (15 m.).

Dans le **Keuper** le niveau inférieur de la Lettenkohle fait défaut, à l'exception du Grenzdolomit qui apparaît directement sur le Trigònodusdolomit, avec une épaisseur d'1—1,5 m., et qui contient, outre la faune de mollusques habituelle à ce niveau, des restes abondants d'os et d'écaillés de poissons.

Le Keuper moyen est formé en majeure partie du Gypskeuper, épais de 140 m., qui comprend des alternances de marnes diverses et de gypse et dont les coupes varient beaucoup dans le détail; on y distingue pourtant deux niveaux caractéristiques: l'un près de la base, constitué par une lumachelle dolomitique à *Mytilus*, l'autre, près de la limite supérieure, quartzitique et contenant des *Gervillia*; ce dernier sépare le Gypskeuper proprement dit des marnes à esthéries de Weigelin.

Ces marnes à esthéries supportent le Schilfsandstein, grès plus compact vers le bas, plus riche en éléments argileux et en mica vers le haut, coloré en vert ou en rouge et contenant des débris végétaux: *Pterophyllum jaegeri*, et des débris de reptiles: *Mastodonsaurus jaegeri*. Son épaisseur, très variable, peut aller jusqu'à 12 m. —

Ensuite vient un nouveau complexe marneux, qui se divise d'après la nature des marnes en: marnes bigarrées inférieures (4 m.), marnes dures (2 m.) et marnes bigarrées supérieures (6 m.). Puis le Keuper se termine par un banc de grès polygénique, le Stubensandstein, et par des marnes grumeleuses, violacées et rosées, s'enrichissant en calcaire vers le haut et épaisses de 5 à 15 m. — Le Keuper supérieur fait ici défaut.

Dans le **Lias** l'Hettangien est représenté par une série peu épaisse de marnes schisteuses, dans laquelle se détache deux

bancs calcaires, l'un à *Psiloceras johnstoni*, l'autre riche en Cardinies. Sur cette base se superposent les niveaux suivants:

1^o Calcaires échinodermiques en bancs séparés par des lits marneux, renfermant à profusion *Gr. arcuata* avec de grands Arietites, des Nautilus, *Bel. acutus*, *Pentacr. tuberculatus* (Arientenkalk, 2 m.).

2^o Des argiles foncées à *Aster. obtusum* (8—10 m.).

3^o Calcaire marneux et gréseux avec *Gr. obliqua*, *Ophioc. raricostatum*, *Oryzol. orynotum* (0,5 m.).

4^o Alternances de marnes et de marnocalcaires représentant les zones à *Deroc. davoei* et à *Amal. spinatus*.

5^o Schistes noirs argileux et marneux à Posidonies, dans lesquels s'intercalent trois bancs de calcaire bitumineux. Le tout est épais d'une dizaine de mètres. Ces couches contiennent de nombreux fossiles, parmi lesquels *Pos. bronni* est l'espèce la plus fréquente; *Dactyl. commune* et *Harpoc. lythense* caractérisent le niveau supérieur.

6^o Marnes grises à *Gram. radians* et *Lytoc. jurense*.

Le **Dogger** se subdivise comme suit:

1^o Argiles foncées contenant *Pos. suessi*, *Lioc. opalinum*, *Lyt. torulosum*, épaisses de 100 m. et contenant près de leur limite supérieure des bancs minces de calcaires à *Pentacr. württembergicus*.

2^o Un banc mince de calcaire oolithique à *Ludw. murchisonae* surmonté de 3 m. d'argiles à géodes de limonite (3—4 m.).

3^o Des marnes schisteuses et brisantes comportant à leur base quelques bancs minces oolitiques, avec *Son. sowerbyi* (2—3 m.).

4^o Des marnes et des calcaires marneux, bleuâtres, pauvres en fossiles, avec de nombreuses traces de *Cancel. scoparius* (4—5 m.).

5^o Des alternances de marnes grises et de calcaires en général oolithiques avec *Bel. giganteus*, *Steph. humphriesi*, *St. blagdeni* etc. (4—5 m.). Ce niveau se termine par un banc oolithique à *Park. garanti* et *P. subjurcata*.

6^o Marnes foncées, gréseuses et micacées avec lits calcaires et concrétions pyriteuses, pauvres en fossiles, mais contenant quelques *Park. parkinsoni* (30—40 m.).

7^o Marnes, puis marnocalcaires caractérisés par *Rhynch. varians*, *Ortrea knorri*, *Per. aurigerus*, *Op. fusca* (12 m.).

8^o Argiles foncées, contenant encore *Rh. varians* avec *Per. procerus*, *Steph. morrisi*, *Cadoc. sublaeve* (4—6 m.).

Le **Jurassique supérieur** commence par le niveau très constant et caractéristique à *Macr. macrocephalus*, épais de 1—3 m.

et formé par un calcaire oolithique riche en limonite, contenant de nombreux fossiles, puis vient une zone peu épaisse de marnes schisteuses et foncées, contenant *Quenst. lamberti*, *Card. cordatum*, *Cosm. jason* etc. Les couches de Birmensdorf, qui suivent, sont bien représentées par des calcaires à grain fin, un peu glauconieux, tachetés, riches en fossiles avec *Ochet. canaliculatum*, *Op. arolica*, *Asp. perarmatum* etc.; elles passent vers le haut aux marnes grises à *Rhynch. impressa*, en général pauvres en fossiles, épaisses de 40 à 50 m. Ces dépôts marneux sont recouverts par des calcaires à Spongiaires rappelant les couches de Birmensdorf, contenant peu de fossiles, épais de 6—10 m., sur lesquels reposent 80—90 m. de calcaires marneux gris, délitables, pauvres en fossiles, mais contenant *Pholadomya acuminata* avec des Perisphinctes et des Haploceras. Cette série se termine par des bancs de calcaire échinodermique formés essentiellement par des débris de *Balanocr. subteres* (13 m.).

Les calcaires à *Bal. subteres* passent vers le haut à un complexe marneux et marnocalcaire, qui contient de nouveau de nombreux céphalopodes: *Haploc. falcula*, *H. falcatum*, *Oppelia flexuosa*, *Periph. achilles*, *P. tiziani*, *Sulneria reineckiana* etc., et dans lequel réapparaissent en grande quantité les spongiaires (20—30 m.).

La partie supérieure du Malm est essentiellement calcaire et se subdivise un peu inégalement suivant les lieux: par places on trouve d'abord des calcaires clairs, jaunâtres, en bancs bien distincts et contenant une faune d'ammonites typique: *Rein. pseudomutabilis*, *Per. eudoxus*, *Aspid. bispinosum*, *Op. flexuosa* etc.; ailleurs on voit se superposer directement aux marnes à *Ph. acuminata* des calcaires massifs, pétris de spongiaires et pauvres en autres fossiles, qui remplacent le faciès précité. Ces calcaires à spongiaires se superposent aux calcaires à *R. pseudomutabilis* là où ceux-ci existent et les séparent du dernier niveau jurassique, celui des Plattenkalke. Ces calcaires plaquetés sont de couleur très claire et divisés en bancs irréguliers; ils ne contiennent que peu de fossiles: *Per. ulmensis*, *Aspid. longispinum*, *Waldh. pentagonalis*; leur épaisseur atteint 60 m.

Abordant ensuite l'étude des formations tertiaires, M. Schalch commence par décrire les **dépôts sidérolithiques**, qui recouvrent habituellement les dépôts du Malm supérieur et remplissent de nombreuses poches creusées dans l'épaisseur de ceux-ci. Ces formations sont surtout composées d'argiles plus ou moins sableuses, qui contiennent en général dans leurs

parties profondes une quantité importante de concrétions de limonite, de dimensions très diverses. Les silex et les fossiles silicifiés du Jurassique supérieur y sont fréquents. Le Sidérolithique a dû se former ici pendant une longue période et subir en outre des remaniements qui se sont prolongés jusque dans le Quaternaire.

Le **Miocène** se présente sous deux formes nettement différentes dans la région du Randen et plus à l'E; il commence du reste partout par des dépôts franchement marins du Vindobonien. Dans la région du Randen c'est une zone peu épaisse de calcaires coquilliers et quartzeux, devenant plus gréseux et glauconieux vers le haut, variant de 0,5—6 m. d'épaisseur et contenant vers le NW surtout une faune de gastéropodes: *Turrit. turris*, *Melanopsis citharella*, *Nerita plutonis*, *N. laffoni* etc., vers le SE surtout une faune de lamellibranches: *Pecten hermannseni*, *P. palmatus*, *P. praescabriusculus* etc. Dans le territoire au NE de Schaffhouse ce niveau est représenté par des grès mal aggrégés, riches en galets d'origine alpine, caractérisés par *O. arenicola*, *O. argoviana* et des dents de *Lamna cuspidata*, *L. lineata* etc.

Sur les calcaires sableux du Randen reposent des marnes et des bancs calcaires rouges contenant des *Helix*, qui forment une zone de 0,5—1 m. d'épaisseur. Plus à l'E, sur les sables à *P. hermannseni*, ces couches sont remplacées par une série peu épaisse de marnes à *Anodonta anatinoïdes* (3 m.) et par un banc de calcaire gréseux en lits minces, contenant *Cardium commune* et *Dreissensia clavaeformis* (1,5 m.).

La Nagelfluh jurassienne, qui est développée dans la partie NE du canton de Schaffhouse et peut atteindre 100 m. de puissance, est nettement transgressive et repose par places directement sur le Jurassique supérieur. A la base elle est souvent riche en éléments marneux et comprend même des couches de marnes pures, vers le haut le ciment devient plus calcaire.

M. Schalch a reconnu sur le territoire du canton de Schaffhouse un nombre important de failles, qui appartiennent à une phase de dislocation certainement postérieure à la Nagelfluh jurassienne et contemporaines des éruptions du Hegau.

Enfin l'auteur a décrit en détail les formations quaternaires de la région, en commençant par la plus ancienne, le Deckenschotter inférieur. Celui-ci, dont il existe plusieurs lambeaux importants dans la région de Schaffhouse et Herblingen, est caractérisé par la forte prédominance qu'y prennent les galets

provenant de la Nagelfluh miocène. Les galets calcaires y sont souvent corrodés et creux à l'intérieur.

Les moraines rissiennes existent le long du versant SE du Randen depuis la région d'Opfertshofen jusqu'au N de Schaffhouse, s'élevant jusqu'à 650—670 m.; elles contiennent un mélange d'éléments alpins et locaux.

Les alluvions correspondant à l'avant-dernière glaciation prennent une assez grande extension à l'W et au NW de Schaffhouse; on les trouve en outre sous forme de lambeaux dans le territoire de Herblingen et du Hautental. La base de ces dépôts se trouve à des niveaux très variables, ce qui implique une puissante érosion antérieure. Les éléments cristallins des Alpes sont relativement plus abondants dans ces alluvions que dans les moraines correspondantes. Dans la région de Löhningen-Neunkirch ces alluvions sont couvertes d'une couche de Löss.

Les moraines de la dernière glaciation s'élèvent autour de Schaffhouse jusqu'au niveau de 500 m.; depuis les abords de la ville vers l'W, elles se suivent par les environs de Neuhausen dans la direction du SW, mais les talus morainiques bien individualisés sont rares.

Les alluvions correspondantes se distinguent des dépôts similaires plus anciens par leur cimentation en général très imparfaite et par la grande variété des galets qui les composent. Ces dépôts tapissent le fond de la vallée du Klettgau, existent à l'W de Jestetten et se retrouvent plus au NE dans le bas de la vallée de la Durach. Outre le niveau d'alluvions correspondant au maximum wurmien on peut en distinguer d'autres, appartenant à des stades de retrait et s'échelonnant entre 450 et 400 m., qui sont particulièrement bien développés entre Schaffhouse et la vallée de la Fulach jusqu'à Herblingen.

M. Schalch décrit en outre des dépôts d'alluvions locales, des cônes de déjection, des tuffs, des amas d'éboulis, puis il signale les principales exploitations de matières premières comprises sur le territoire de la carte. Il traite assez en détail la question des sources, montrant en particulier le rôle important que jouent à cet égard les couches limites entre le Dogger et le Malm et les couches de base du Miocène. Enfin il étudie les propriétés des divers terrains existant sur le territoire de la carte au point de vue agronomique.

Alpes.

Généralités. — M. ALB. HEIM (58) a cherché à mettre clairement en lumière les services considérables qu'ont rendus déjà

à l'économie générale de notre pays les études géologiques et géophysiques qui y ont été entreprises, surtout depuis 1860 sous l'impulsion de la Soc. helvétique des Sciences naturelles et de sa commission géologique.

M. Heim montre combien de recherches, souvent très coûteuses, ont été entreprises en vain parce que leurs initiateurs ont omis soit de consulter des géologues compétents soit de se servir de notre riche bibliographie géologique.

Il insiste particulièrement sur la question des gisements de charbon en Suisse, qui a pris une actualité toute nouvelle depuis 1915; il met sérieusement en garde les autorités et le public contre les emballements inconsidérés. Il rappelle aussi les principaux gisements de minerais de fer de notre pays.

M. Heim montre encore tous les services que les géologues peuvent rendre pour la recherche des eaux souterraines, pour la construction des routes et des voies ferrées ou le forage des tunnels et en terminant il fait ressortir l'énorme valeur pour l'économie générale de la recherche scientifique désintéressée, dont les découvertes contribuent souvent de façon tout-à-fait inattendue à réaliser des progrès de la plus haute importance. De là il déduit l'obligation pour tous les états de favoriser par tous les moyens le développement des sciences. —

A l'occasion d'une conférence, M. ARN. HEIM (61) a donné un aperçu sur les conceptions modernes de la géologie alpine. Il a décrit les divers systèmes de nappes et leurs racines. Il a montré aussi la diversité des formes tectoniques, qui peuvent naître dans le corps des nappes suivant les conditions dans lesquelles elles se sont développées et les résistances qu'elles ont rencontrées. Il a insisté sur l'importance d'une connaissance exacte de la répartition des faciès pour la compréhension tectonique des Alpes. Enfin il a relevé la valeur considérable du rétrécissement de surface, que représentent les plissements alpins. —

Massifs cristallins autochtones. — M. M. LUGEON (64) a repris la question des inclusions calcaires comprises dans la zone de décomposition des roches cristallines des massifs hercyniens. Contrairement à l'opinion de MM. Alb. et Arn. Heim, qui considèrent ces inclusions comme magmatiques, il admet que ce sont des dépôts triasiques, qui se sont formés dans des vides du soubassement cristallin. Il appuie cette manière de voir sur le fait que certaines inclusions comprennent aussi du gypse.

M. F. RABOWSKI (65) a constaté la présence, dans le versant gauche du Val Ferret, de lames cristallines, formées de

porphyres, d'aprites et de schistes gneissiques, encadrées par des schistes liasiques et séparées du massif du Mont Blanc par une série sédimentaire repliée sur elle-même. Cette série correspond au flanc normal de la nappe de Morcles, ce qui permet d'admettre que les lames cristallines en question représentent la racine de la nappe Diablerets-Wildhorn, tandis que les coins cristallins de la région de Courmayeur, font partie de la racine de la nappe de la Plaine Morte. Les lames cristallines du Val Ferret disparaissent vers le NE, mais on en retrouve plus loin l'équivalent dans le noyau cristallin de la nappe des Diablerets qui surgit au-dessus de Nieder-Gampel.

L'auteur compare ces lames cristallines nées sur le versant interne du massif du Mont Blanc sous la poussée de la nappe du Saint Bernard à celles du versant interne du massif de Belledonne-Aiguilles Rouges-Gasteren (coins externes du Mont Joly, mylonites de la Dent du Midi et de la Dent de Morcles).

Nappes helvétiques. — M. L. W. COLLET (55) a relevé la présence d'une lame de mylonite, correspondant à celles découverte plus à l'E par M. F. de Loys et M. Lugeon, entre la nappe de Morcles et l'autochtone sur le versant d'Emaney de la Tour Salière. La mylonite, épaisse de 0,6 m., est accompagnée de calcaire triasique.

M. P. ARBENZ (51) a décrit comparativement la série médio-jurassique des Alpes d'Unterwalden et celle du massif du Faulhorn. Ces sédiments comprennent de bas en haut:

- 1° Grès ferrugineux à *Ludw. murchisonae*.
- 2° Schistes argileux, riches en limonite.
- 3° Grès ferrugineux.
- 4° Calcaires plaquetés à *Cancel. scoparius*.
- 5° Calcaires échinodermiques.

D'après quelques fossiles recueillis, les niveaux 2 et 3 appartiennent au Bajocien inférieur, les niveaux 4 et 5 au Bajocien supérieur.

M. P. ARBENZ (50) a soumis à un nouvel examen la question des relations tectoniques existant entre la chaîne du Morgenberghorn et celle du Harder de part et d'autre de la vallée d'Interlaken.

Ces deux chaînes, formées par le jambage renversé crétacique d'un grand anticlinal couché au NW, sont considérées à juste titre comme le prolongement l'une de l'autre, quoique la chaîne du Harder se trouve notablement au NW du prolongement de la ligne axiale de la chaîne du Morgenberghorn. Pour expliquer cette anomalie les géologues qui ont étudié

cette région ont admis en général, l'existence d'une fracture ou d'une flexure transversale dans l'axe de la vallée de l'Aar.

M. Arbenz n'a pu constater aucune trace d'une dislocation de ce genre; par contre il est arrivé à une explication satisfaisante de l'apparence de décrochement qui se manifeste entre le Morgenberghorn et le Harder par la constatation évidente d'abord d'un plongement axial de l'anticlinal vers le NE, ensuite et surtout de fractures longitudinales à rejet inverse, qui, en nombre important, affectent la série renversée du Harder et du Morgenberghorn aux abords de la vallée de l'Aar. L'affaissement des couches renversées du Crétacique du Harder qui par la répétition des failles inverses s'accroît dans la direction du front du pli, donne à ces couches plongeant au SE l'apparence qu'elles ont d'avoir été décrochées au NW.

M. A. BUXTORF (54) a fait remarquer que soit la présence de galets supracrétaciques dans les conglomérats lutétiens, soit le fait que le Lutétien de la série helvétique de la région du lac des Quatre Cantons repose sur un soubassement crétacique faillé se terminant tantôt avec l'Urgonien, tantôt par le Gault ou le Seewerkalk, impliquent qu'il a dû se produire à la fin du Crétacique dans la série qui forme actuellement les nappes helvétiques des tassements assez importants. —

M. A. BUXTORF (53) a décrit un intéressant affleurement de calcaire gris suprajurassique à *Calpionella alpina*, qui est englobé dans le Flysch subalpin au SW de Hergiswil (région du Pilate) et qui se rattache par son faciès au Malm des Préalpes externes.

M. ARN. HEIM (60) a donné une description sommaire de la chaîne des Aubrig, en insistant particulièrement sur la zone imbriquée, qui borde au N l'anticlinal principal et dans laquelle le Wildflysch est mêlé aux sédiments helvétiques.

M. ARN. HEIM (59) a terminé en 1917 la publication de sa Monographie des Churfürsten et du Mattstock par une description tectonique de ces chaînes.

Il commence sa description par le sommet extrêmement compliqué du Goggeien dans lequel il constate:

1^o Une série normale des terrains crétaciques, plongeant fortement au NW et chevauchant sur le Flysch du Dürrenbach. Les couches de Drusberg, l'Urgonien et le Crétacique moyen de cette série sont hachées par des failles.

2^o Vers le N cette série est limitée par un synclinal écrasé de schistes du Sénonien et du Flysch contre lequel s'appuie une nouvelle série normale s'étendant de l'Urgonien aux couches de Seewen.

Cet ensemble de formations crétaciques nage sur le Flysch et l'explication la plus probable qu'on puisse en donner est qu'il s'agit de deux têtes anticlinales culbutées.

Le Gulmen, que M. Heim décrit ensuite, se raccorde vers le SW avec le Kapf; il est formé par une série crétacique s'élevant au NW et coupée brusquement, entre la ligne culminante et le col de la Schart par une dislocation très importante. Les couches crétaciques sont accidentées par deux fractures longitudinales, suivant lesquelles émergent deux écailles d'Urgonien; de celles-ci la plus méridionale ne tarde pas à disparaître par déchirement vers le NE, la seconde se prolonge dans les affleurements crétaciques du Farenstöckli. Entre le Gulmen et le Col de la Schart on voit la série plongeant au SE du Valangien, de l'Hauterivien et de l'Urgonien butter au N contre des couches presque verticales, dans lesquelles on distingue des paquets fortement laminés de calcaire valangien, des marnes brunes avec lentilles glauconieuses qui représentent probablement les couches du Drusberg et de l'Altmann, des calcaires de Seewen, des calcaires glauconieux appartenant ou au Crétacique moyen ou à l'Eocène et enfin des marnes schisteuses du Sénonien ou du Flysch qui forment toute la région moyenne du col.

Dans le prolongement du Gulmen vers l'E les formations crétaciques forment une étroite bande, dans laquelle les couches, à-peu-près verticales, paraissent partout s'effiler vers le bas et sont comme écrasées entre deux zones de Flysch. Cette bande comprend une série normale du Valangien aux calcaires de Seewen, qui s'appuie au N contre une bande continue de schistes supracrétaciques. Mais cette série, partout fortement étirée et laminée, n'a jamais qu'une épaisseur très réduite et presque partout l'un ou l'autre ou plusieurs des étages crétaciques font complètement défaut. De nombreuses failles provoquent des amincissements ou des disparitions brusques de couches; par places les couches de Seewen seules subsistent. Cette bande, qui forme la crête du Farenstöcki, se suit plus loin à travers le ravin du Dürrenbach. —

Devant le Gulmen et séparé de lui par le col de la Schart s'élève le Stock. Dans le versant SE de ce sommet on voit, plongeant au NW, une série commençant avec les marnes valangiennes s'appuyer sur les marnes de Leist de la Schart. Les formations crétaciques, du Stock comportent diverses complications que je ne puis décrire ici, mais, envisagées à un point de vue d'ensemble, elles peuvent être considérées comme formant la tête culbutée et digitée du pli du Gulmen. On

voit du reste plus au SW, les sédiments infracrétaciques du Gulmen se souder à ceux du Stock par un pont couvrant les schistes de la Schart. —

M. Heim décrit ensuite en détail la chaîne du Mattstock et du Rahberg. Celle-ci est formée par un synclinal, dont le jambage N, couronné d'Urgonien, constitue la crête du Mattstock, tandis que le jambage S, brusquement relevé et même renversé par places, aboutit à l'anticlinal extrêmement écrasé du Rahberg. Du côté du NW et de l'W les formations crétaciques du Mattstock, qui commencent avec les marnes valangiennes, chevauchent sur une zone d'écailles de Crétacique supérieur et d'Eocène, qui recouvre le Flysch. Celui-ci s'appuie à son tour en discordance sur les formations molassiques du Speer. Du côté du S l'anticlinal du Rahberg subit un étranglement très rapide vers le bas, en sorte que son jambage méridional ne tarde pas à être réduit à une très faible épaisseur ou à disparaître même complètement. Là où il est plus complet, il est repoussé au S sur les marnes de Leist. Aux deux extrémités de la chaîne on peut constater avec certitude que les formations crétaciques ne s'enfoncent pas sous le Flysch, mais nagent à la surface de celui-ci; on y voit d'autre part les effets évidents de l'éirement longitudinal, qui y a déterminé l'amincissement, puis le déchirement des couches. —

Le Durschlägiberg, que M. Heim a étudié également, est formé par une série normale de terrains crétaciques, commençant avec les marnes valangiennes, qui s'élève du synclinal d'Amden vers le NW et qui chevauche en discordance sur du Flysch fortement redressé. Cette vaste dalle est coupée par plusieurs failles; dans son extrémité NW elle se redresse brusquement, en buttant contre une zone de Flysch qui la sépare de l'anticlinal du Rahberg; toutes ses couches montrent un amincissement très important, qui peut aller jusqu'à la disparition complète dans cette partie redressée; par contre la base de la série normale est bordée par une lame continue de marnes sénoniennes.

Vers l'E cette sorte de tête de pli redressée et écrasée s'effile et ne tarde pas à disparaître, en présentant du reste des complications difficiles à expliquer. —

M. Heim décrit ensuite les deux zones synclinales, remplies de schistes supracrétaciques et tertiaires, dont l'une s'étend depuis Amden entre le Kapf et le Stock d'une part le Mattstock de l'autre et dont l'autre, commençant au S du Kapf, se prolonge jusque vers Wildhaus dans la vallée de la Thur.

Tandis que le premier de ces synclinaux s'abaisse du NE au SW, le second montre une descente axiale très marquée du SW au NE. D'autre part le synclinal méridional, dit de Fliegen-spitz-Wildhaus, comporte des imbrications et des étirements de couches multiples et très compliqués, qui font que les profils varient constamment.

La zone anticlinale médiane, qui est relativement simple au Kapf, se complique considérablement au Gulmen et au Stock, comme nous l'avons indiqué plus haut.

M. Heim aborde l'étude des Churfirten par le versant N de cette chaîne; il montre à ce propos que toute la chaîne est orographiquement et tectoniquement arquée avec sa convexité tournée au N et il met ce fait en relation avec l'abaissement brusque de tous les axes aux abords de la vallée du Rhin. Il décrit d'autre part les failles transversales nombreuses, qui coupent l'arête et le versant N des Churfirten et qui comportent en partie des rejets importants.

Dans le versant S des Churfirten apparaît le bord radical de la nappe du Säntis, dont le chevauchement sur la nappe du Mürtschen est remarquablement net. La paroi des Churfirten permet de distinguer trois grandes unités tectoniques superposées:

Au sommet se trouve la nappe du Säntis, qui vers l'ouest commence à la base avec le calcaire ou les marnes valangiens, chevauchant sur le Flysch ou les grès lutétiens à Assilines de la nappe du Mürtschen, tandis que plus à l'E, depuis le soubassement du Selun, on voit apparaître sous le Crétacique la tête d'un grand pli horizontal de Jurassique, formé d'abord seulement de schistes portlandiens et de calcaire de Quinten, puis se complétant vers l'E, de façon à comprendre le Jurassique moyen jusqu'aux grès ferrugineux de l'Aalénien. Le plan de chevauchement de cette nappe s'élève d'abord de l'W à l'E jusqu'au dessus de Quinten, puis s'abaisse de nouveau, de façon à se trouver presque au niveau de la vallée à l'E de Walenstadt.

Sous la nappe du Säntis on rencontre, depuis le sanatorium de Hohe Rugg jusque vers Tscherlach, une grosse écaille jurassique, qui comprend une série s'étendant de l'Aalénien au Portlandien et qui s'intercale entre les nappes du Säntis et du Mürtschen en s'abaissant rapidement de l'W à l'E. —

A la base se trouve la nappe du Mürtschen, qui vers l'W ne laisse apparaître au dessus du fond de la vallée que l'Urgonien, le Gault, le calcaire de Seewen, le Nummulitique à Assilines et le Flysch, mais ne tarde pas à s'élever vers l'E, de façon à montrer les étages inférieurs du Crétacique et une puissante série de

couches à ciment portlandiennes et de calcaire de Quinten. Après avoir atteint, à-peu-près au dessus de Quinten, son point culminant, cette nappe s'abaisse longitudinalement vers l'E. En même temps le Crétacique supérieur et moyen d'abord, puis l'Urgonien, l'Hauterivien et le Valangien s'effilent vers l'E, en sorte que le Flysch d'abord, puis le Dogger de l'écaille intermédiaire de Walenstadt reposent directement sur le Portlandien de la nappe du Mürtschen. —

Les plans de chevauchement qui délimitent ces trois unités ont été étudiés avec un soin particulier par M. Heim, qui y a constaté de nombreuses particularités intéressantes. —

Dans le Flysch qui forme, au NE de Weesen, le soubassement de la nappe du Säntis on voit émerger une tête anticlinale déjetée au NW et formée d'un cœur urgonien enveloppé de Crétacique moyen et supérieur et de couches à Assilines. Le jambage externe de ce pli est brisé et fortement étiré. D'autre part l'anticlinal est coupé par plusieurs failles transversales, dont chacune marque une poussée au NW et une légère surélévation de sa lèvre orientale. Cet anticlinal, connu sous le nom de pli de Fli et décrit déjà par Burckhardt, disparaît au NW sous le Flysch, vers le SE il paraît avoir été interrompu par une déchirure.

Quant au Flysch qui affleure entre la base de la nappe du Säntis et le fond du ravin du Flibach, il peut être interprété de façons diverses. Il comprend d'une part des bancs calcaires à *Ostrea ex af. vesicularis*, très probablement sénoniens, d'autre part des schistes qui ressemblent absolument aux marnes de Leist et des schistes tertiaires. Il est évidemment formé de plusieurs écailles superposées et l'hypothèse qui paraît la plus probable est celle que ce Flysch appartient, au moins en majeure partie, à une nappe helvétique supérieure (peut-être la nappe du Mont Bonvin qui, ayant encapuchonné la nappe du Säntis, est venue se mêler au pli de Fli.

Enfin à l'W. de Weesen, par conséquent tectoniquement au dessous du pli de Fli apparaît le gros rocher du Kapfenberg, considéré autrefois comme urgonien, mais qui est formé en réalité de calcaire de Quinten. Sous ce Jurassique supérieur, plongeant au SE, apparaît une zone intensément taminée de schistes de Seewen, qui s'appuie sur du Flysch. —

M. Heim décrit sommairement l'énorme série normale que forme la Nagelfluh du Speer et du soubassement des nappes helvétiques jusqu'à Weesen. Il admet que cette succession de formations conglomératiques s'étend de l'Aquitaniien au Sarmatien. Il montre ensuite que le contact entre la Molasse et

le Flysch qui borde les nappes helvétiques comporte non seulement une discordance presque partout très accusée, mais encore de très grandes irrégularités de forme et de niveau. Ces irrégularités ne peuvent s'expliquer ni par des décrochements qui auraient affecté la Molasse, car on ne trouve pas trace d'accidents pareils, ni par des frictions exercées par les nappes chevauchantes sur la Molasse; il faut donc les attribuer à une érosion qui a précédé la mise en place des nappes.

Examinant ensuite la nappe du Säntis dans son ensemble, M. Heim montre l'ampleur de cette vaste unité que l'on peut suivre depuis le Fläscherbach et les Alpes glaronnaises jusqu'au front du Säntis et au Mattstock et qu'on peut raccorder longitudinalement avec la nappe du Wildhorn. Il insiste sur l'importance du contraste stratigraphique qui apparaît dans le versant S des Churfirten entre les deux séries crétaciques superposées des nappes du Mürtschen et du Säntis. Ce contraste ne peut s'expliquer que par un recouvrement sur une grande largeur, et d'après toutes les observations faites, ce recouvrement n'a pu se faire que du SE au NW; ainsi la nappe du Säntis ne pouvait se trouver dans sa position originelle qu'au S de la nappe du Mürtschen.

Le Mattstock, qui prolonge la chaîne des Aubrig, disparaît définitivement vers le NE; il représente un lambeau frontal arraché de sa racine. Le Durschlägiberg est l'équivalent de la crête de Riseten dans les Alpes glaronnaises et le synclinal d'Am-den correspond à celui de l'Obersee. Les relations tectoniques entre Mattstock et Durschlägiberg ne sont pas complètement éclaircies.

Le Goggeien appartient à une troisième vague, qui relaie vers l'E les deux précédentes; ses formations crétaciques constituent une tête de pli culbutée, enfoncée dans le Flysch et comportant des complications non entièrement expliquées; il correspond exactement au Stock, qui doit se raccorder par dessus le faux anticlinal de Flysch de la Schart avec le Gulmen. Plus à l'W le bombement anticlinal du Kapf équivaut à ce bombement de la Schardt, avec une forme moins accentuée et une érosion moins profonde. Enfin c'est dans la série du Gulmen que naît très rapidement tout le faisceau des plis du Säntis, dont on ne trouve aucun équivalent vers l'W.

A propos des Churfirten M. Heim montre qu'on trouve dans cette chaîne avec une concordance remarquable le prolongement des plis de Räderten et de la Rautispitz dans les Alpes glaronnaises; puis il remarque que la nappe intermédiaire de Walenstadt se trouve entre les nappes du Mürtschen et du Säntis

exactement comme la nappe de l'Axen des Alpes glaronnaises.

Après avoir expliqué le raccord de la série basale des Churfirften avec la nappe du Mürtschen, M. Heim montre par des arguments stratigraphiques que les formations crétaciques de Fli doivent appartenir au front de la nappe de l'Axen, dont ils ont été arrachés, tandis que le Jurassique supérieur du Kapfenberg doit faire partie de la nappe la plus profonde, celle de Glaris, ou même dériver d'un pli parautochtone.

M. Heim termine cette description tectonique par l'exposé de quelques observations générales sur les phénomènes de clivage, qui par leur orientation indiquent partout des poussées S-N, sur les failles qui, très variées dans leur direction et leur rejet, n'affectent presque jamais qu'une seule des grandes unités tectoniques et qui ne se prolongent jamais dans le soubassement molassique, sur les phénomènes de métamorphisme, de laminage et d'étirement. Enfin il fait remarquer les différences qui distinguent les formes de la nappe du Säntis de celles de son prolongement la nappe du Wildhorn. Dans la Suisse orientale la grande nappe helvétique, soumise à une beaucoup moindre surcharge, ne s'est pas prêtée avec la même facilité au plissement, son front est moins régulièrement incurvé, son jambage renversé est absent ou très réduit.

Dans un dernier chapitre M. Heim donne quelques renseignements sur les formations glaciaires et postglaciaires de la région. Il constate l'abaissement rapide de la limite supérieure de l'erratique rhénan de l'Alvier vers l'W; il décrit trois drumlins existant dans la combe d'Amden et parle de la pénétration d'une langue du glacier du Rhin dans la région de Wildhaus; il signale des dépôts d'alluvions interglaciaires dans les environs de Walenstadt et près de Weesen; il parle des glaciers locaux de la région, dont beaucoup ne se sont individualisés qu'après le retrait de la période wurmienne et dont les principaux se trouvaient dans la vallée du Flibach et sur le versant N des Churfirften. Enfin M. Heim traite encore brièvement des moraines de névés, des dépôts d'avalanche, des tourbières, des torrents et des sources, des phénomènes lapiaires.

Ajoutons en terminant que la 4^e partie de l'étude monographique des Churfirften et du Mattstock publiée par M. Heim comprend, comme les parties précédentes, un fort bel atlas avec deux cartes de détail, une grande vue panoramique et une abondante série de profils et de croquis. —

Préalpes et Klippes. — M. E. GAGNEBIN (56) a soumis à une nouvelle étude le versant NW de la chaîne des Pléiades. Sous

une écaille normale de Malm et de Crétacique inférieur il a constaté l'existence d'une zone de schistes et de calcaires nummulitiques, contenant de nombreuses lames de Malm et de calcaire turonien fossilifère, qui est séparée de la Molasse rouge par des schistes marneux du Flysch.

Les calcaires fossilifères de cette zone imbriquée paraissent, malgré les analogies qu'ils présentent entre eux, représenter les uns des imbrications de Turonien, les autres des interstratification dans le Wildflysch.

M. E. GAGNEBIN (57) a découvert d'autre part dans le versant N du Moléson, entre une lame de Malm des Préalpes médianes et le Flysch sous-jacent des Préalpes externes, des couches de Wang typiques avec *Jereminella pfenderae*. Cette constatation apporte une précieuse confirmation à la notion d'un raccord entre les Préalpes bordières et la nappe de la Plaine Morte.

A propos de cette découverte, M. M. LUGEON (63) a remarqué qu'il a constaté les couches de Wang au Metschstand dans le Haut Simmental et dans les montagnes de Bovonnaz au-dessus des Plans sur Bex. La présence de ces couches dans les Préalpes bordières et les Préalpes internes prouve que non seulement ces deux éléments tectoniques ont entre eux des relations étroites, mais encore qu'ils ont l'un et l'autre une parenté avec les Hautes Alpes calcaires.

M. L. HORWITZ (62) a montré que suivant deux zones parallèles de la région externe des Préalpes médianes l'Hettangien ou le Sinémurien manquent tout-à-fait ou comportent d'importantes lacunes, tandis qu'entre elles la série du Lias inférieur est complète. La plus interne de ces deux zones se suit depuis l'anticlinal de la Tinière par le versant droit de la vallée gruyérienne et la région du Ganterist; la zone externe à sédimentation liasique incomplète correspond à-peu-près au bord frontal des Préalpes médianes. Il s'agit de deux anciens anticlinaux, séparés par un synclinal, dans lequel le Lias inférieur s'est déposé normalement.

Alpes méridionales et orientales.

Dans une courte notice M. E. ARGAND (52) a établi le parallélisme de la nappe d'Antigorio avec la bande de gneiss qui apparaît au S de Danzio, et de la nappe du Monte Leone avec celle de l'Adula. —

Pour confirmer la notion qu'il a le premier émise du parallélisme de la nappe de la Dent Blanche avec la nappe rhétique telle qu'elle est comprise par M. Cornelius et lui-même, M. R. STAUB (69) a entrepris une étude lithologique comparative des éléments de ces deux unités.

Cette étude a permis à son auteur de retrouver d'abord dans la nappe rhétique tous les faciès les plus caractéristiques du Trias et du Lias de la série du Mont Dolin, puis de constater la remarquable analogie qui existe entre la série d'Arolla d'une part, la série de la Maloja de l'autre, analogie qui se manifeste aussi bien dans les schistes métamorphiques d'origine sédimentaire que dans les orthogneiss des deux régions et dans les schistes injectés. Enfin M. Staub a retrouvé dans la nappe rhétique de la Haute Engadine toutes les roches de la série si caractéristique de Valpelline à la seule exception des Kincigites et des granites bleus. Ces roches sont particulièrement bien représentées dans le Val Fedoz.

Dans cette vallée le type le plus abondant comprend des micaschistes bruns, finement schisteux, riches en biotite, s'enrichissant par places en feldspath et contenant souvent du grenat, de la hornblende, de l'épidote en grande quantité, de la titanite. Certains de ces micaschistes se différencient par une teneur importante en graphite.

Les gneiss sont moins abondants; ils sont tantôt riches surtout en biotite, tantôt à deux micas. Des schistes amphiboliques variés sont intercalés dans les micaschistes; ils correspondent aux schistes verts basiques de M. Argand. Comme roches endogènes on trouve des gabbros, qui passent par métamorphisme à des amphibolites à zoïsite, des diorites typiques à pyroxène et hornblende, des hornblendites, qui sont accompagnées de tout un cortège de dérivés métamorphiques.

Il est très intéressant de retrouver dans le Val Fedoz les nombreux bancs calcaires qui caractérisent la série de Valpelline et qui comprennent outre des marbres francs une grande variété de calcaires à silicates. Dans ces bancs la roche est recoupée par de très nombreux filons soit de roches basiques, soit d'aplites et de pegmatites.

Tout ce complexe de Fedoz est certainement plus ancien que la série de la Maloja et ne peut être plus récent que le Silurien ou le Dévonien. Les actions métamorphiques multiples, qui s'y sont fait sentir, y ont créé des types pétrographiques extrêmement variés.

La série de Fedoz se retrouve dans le fond du Val Fex et se suit de là jusqu'au Piz Malenco; elle est représentée dans les écaillés du Val Malenco et paraît exister à la Margna; l'étude pétrographique détaillée de la Haute Engadine permettra certainement de constater encore sa présence sur de nombreux autres points. Dans la zone des racines du Tessin il semble que ce soit la zone d'Arbedo qui se rattache lithologiquement à la

série de Valpelline-Fedoz; en tous cas des roches caractéristiques de cette série existent dans le Val Gorduno, d'où elles se relient avec la deuxième zone d'Ivrée de la série de Sesia.

M. Staub arrive donc par la pétrographie à une confirmation absolue de ses déductions antérieures, tirées de la tectonique, sur l'identité des nappes de la Dent Blanche et rhétique, et, comme le nom de nappe rhétique a été employé avec des sens très divers, il propose d'appliquer le nom de nappe de Margna à l'équivalent grison de la nappe de la Dent Blanche.

Il fait remarquer en terminant que cette nappe de Margna comprend les noyaux cristallins des Val Fex et Fedoz avec leur enveloppe sédimentaire, la région d'écaïlles du Val Poschiavo, de la Haute Engadine et du Schams, les nappes du Schams, la zone des ophiolithes de l'Oberhalbstein avec la nappe de Platta, enfin le complexe des schistes d'âge récent de la Haute Engadine, de l'Oberhalbstein et probablement du Prättigau.

En comprenant ainsi la nappe de Margna-Dent Blanche on peut établir sa série stratigraphique qui comprend des dépôts du Trias, du Lias (calcaires bréchiformes), du Dogger (Schistes Lustrés ou calcaires à Aptychus), du Malm (radiolarites) et du Flysch (schistes éocènes du Schams). —

M. R. STAUB (66) partant du fait démontré dans le Valais par M. Argand, que les régions frontales des grandes nappes pennines sont caractérisées par des faciès néritiques, tandis que les régions intermédiaires comportent des faciès bathyaux, que par conséquent les grandes nappes alpines ont déjà dû se dessiner sous forme de géanticlinaux dès la fin des temps paléozoïques, a cherché par une étude stratigraphique des nappes grisonnes, si les faits constatés par M. Argand se vérifiaient plus à l'E et il en a trouvé la confirmation absolue.

M. Staub commence son investigation avec le Verrucano, à propos duquel il remarque que ce niveau est inclus, à-peu-près partout dans le domaine des nappes penniques à l'E du Gothard, dans le complexe des schistes de Casanna. On trouve pourtant des faciès néritiques du Permien vers les fronts des nappes d'Adula et de Margna, qui existaient donc déjà alors comme géanticlinaux. Quant aux nappes austro-alpines elles proviennent toutes de la couverture d'un socle cristallin, plissé pendant le Carboniférien, qui jouait le rôle d'un large géanticlinal. A propos de ces nappes, on peut remarquer en outre que les dépôts du Verrucano tendent dans la règle à diminuer d'épaisseur et à prendre un grain de plus en plus fin de la région frontale des nappes vers le S. —

Dans le Trias des nappes penniques on retrouve des conditions analogues, en ce sens que dans les régions frontales des nappes ce système est représenté par les faciès néritiques des quartzites, des dolomites gypsifères et des schistes et brèches de Quarten, tandis que dans les synclinaux intermédiaires il prend la forme de schistes lustrés, passant à la base à des schistes de Casanna.

L'étude comparée de la stratigraphie du Trias dans les nappes austroalpines inférieures est rendue beaucoup plus difficile par les arrachements et les entraînements lointains qu'ont subi les sédiments mésozoïques de ces nappes. A ce propos l'auteur démontre l'appartenance de la nappe de la Sulzfluh et des Préalpes médianes à la nappe de la Bernina et réfute longuement les arguments qu'on peut opposer à cette manière de voir. M. Staub développe aussi l'idée que la nappe du Flysch du Niesen correspond à la couverture de la nappe de la Dent Blanche et non à celle du Grand Saint Bernard, comme l'a supposé M. Lugeon, et que la nappe de la Brèche, qui représente le prolongement de celle du Falknis et qui normalement doit s'intercaler entre les nappes du Flysch du Niesen et des Préalpes médianes, correspond à la nappe cristalline d'Err.

Si l'on part de ces raccords pour étudier comparativement les sédiments du Trias des nappes austroalpines inférieures, on constate que dans la nappe de la Brèche et du Falkniss le faciès est nettement néritique, tandis que vers le S, dans le synclinal compris entre les nappes cristallines d'Err et de la Bernina le Trias augmente d'épaisseur et tend à un faciès plus bathyal. De même dans la nappe Préalpes médianes-Sulzfluh-Bernina on trouve un faciès franchement néritique dans les régions voisines du front, puis des formations au caractère de plus en plus bathyal vers le S. On peut donc admettre l'existence de géanticlinaux triasiques correspondant aux nappes d'Err et de la Bernina et pour les mêmes raisons de deux autres géanticlinaux correspondants aux nappes du Languard et du Campo. Dans le territoire des nappes penniques la concordance des nappes avec d'anciens géanticlinaux paraît encore plus évidente.

Passant à l'étude du Lias M. Staub commence par montrer que dans la zone pennique ce système est représenté par des calcaires échinodermiques et bréchiformes dans les parties frontales des nappes, par des Schistes lustrés dans les régions synclinales. Des conditions analogues existent dans la nappe d'Err, où les calcaires bréchiformes sont partout développés

dans le Lias de la partie externe, depuis la nappe de la Brèche jusque sur le dos de la nappe cristalline, tandis qu'aux abords du synclinal suivant apparaît le faciès des schistes de l'Allgäu. Dans la nappe Bernina-Préalpes les conditions sont plus compliquées et les variations de faciès du Lias dans les Préalpes montrent que le géanticlinal correspondant devait être assez profondément digité. Il est pourtant évident que le faciès néritique prédomine dans le Lias des Préalpes; vers le S le faciès passe aux schistes de l'Allgäu, qui sont particulièrement bien développés dans la région du Piz Mezzaun. Au Piz Alv réapparaissent les calcaires néritiques du géanticlinal du Languard et enfin vers le S on trouve l'indication stratigraphique du géanticlinal de Campo.

Enfin M. Staub établit le fait que dans les géosynclinaux de la zone pennique, comme dans ceux de la zone des nappes austroalpines inférieures la sédimentation a été continue et constamment bathyale ou même abyssale depuis le Lias jusque dans le Crétacique supérieur. Pendant ce temps les géanticlinaux de la zone pennique se sont enfoncés, de façon à se couvrir de dépôts en majeure partie bathyaux; les géanticlinaux de la zone des nappes austroalpines inférieures par contre ont gardé leur caractère de sédimentation néritique (brèche supérieure du Chablais, brèche du Falkniss, calcaires néritiques dans le Dogger et le Malm des Préalpes médianes), mais le géanticlinal Bernina-Préalpes médianes est resté digité en géanticlinaux et géosynclinaux secondaires.

Ceci étant démontré, il paraît évident que les géanticlinaux et géosynclinaux mésozoïques ont dû exister encore dans l'Eocène.

La région des grandes nappes alpines comprenait ainsi pendant les temps mésozoïques: 1° le géanticlinal helvétique, bordure du socle continental eurasiatique; 2° le géosynclinal pennique; 3° le géanticlinal austroalpin, bordure du socle continental indoafricain. Ces trois éléments fondamentaux se sont subdivisés de bonne heure en éléments secondaires, la zone pennique comprenant les géanticlinaux de l'Adula et de Margna, la zone austroalpine ceux d'Err, de la Bernina, du Languard et de Campo. Plus au S venait le géosynclinal sudalpin, qui comprenait le géosynclinal de Quadervals, le géanticlinal de Silvretta et le grand géosynclinal bajuvarique.

En se basant sur ce qui précède M. Staub raccorde le géosynclinal valaisan avec le géosynclinal nordpennique, le géanticlinal du Briançonnais avec celui de l'Adula, le géosynclinal piémontais avec le géosynclinal médiopennique, le géanticlinal

du Dolin avec celui de Margna, le géosynclinal canavésan avec le géosynclinal sudpennique. Le géanticlinal de Tambo-Suretta paraît n'avoir pas existé dans les régions valaisannes, tandis que ceux du Briançonnais et du Dolin y étaient beaucoup plus accentués qu'ils ne l'étaient plus à l'E. —

Ainsi dans les Grisons comme dans le Valais et sur une beaucoup plus grande échelle on peut démontrer que les nappes alpines sont nées de géanticlinaux mésozoïques. On peut même constater par la répartition des sédiments néritiques de part et d'autre des axes anticlinaux, que ces géanticlinaux mésozoïques devaient déjà être disymétriques et offrir un versant notablement plus incliné au N qu'au S. Les géoplissements mésozoïques établissent une liaison évidente entre les plissements hercyniens et alpins; ils ont été influencés par la forme et la distribution des massifs hercyniens au N et à l'W et par la forme du socle continental indoafricain, et, dès le début, on peut distinguer la formation d'un faisceau des Alpes occidentales, dans lequel prédominent les plis penniques, et un faisceau des Alpes orientales dans lequel se développent les plis austroalpins. M. Staub montre du reste que tous les géanticlinaux mésozoïques ne se sont pas développés simultanément et que les retards survenus dans le développement de certains d'entre eux se sont traduits par des ampleurs réduites des nappes correspondantes. C'est dans la zone des nappes austroalpines inférieures que le bombement géanticlinal s'est produit d'emblée de la façon la plus accusée et ce fait a été la cause initiale du déversement ultérieur des nappes austroalpines sur la zone pennique.

Pour compléter son exposé M. Staub donne deux tableaux synthétiques, l'un établissant la répartition des faciès dans les zones de sédimentation successives des régions alpines, l'autre montrant les phases de plissement qui ont agi sur les zones penniques et austroalpines dans les Grisons. —

M. R. STAUB (68) qui a conduit en 1916 l'excursion annuelle de la Société géologique suisse dans la Haute Engadine, a rendu compte des observations faites pendant les quatre journées de ce voyage.

Il décrit d'abord l'importante inflexion synclinale qui affecte la nappe du Languard dans le massif même du Piz Languard, et qui se continue par le Julier jusque dans le Val Mesocco, en même temps qu'il fait un tableau général des nappes empilées de la Haute Engadine telles qu'on les voit de Saint Moritz.

Pour compléter ce tableau, M. Staub transporte son lecteur dans la région de Silvaplana, d'où l'on peut voir la superposition sur la nappe rhétique de la nappe d'Err et de la nappe de la Bernina.

A propos du »Hyänenmarmor« de la Crestalta, qui appartient à la nappe rhétique, l'auteur fait remarquer l'analogie de faciès qui existe dans le Jurassique entre cette nappe et les nappes de la Basse Engadine et par suite la difficulté d'établir des raccords tectoniques de nappe à nappe, en se basant seulement sur des analogies lithologiques.

Les excursionnistes ont visité entre Silvaplana et Sils les serpentines, schistes verts et autres roches basiques de la nappe rhétique dans la région de Surlej, et les roches métamorphiques à vésuviane de Prognieu. Ils ont étudié aussi dans la région de Sils et dans le bas du Val Fex la zone imbriquée qui recouvre le noyau cristallin de la nappe rhétique et ils ont pu se convaincre de la concordance qui existe entre les sédiments triasiques-liasiques de cette nappe et ceux de la nappe de la Dent Blanche.

A propos de la seconde journée d'excursion M. Staub décrit la traversée du Val Fex au Val Rosegg par les lacs de Sgrischus et d'Alv et le Chaputschin, qui permet d'étudier sur place la zone imbriquée de la nappe rhétique, les nappes d'Err et de Sella et la nappe de la Bernina.

La troisième journée a conduit les excursionnistes sur la route de la Bernina, dans le Val d'Arlas et au col de la Bernina, ayant pour objet spécial l'étude du contact entre les nappes de la Bernina et du Languard, de la zone intermédiaire d'Alv et des importants plis transversaux qui ont affecté ces deux nappes à la Diavolezza et au Sassal Masone.

Rendant compte de la dernière journée d'excursion, M. Staub décrit le versant occidental du Val Poschiavo, plus spécialement la montée de Poschiavo au Passo d'Uer, partant du bombement anticlinal des serpentines de la nappe de Suretta, sur lequel se moule la nappe rhétique, ici très amincie, la nappe de Sella, avec laquelle la nappe d'Err se confond, et la nappe de la Bernina. A propos de la serpentine, il remarque que l'intrusion du magma basique a dû se faire non seulement après le Lias, mais même après que la nappe rhétique avait commencé son mouvement sur la nappe de Suretta.

M. Staub fournit aussi quelques renseignements pétrographiques sur le massif de serpentine et parle plus en détail d'une néphrite, dont plusieurs échantillons furent récoltés dans une moraine du Val Quadrata et qui fut découverte ultérieurement

dans plusieurs affleurements soit par M. Staub lui-même, soit par le professeur Schmidt.

M. Staub a trouvé en particulier dans la serpentine du Val Quadrata un nid de néphrite, tapissé d'asbest et flanqué d'un paquet de schiste amphibolique, sans qu'aucune trace de calcaire, de spilite ou de gabbro soit visible à proximité. Ce gisement doit être en relation avec une venue pyroxénique, dérivée d'un magma péridotique.

En terminant son récit, M. Staub rappelle que la masse de serpentine de Malenco et du Val Quadrata représente le prolongement vers l'E de la nappe du Mont Rose, comme l'ont admis les géologues suisses, M. Argand en particulier.

M. R. STAUB (67) distingue dans le massif du Bergell ou de la Disgrazia cinq nappes superposées: 1^o celle de Margna, 2^o celle de Suretta, 3^o celle du Tambo, 4^o celle des serpentines de Chiavenna et 5^o celle de l'Adula. Il remarque en outre que le granite du Bergell coupe en de nombreux points les limites entre ces nappes superposées et traverse, sans être influencé par eux, les replis les plus compliqués. Ce fait établit bien l'âge tertiaire de ce granite.

IV^e PARTIE. — Stratigraphie et Paléontologie.

Charbons suisses.

M. L. WEHRLI (71) a signalé les principaux affleurements de charbon connus en Suisse, qui se trouvent dans l'Eocène des nappes des Diablerets et du Wildhorn, dans les couches à *Mytilus* jurassiques des Préalpes, dans le Rhétien des environs de Lugano et dans le Carboniférien des nappes penniques.

M. P. SCHLAEPFER (70) a analysé quelques échantillons de charbons suisses provenant du Quaternaire, de la Molasse, des Couches à *Mytilus* et du Carboniférien et a publié les résultats obtenus dans une brève notice.

Mésozoïque.

M. B. SWIDERSKI (80) a entrepris une étude synthétique des sédiments triasiques-jurassiques de la couverture de la partie occidentale du massif de l'Aar. Il a remarqué que, tandis que le Trias est très incomplet dans la zone du Lötschental, il se complète plus au S dans le versant méridional du