

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 12 (1912-1913)
Heft: 3

Artikel: Illme partie, Tectonique : descriptions régionales
Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157275>

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: 28.03.2026

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

leur influence, le degré géothermique est, comme de juste, d'autant plus raccourci que les influences volcaniques sont plus sensibles.

5° Les variations dans la conductibilité des roches n'influent pas dans la pratique d'une façon très importante sur les variations du degré géothermique, sauf dans certaines régions de mines, parce que les roches communes ont des conductibilités peu différentes de l'une à l'autre et que les formations géologiques à conductibilité anormalement grande ou petite sont toujours localisées. Par contre la conductibilité dans les roches stratifiées ou surtout schisteuses est notablement plus grande parallèlement au plan de stratification ou de schistosité que perpendiculairement à celui-ci. D'autre part la présence de l'eau dans les roches peut augmenter leur conductibilité de jusqu'à 10 %, sans compter l'influence que peuvent exercer les mouvements de l'eau.

6° Les mesures géothermiques peuvent être complètement faussées dans certains cas par l'action de la ventilation ou, d'autre part, par la chaleur que dégagent certaines formations pendant leur hydratation ou leur oxydation. Cette dernière influence se manifeste dans certains gîtes métallifères, dans les couches à charbon et probablement aussi dans les couches pétrolifères, mais, dans ce dernier cas, la réduction constante et très notable du degré géothermique résulte de causes complexes : interventions volcaniques, mouvements ascensionnels des huiles minérales, etc....

Toutes ces considérations sont développées et précisées par MM. Koenigsberger et Mühlberg d'une façon fort intéressante et fondées sur de très nombreux exemples. En terminant les auteurs montrent le parti qu'on pourra tirer, pour la recherche du pétrole en particulier, mais aussi dans certains cas pour la recherche d'autres matières précieuses, de la réduction anormale du degré géothermique.

III^{me} PARTIE — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Généralités.

En tête de la partie tectonique de cette revue, j'ai à citer quelques publications d'ordre général, intéressant plus ou moins la géologie suisse dans son ensemble et ne rentrant dans aucun des chapitres suivants, consacrés à la géologie spéciale des diverses régions de notre pays. Je voudrais si-

gnaler d'abord le rapport sur son activité pendant l'année 1910-11 qu'a publié la commission géologique suisse, présidée par M. ALB. HEIM (54). Cette notice nous permet de réaliser l'importance du travail accompli chaque année dans le domaine de notre géologie nationale. Dans un rapport spécial, MM. ALB. HEIM et A. AEPPLI (55) ont, au nom de la commission géologique suisse exposé, d'autre part, ce qui a été fait en Suisse pour assurer le service des observations géologiques dans les tunnels transalpins ou transjurassiens, percés pendant ces dernières années, ou à percer dans un avenir rapproché.

M. J. FRÜH (53) a consacré un intéressant article à la question de l'utilisation des cartes géologiques pour des buts **agronomiques** et aux réformes à introduire pour que cette utilisation rende les meilleurs services possibles.

Dans un premier chapitre l'auteur montre les progrès considérables qui ont été réalisés dans divers pays au point de vue de l'étude et de l'appréciation des sols, en tenant compte non seulement de la nature lithologique du sous-sol, mais aussi des conditions climatiques et autres qui ont influé sur la structure et la composition définitive du terrain. Ces progrès ont été dus le plus souvent à une entente entre les agronomes, les botanistes et les géologues.

Parlant ensuite spécialement de la Suisse, M. Fröh fait ressortir l'utilité considérable au point de vue agronomique de deux progrès réalisés depuis quelques années et consistant l'un dans la figuration beaucoup plus précise et plus détaillée du manteau pléistocène, si négligé sur les premières cartes, l'autre dans la distinction des formations géologiques non seulement d'après leur position stratigraphique, mais aussi leur faciès. Pourtant bien des points restent encore à élucider ou à préciser, ainsi en ce qui concerne la chimie des sols, leur composition première, les réactions qui s'y produisent sous forme d'oxydation, d'hydratation, de décalcification etc...; de même en ce qui regarde les actions mécaniques des eaux dans les formations détritiques. Quant à la structure détaillée des dépôts pléistocènes, à leur anatomie, on pourra certainement arriver fréquemment à en préciser mieux les caractères; on pourra aussi fournir souvent des données sur l'épaisseur des revêtements détritiques.

Enfin il y aurait lieu de prévoir la publication soit de cartes, soit de livres destinés spécialement aux agronomes, et fournissant surtout des données lithologiques et minéralo-

giques, à la façon par exemple de l'*Index der Petrographie der Schweiz*, de Studer.

Cette notice a été résumée (53) dans les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles.

MM. ALB. HEIM et C. SCHMIDT (56) ont publié en 1911 une nouvelle édition de leur carte géologique de la Suisse au 1 : 500 000, qui marque un grand progrès sur l'édition précédente, soit parce qu'elle est imprimée en des teintes beaucoup plus nettes, soit parce qu'elle tient compte, dans la mesure du possible à une aussi petite échelle, des innombrables contributions nouvelles apportées à la compréhension géologique des Alpes centrales.

C'est dans ce chapitre de généralités que trouvera le mieux sa place le compte rendu d'une publication de M. A. LUDWIG (59), qui touche à des sujets très divers. L'auteur commence par une étude des graviers du Rhin déposés en amont du lac de Constance, faite surtout pour établir un point de comparaison avec les grès et les conglomérats de la Molasse. De ses observations l'auteur a tiré les conclusions suivantes :

1° Les matériaux provenant des vallées les plus reculées ont été en très grande partie pulvérisés avant d'arriver au lac, une faible partie d'entre eux a été conservée sous forme de galets.

2° La force de transport d'un courant dépend beaucoup plus de la pente que du débit.

3° Les affluents transportant en général des matériaux plus grossiers que le cours d'eau principal, leurs apports interviennent d'une façon très importante dans la composition des graviers en aval.

4° Les galets transportés subissent une diminution progressive d'au minimum 0.5 cm. par km. de chemin parcouru.

Se basant sur les dimensions constatées pour les galets granitiques des alluvions du Rhin, M. Ludwig prétend que les cailloux granitiques de la Nageffluh d'Appenzell ne peuvent pas être éloignés de leur origine de plus de 50 km. Il se base d'autre part sur les variations très brusques de la Nagelfluh aussi bien dans le sens horizontal que dans le sens vertical, pour voir dans ces conglomérats des dépôts d'origine tout à fait locale, qui se sont accumulés en majeure partie le long d'une côte sans l'intervention de transports fluviaux.

Cette conclusion amène M. Ludwig à reprendre à son compte l'hypothèse de la chaîne vindélicienne de Studer et à

l'appliquer non seulement aux galets de la Nagelfluh, mais encore aux blocs exotiques du Flysch.

Le dernier chapitre de la notice de M. Ludwig est essentiellement tectonique; l'auteur y cherche par une série d'arguments à démontrer l'invraisemblance non seulement de la notion des grandes nappes de charriage, mais même de celle de l'effort tangentiel, qu'il voudrait remplacer par la vieille théorie des soulèvements verticaux, compliquée il est vrai par la supposition de mouvements tangentiels provoqués par la pesanteur. Pour lui les grandes lignes tectoniques ont passé alternativement par des phases anticlinales et synclinales et, pendant la surrection des anticlinaux, des glissements partant de leurs axes ont entraîné vers les synclinaux voisins, des parties plus ou moins considérables de leur carapace. Ainsi s'expliqueraient d'une part les chevauchements constatés dans les Alpes et les Préalpes, d'autre part l'absence sur les zones anticlinales actuelles des carapaces, dont la disparition est habituellement attribuée à un travail d'érosion trop énorme pour être vraisemblable.

Quant aux lacs subalpins, auxquels M. Ludwig consacre en finissant quelques lignes, ils sont envisagés comme des restes de la mer molassique, ayant échappé à l'ensablement et ayant été d'autre part influencés dans leur forme et leur profondeur par les plissements de la Molasse.

Ainsi, dans l'idée de M. Ludwig les galets de la Molasse et les blocs du Flysch y compris les Klippes dériveraient d'une chaîne vindélicienne subalpine, les chevauchements préalpins seraient le fait de simples glissements dirigés des zones anticlinales vers des zones synclinales voisines, les lacs subalpins seraient les restes, à peine modifiés par l'érosion, de la mer molassique, la pénéplaine subalpine n'aurait jamais existé.

Du reste à peine ces idées étaient-elles publiées que M. A. LUDWIG en énonçait sur le même sujet (60) de toutes différentes. Dans une seconde notice il déclare en effet se rallier à la notion des grandes nappes alpines, avec cette réserve que la poussée au N d'au moins une partie de celles-ci a dû avoir lieu avant le dépôt de la Nagelfluh, dont les galets doivent provenir pour une portion importante des nappes supérieures. Il admet d'autre part que les couches molassiques au N du premier anticlinal ont dû être ramenées sur elles-mêmes par plusieurs chevauchements successifs, qui ont considérablement augmenté leur épaisseur. Enfin il reprend la notion d'un âge très ancien des grandes vallées, qui remonterait jusque dans le Miocène.

Comme autre travail intéressant la tectonique générale du système alpin, je voudrais citer ici une notice de M. O. WILCKENS traitant des traces de **ridements mésozoïques** reconnaissables dans les chaînes alpines (62).

L'auteur commence par établir le caractère tectoniquement homogène du système alpin des Apennins aux Carpathes, qui ressort clairement des travaux de M. Lugeon, V. Uhlig, G. Steinmann, etc.... Il rappelle ensuite les observations fort intéressantes faites par M. P. Lory dans le Dévoluy et le Beauchaine et montrant la superposition transgressive et souvent discordante du Sénonien sur le Crétacique moyen, qui ne peut guère s'expliquer que par une phase de ridements supracrétaciques. Dans les Alpes calcaires de Savoie et de Suisse M. Wilckens ne considère pas comme un signe suffisant de mouvements semblables le fait relevé par divers auteurs que les formations supracrétaciques sont en général moins intensément plissées que les niveaux sous-jacents. Quant aux Alpes orientales et aux Carpathes, dans lesquelles différents observateurs ont voulu voir des preuves non seulement de ridements, mais même de charriages supracrétaciques, M. Wilckens considère que la démonstration de ces grandes poussées intervenues avant les mouvements tertiaires est loin d'être faite.

Dans une seconde notice M. O. WILCKENS (163) a traité spécialement la question des racines des divers systèmes de nappes alpines. Il a exposé les unes après les autres les idées émises sur ce sujet par MM. M. Lugeon, E. Argand, H. Schardt, E. Haug, C. Schmidt, P. Termier, etc..., en faisant ressortir les divergences qui existent encore entre les diverses manières de voir, spécialement en ce qui concerne les racines des nappes préalpines, mais sans se prononcer entre ces opinions.

M. FR. FRECH (52) a aussi consacré une brochure récente à la question de la tectonique générale des Alpes. Pour les Alpes suisses il adopte essentiellement les idées bien connues de M. Schardt; pour les Alpes françaises il se base surtout sur les travaux de M. Kilian. Quant aux Alpes autrichiennes, son opinion est basée sur ses propres observations.

A propos de ces dernières M. Frech se refuse à admettre la vaste extension des nappes austro-alpines, telle qu'elle a été définie par MM. Lugeon et Termier, puis par différents géologues autrichiens et il suppose une atténuation rapide vers l'E dans les Alpes orientales de l'effort orogénique. Il attribue

du reste une importance primordiale au contraste existant entre les Alpes autrichiennes et les Alpes centrales, qui se marque non seulement par une distribution différente des zones tectoniques, mais encore par des formes tectoniques rapidement modifiées de l'W à l'E, les plissements, les chevauchements et les charriages prédominant dans les Alpes centrales, mais perdant bientôt leur ampleur dans les Alpes orientales, où les grandes fractures tendent à jouer un rôle de plus en plus prédominant.

Pour M. Frech l'indépendance des territoires austro-alpins et helvétiques s'est déjà montrée lors des plissements hercyniens; la sédimentation mésozoïque s'est faite dans des conditions différentes dans l'une et l'autre région et, pendant les plissements alpins, l'énergie maximale de l'effort tangentiel ne s'est pas manifestée en même temps à l'W et à l'E.

A mesure que se développent et se précisent en Suisse les conceptions de la tectonique alpine moderne, à mesure aussi s'étend à des cercles plus nombreux à l'étranger l'intérêt que suscite cette grandiose question, et les publications synthétiques consacrées à ce sujet se multiplient. C'est ainsi que M. M. Lucius (58) a consacré à la géologie des Alpes suisses une série d'articles à l'usage des géologues luxembourgeois.

Dans un premier chapitre l'auteur expose sommairement la théorie générale des phénomènes de plissement et d'effondrement et le principe fondamental du dynamo-métamorphisme. Le second chapitre est consacré à un aperçu stratigraphique; l'auteur y décrit les formations cristallophylliennes des Alpes valaisannes et tessinoises ainsi que celles des massifs du Gothard et de l'Aar et il montre les deux discordances qui se manifestent dans la zone des Aiguilles Rouges et du massif de l'Aar entre le Cristallin et le Houiller, comme entre le Houiller et Permien supérieur, tandis que toutes deux disparaissent complètement plus au S. Il passe en revue très brièvement les formations mésozoïques et tertiaires des diverses zones alpines, en développant par-ci par-là sur les limites de faciès et sur les mouvements transgressifs et régressifs des mers des idées qui étonnent.

M. Lucius consacre un chapitre entier à un exposé historique de l'évolution des idées sur la tectonique alpine en commençant avec Léop. de Buch et la théorie des soulèvements verticaux, pour finir avec les théories modernes des grands charriages. Il passe ensuite à la description des moraines et des grandes nappes d'alluvions de la Suisse centrale et con-

sacre quelques pages aux phénomènes de l'érosion, tels qu'on les observe dans les environs de Saint-Gall le long de la Sitter et de la Steinach.

De Saint-Gall l'auteur est allé dans le massif du Säntis guidé par la belle publication de M. Alb. Heim et en a étudié la tectonique; puis il s'est rendu dans les gorges de la Tamina, où il a observé l'œuvre de l'érosion torrentielle, accrue par les mouvements tourbillonnaires, et compliquée par les phénomènes de l'épigénie glaciaire. Il a visité aussi dans les Grisons la Via Mala et dans les Alpes glaronnaises le domaine classique, où le Verrucano et la série mésozoïque qui le recouvre chevauchent sur les couches intensément plissées du Flysch. Enfin il a tenu encore à se faire une idée personnelle des Alpes calcaires qui entourent le lac des Quatre Cantons, soit, d'un côté, l'Axenbergl, le Frohnalpstock, la Hochfluh, de l'autre, le Pilate.

M. R. LUCERNA (57) a consacré quelques pages à la description du magnifique **relief du Säntis** au 1 : 10000 publié par M. Alb. Heim, et s'est attaché à mettre en lumière les caractères topographiques de cette chaîne, qui parlent, à son avis, en faveur d'une importante action des glaciers pléistocènes.

En terminant ce chapitre je crois devoir citer les expériences par lesquelles M. W. PAULCKE (67) est arrivé à reproduire artificiellement diverses formes tectoniques reconnues dans la nature. L'auteur a montré ainsi la formation de nappes par chevauchement direct et sans développement préalable d'un pli complet; il a mis en outre en lumière l'importance très grande que prennent dans la genèse des formes tectoniques les résistances locales ou au contraire les défauts de résistance.

Alpes.

Alpes valaisannes et piémontaises. Dans une courte notice, M. E. ARGAND (71) a insisté sur le fait que le Carboniférien typique de la **grande zone permo-houillère** en Valais est relié aux schistes de Casanna de la nappe du Grand Saint-Bernard, soit par un passage vertical, soit par des passages latéraux. La dépendance stratigraphique des deux faciès ne faisant pas de doute, on doit conclure à leur dépendance tectonique et considérer la zone permo-houillère comme faisant partie de la nappe du Grand Saint-Bernard.

L'auteur fournit dans cette même notice quelques renseignements pétrographiques, soit sur une roche éruptive basi-

que intercalée dans le Houiller à Agaren, soit sur divers types de schistes cristallins de Casanna.

Cette publication a été reproduite dans les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles sous une forme résumée (71).

M. E. ARGAND (67) a cherché en second lieu à préciser la répartition des **roches vertes des Alpes pennines**; il a montré que ces formations sont surtout abondantes dans la couverture des nappes du Mont-Rose et de la Dent-Blanche et qu'elles dérivent d'anciennes roches éruptives, métamorphisées en même temps que les schistes encaissants.

Dans une troisième publication le même auteur (68) a repris la question du pli en retour, qui affecte le dos de la nappe du Grand Saint-Bernard depuis les Mischabel jusque dans la vallée de Bagnes et qui donne à ce dos l'apparence d'un pli en éventail. Cette complication tectonique est sans aucun doute due à l'enfoncement du front de la nappe du Mont-Rose dans celle, sous-jacente, du Grand Saint-Bernard. Une fois que la véritable cause de l'apparente structure en éventail de cette zone tectonique a pu être reconnue dans les Alpes valaisannes, M. Argand se croit autorisé à étendre la même conception à la zone correspondante des Alpes franco-italiennes; il admet donc qu'ici se prolonge la nappe du Grand Saint-Bernard, qu'elle y est toujours affectée par des plis en retour déterminant une structure en éventail et que ces plis sont dus eux-mêmes, comme plus à l'E, à la poussée de la nappe sus-jacente du Mont-Rose-Grand-Paradis, qui doit se continuer en profondeur jusque sous la partie méridionale du bassin tertiaire piémontais.

Toujours à propos de la nappe du Grand Saint-Bernard, M. E. Argand (69) a fait ressortir l'avantage qu'il y a, pour établir dans cette zone les surfaces structurales, à se servir de la limite très franche entre les quartzites du Trias inférieur et les couches calcaires ou schisteuses du Trias moyen-supérieur, plutôt que de la limite très indécise entre le Trias et le Permo-houiller.

Enfin M. E. ARGAND (70) a consacré une fort intéressante publication à la tectonique générale des **Alpes pennines**. Ce travail comprend d'abord une carte tectonique et deux stéréogrammes destinés à mettre en lumière le mode de superposition des six nappes, qui constituent cette région des Alpes: 1° la nappe d'Antigorio, 2° la nappe de Lebendun, 3° la nappe du Monte Leone, 4° la nappe du Grand Saint-Bernard, 5° la

nappe du Mont-Rose, 6^e la nappe de la Dent-Blanche. Les stéréogrammes spécialement montrent l'effet sur la structure superficielle de la plongée longitudinale de tous les éléments vers le SW, les éléments inférieurs apparaissant successivement du SW au NE, sous les éléments sus-jacents de plus en plus profondément érodés.

Les planches publiées par M. Argand montrent aussi la liaison continue entre les racines et les parties recouvrantes des nappes du Mont-Rose et du Grand Saint-Bernard. Dans un commentaire assez incisif, leur auteur oppose sa conception tectonique à celle de M. Schmidt qui, confondant les traces des plis avec leurs directions, a été amené à supposer de grands plis transversaux non existants et à méconnaître le vrai caractère de nappe couchée au NW du pli du Mont-Rose.

Cherchant le prolongement des nappes pennines vers l'E, M. Argand admet, avec M. Schardt, que la nappe de la Dent Blanche doit correspondre à celle de la Suretta, celle du Mont-Rose à celle du Tambo, et celle du Saint-Bernard à celle de l'Adula. Vers le SW il admet que la vaste nappe du Saint-Bernard doit conserver son caractère tectonique jusque dans les Alpes franco-italiennes; dans la vallée de Bagnes en particulier les schistes cristallins de cette zone doivent flotter encore sur des terrains mésozoïques et cette certitude est d'autant plus intéressante à acquérir qu'ici les formes superficielles sont celles d'un pli en éventail, c'est-à-dire celles qui sont considérées habituellement comme manifestant par excellence l'autochtonie. En réalité cette structure est déterminée dans le cas particulier par la formation d'un pli en retour dans le dos d'une nappe.

M. Argand s'étend du reste longuement sur ce prolongement vers le SW des nappes pennines, il insiste sur la nécessité d'étendre à l'ensemble de la zone carbonifère les formes tectoniques constatées en Valais dans la nappe du Grand Saint-Bernard et de considérer les nappes éogènes de l'Embrunais et de l'Ubaye comme le front et le jambage renversé de cette nappe. Considérant la zone carbonifère comme étant en recouvrement sur une grande largeur, il est amené à réfuter les arguments opposés à cette manière de voir par M. Kilian et il le fait en développant les considérations suivantes d'intérêt général :

1^o Les boucles emboîtées d'un même pli couché peuvent être peu accentuées dans les formations supérieures, très accusées au contraire dans les couches profondes; la faible

profondeur du synclinal des Aiguilles d'Arves ne signifie donc pas que la zone synclinale dans son ensemble ne soit pas très profonde.

2° La partie haute du synclinal des Aiguilles d'Arves ne doit pas être solidaire de sa partie basse, parce que cette solidarité serait inconciliable avec la structure replissée et imbriquée du Flysch des nappes de l'Embrunais.

3° Les termes de passage constatés entre certains termes mésozoïques dauphinois et briançonnais n'implique en aucune façon l'impossibilité d'un transport lointain de la zone carbonifère et il faut d'une façon générale se garder de considérer les zones isopiques comme devant coïncider exactement avec les zones tectoniques.

4° Quant aux passages verticaux constatés par M. Kilian entre les divers groupes du Jurassique dauphinois et intra-alpin dans le Val Ferret, ils peuvent s'expliquer par la persistance d'un jambage renversé aminci.

Passant à la nappe du Mont-Rose, M. Argand se base sur la remarquable analogie existant soit entre la coupole du Mont-Rose et celle du Grand Paradis, soit entre le pli en retour des Mischabel et le pli du Valsaravanche, pour supposer que les formes tectoniques générales ont dû rester sensiblement les mêmes entre ces deux lignes transversales et que le pli du Grand Paradis doit donc lui aussi être considéré comme une nappe. Cette grande unité, après avoir momentanément disparu dans un enlacement transversal, réapparaît dans le massif de la Dora Maira, où les gneiss recouvrent la zone graphitique de Pinerolo et s'y enfoncent en plusieurs digitations culbutées. Dans la partie septentrionale de ce massif des complications interviennent du fait de plissements transversaux très accusés.

A propos de la nappe de la Dent-Blanche, M. Argand insiste sur les analogies pétrographiques qui existent entre le massif du Monte-Emilius et la zone Sesia-Lanzo, qui doit en être la racine. Ici aussi la superposition des nappes a été compliquée par des replis transversaux ou subtransversaux. A propos de ces phénomènes de compression longitudinale l'auteur discute l'influence qu'a dû exercer sur les nappes en mouvement vers le NW l'arc de cercle des massifs hercyniens de l'Aar, du Mont-Blanc, du Pelvoux et du Mercantour; il montre qu'elle a dû consister en une compression de la partie interne des nappes, une distension au contraire de leur partie externe. Il expose aussi comment on peut se représenter le phénomène des plis en retour comme dû non à des

poussées inverses à la poussée principale, mais simplement aux pressions exercées par le front d'une nappe sur son sous-bassement. Quant au renversement et à l'amincissement des racines, l'auteur l'explique en supposant que, par la continuation même de l'effort tangentiel, la résistance opposée par les parties recouvrantes des nappes à la poussée des racines a obligé, à un moment donné, la matière de celles-ci à fluer vers le haut, en subissant un laminage intense; il admet que ces racines étaient auparavant beaucoup moins redressées et possédaient une puissance notablement supérieure.

Alpes grisonnes et autrichiennes. Dans une monographie phytogéographique consacrée au **massif de la Bernina** par M. E. RÜBEL, M. E. BLÆSCH (75) a rédigé un chapitre de quelques pages, dans lequel il décrit brièvement la géologie de la région d'après la bibliographie et quelques observations personnelles. Il donne d'abord un aperçu sur les roches endogènes, qui forment la plus grande partie de la surface et parmi lesquelles il faut distinguer, à côté de plusieurs variétés de granite, des syénites et des diorites; il cite également des filons d'aprites, de pegmatites et de porphyres quartzifères qui coupent granite et schistes cristallins.

Après une description très sommaire des schistes cristallins et des formations permienes, triasiques et jurassiques (Schistes Lustrés), M. Blæsch expose en quelques pages les grands traits de la tectonique. Il décrit en particulier une zone de terrains mésozoïques, qui se suit depuis le Piz Alv vers le S par le ravin de la Bernina, l'Alp da Bondo, le Val d'Arlas, le versant E du Piz d'Arlas, jusqu'à la Forcola di Carale, qui, au N du Piz d'Alv, se prolonge dans le Val del Fain, le Piz Tschüffer et la plaine de la Pischia jusqu'au glacier de Languard, et qui là s'incurve vers le NW de façon à passer par la Crasta da Staz et le lac de Staz. Cette zone représente évidemment un synclinal couché et laminé, séparant l'une de l'autre deux nappes cristallines, la nappe sous-jacente de la Bernina, la nappe sus-jacente de Languard; elle correspond probablement à la zone triasique de Samaden.

Une seconde zone semblable à la première, mais formée surtout de Verrucano et de Trias, passe par le Piz Stretta, le Val Ambrie, le haut du Val Livigno, la Forcola di Livigno et le Val Lagone. Enfin sous la masse cristalline de la Bernina s'étend une zone triasique inférieure, qui est bien visible dans le Val Fex et contourne la région culminante du massif pour se prolonger au S.

M. Bloesch fournit quelques renseignements sur les moraines et les autres formations quaternaires, puis il passe à la genèse de la topographie actuelle. Parlant des vallées, il attribue leur creusement exclusivement à l'érosion aqueuse, tandis qu'il reconnaît comme signes de l'action des glaciers les roches moutonnées et les petits bassins rocheux qui y sont creusés. Quant aux lacs plus importants du col de la Bernina (lago della Scala, lago Bianco, lago Nero, Lej Pitschen), ils sont dus, pour la plus grande partie en tout cas, à des barrages morainiques.

Un dernier chapitre est consacré aux différents éléments qui entrent dans la composition des sols et à leur valeur au point de vue agronomique et botanique.

Pendant les études géologiques qu'il a effectuées dans les **Alpes de la Basse Engadine**, M. ALB. SPITZ (89) a porté son attention spécialement sur les lacunes qu'il a fréquemment observées dans les séries concordantes, et a cherché à préciser leur origine. Il a examiné successivement les cas de couches plastiques, amincies ou supprimées localement par compression perpendiculaire à leur stratification, les cas de laminages et de déchirements provoqués dans la partie supérieure d'un soubassement par le mouvement d'une nappe sus-jacente, les cas d'étirements produits dans un jambage renversé et ceux de glissements parallèles à la stratification, intervenus pendant la compression latérale d'une série sédimentaire et ayant déterminé, en pleine succession normale, des lacunes plus ou moins considérables. Il désigne sous le nom de « banc de glissement » (Gleitbrett) des paquets de couches, décollés ainsi de leur soubassement et entraînés dans la direction de la poussée sous l'influence essentielle de l'effort tangentiel.

C'est en admettant la superposition répétée de semblables bancs de glissement que M. Spitz croit devoir expliquer certains profils de la Basse Engadine, dans lesquels on ne trouve aucune série complète et qui montrent une superposition isoclinale des niveaux les plus divers se succédant sans aucun ordre : cette interprétation s'appliquerait en particulier au profil passant par le Piz Vaüglia et le Piz Mezaun et à celui passant par le Murtirol et le Piz Suter. M. Spitz trouve d'autres exemples de bancs de glissement dans le Trias du massif du Piz Lad-Piz Umbrail et dans le voisinage du chevauchement du gneiss du Val Muranza dans le district du Münsterthal.

Du reste M. Spitz considère que dans le phénomène géné-

ral du plissement il naît très souvent, dans les grandes unités que représentent les plis ou les nappes, des unités secondaires, qui subissent des mouvements relatifs plus ou moins considérables et qui peuvent prendre la forme caractéristique des bancs de glissement.

M. CH. TARNUZZER (92) a reconnu l'existence dans le Trias supérieur du Piz Starlex, dans la région frontière de l'Engadine et du Tyrol, d'un quartzporphyre, du reste profondément altéré, qui se présente sous forme soit de filons, soit de nappes interstratifiées. Ce fait rappelle tout à fait les gisements de porphyre signalés par MM. Hammer et Spitz dans les environs du Scarlpas et du Münsterthal.

M. W. VON SEIDLITZ (88) a consacré une intéressante notice à des gisements de **roches éruptives basiques** qu'il a étudiés dans le territoire du **Rhaeticon**. Ces roches sont toujours associées en une sorte de zone de broyage à d'autres formations, telles que schistes et grès du Flysch, brèches du type de la brèche du Chablais. Leurs gisements ne sont pas répartis d'une façon quelconque, mais jalonnent trois lignes dirigées à peu près de l'E à l'W, dont les deux premières au N correspondent à de grandes lignes de dislocation coupant la masse austro-alpine du Rhaeticon, dont la troisième au S suit la base du bord radical de cette masse. Sur la première ligne se trouvent les gisements de Vallorsch; sur la seconde se suivent les gisements du Malbunthal, de Sass, de Palüd et de Brand; sur la troisième les roches basiques et les brèches de broyage s'observent d'une façon presque continue depuis le Schwarzhorn jusqu'à l'Alp Gapfahl.

Considérées au point de vue pétrographique les roches basiques sont surtout des porphyrites se rattachant à un magma diabasique, puis des serpentines et des ophicalcites; il s'y mêle presque toujours des quartzites (Oelquartzite), des schistes noirs probablement du Flysch, des débris écrasés de granites et de schistes cristallins; plus rarement on trouve aussi dans leur voisinage des calcaires à radiolaires avec des radiolarites et des brèches. Cet ensemble de formations se rattache nettement en partie à la nappe rhétique, en partie à la nappe de la Brèche.

Par leur alignement le long des deux grandes dislocations E-W de Vaduz-Bludenz et de Malbun-Brand, suivant lesquelles les formations austro-alpines sont chaque fois refoulées en chevauchement sur elles-mêmes, ces gisements de roches rhétiques et préalpines se révèlent clairement comme

formant sous la nappe austro-alpine une zone de charriage broyée. D'autre part le fait que ces formations n'apparaissant que là où la base du Trias austro-alpin existe, et font défaut là où la série triasique est réduite à ses termes supérieurs, comme cela est le cas par exemple dans le Liechtenstein, montre qu'il s'agit ici d'éléments entraînés sous forme de paquets broyés dans le plan de chevauchement de la nappe austro-alpine, plutôt que d'une ou plusieurs nappes continues, comme l'admettait M. Lugeon.

M. B. SANDER (86), qui étudie la région occidentale de la grande fenêtre des Tauern dans le massif de Tux, a visité le Praetigau, de façon à connaître de visu les éléments des diverses nappes intercalées entre les Schistes lustrés et les formations austro-alpines. A la suite de cette excursion, il a pu établir que plusieurs des faciès lithologiques attribués dans le Praetigau par M. Steinmann à la nappe de la Brèche se retrouvent dans le massif de Tux. Mais, si l'auteur considère la présence de la nappe de la Brèche dans ce dernier territoire comme très probable, il doit reconnaître d'autre part que le schéma de la superposition des nappes établi par M. Steinmann ne peut pas s'appliquer directement à la partie occidentale de la fenêtre des Tauern. Ici l'on est en présence d'une série de difficultés stratigraphiques et tectoniques, qui sont loin d'être résolues.

Il convient de citer ici une notice récente de M. W. HAMMER consacrée à la géologie du petit **massif calcaire du Jaggl ou Endkopf** dans le haut Vintschgau (81).

L'auteur commence par fournir quelques documents nouveaux sur le soubassement cristallin du Trias dans cette région, qui comprend des orthogneiss œillés à deux micas, des paragneiss formés surtout de plagioclase, de quartz et de biotite et des filons de granulites d'une part, de porphyrites dioritiques d'autre part.

Sur ce Cristallin repose le Verrucano ; celui-ci débute à la base par des arkoses verdâtres, au grain grossier, dont la composition offre du reste des variations assez étendues ; vers le haut ces arkoses prennent une structure de plus en plus fine et passent à des schistes sériciteux. Le Verrucano supérieur, qui correspond probablement à peu près au Buntsandstein, comprend des grès fins, jaunâtres, devenant de plus en plus calcaires vers le haut.

Le Muschelkalk, qui suit, comprend de bas en haut :

1° Des calcaires encore partiellement gréseux, mais contenant par places des encrines.

2° Un banc de calcaire dolomitique clair, qui manque parfois.

3° Des calcaires grumeleux associés à des dolomies à encrines et à la base, à des calcaires à silex.

4° Des calcschistes rougeâtres, associés à des cornieules, à des dolomies poreuses et à du gypse.

Sur ce Trias moyen vient un épais complexe de calcaires dolomitiques en gros bancs, qui contiennent, par places, en grande quantité, des gyroporelles (*Diploporendolomit*) et qui sont surmontés par une zone de dolomies cellulaires, de cornieules, de gypse et de schistes argileux jaunâtres représentant le niveau de Raibl.

Cette série triasique se rattache nettement au faciès nord-alpin de M. Frech, tel qu'il est développé aussi dans les montagnes calcaires de la Basse Engadine; vers le S elle offre certains caractères de transition au faciès central-alpin.

Passant à la tectonique du massif du Jaggl, M. Hammer commence par développer l'idée que, contrairement à une interprétation donnée par M. Lachmann, le Verrucano de ce massif repose en superposition stratigraphique sur le Cristallin sous-jacent, dont ses éléments constitutifs dérivent directement. Les irrégularités qui se montrent dans le plan de superposition des formations sédimentaires sur les gneiss sont dues, d'une part à la transgressivité du Verrucano, de l'autre à de grandes fractures, dont l'une passe par l'Arлуiberg, l'autre par le versant S du Hengst.

Quant aux formations triasiques M. Hammer les décrit et les figure comme formant trois plis déjetés ou même couchés au NW, dont le plus élevé prend même la forme d'un véritable chevauchement; c'est ce dernier qui constitue le sommet du Jaggl. Ces plis sont compris dans un synclinal cristallin, dont le jambage septentrional, à l'Arлуi, est peu incliné, tandis que son jambage méridional est presque vertical. De multiples complications interviennent dans cette zone, déterminées soit par l'intensité même de l'effort orogénique, soit par la plasticité différente des divers complexes plissés.

Se basant sur le sens des plongements, M. Hammer croit devoir admettre pour les plis du massif du Jaggl une poussée dirigée essentiellement de l'E à l'W, comme M. Spitz l'a supposé pour le massif de Lischanna plus à l'W. Cette analogie tectonique entre les deux régions l'amène à discuter la question des relations entre les chaînes calcaires de la Basse En-

gadine et le Jaggl, mais, ne croyant pas pouvoir trancher cette question, il admet deux possibilités : ou bien les formations triasiques du Jaggl représentent la terminaison vers le SE de la nappe austroalpine de la Basse Engadine, brusquement relevée suivant une faille, qui serait le prolongement de la faille de Schlinigen et qui passerait par l'Arlui ; ou bien ces formations appartiendraient à la couverture sédimentaire des gneiss chevauchants du Nockenkopf-Rojenthal et seraient simplement comprises dans un synclinal secondaire du dos de la nappe de ces gneiss.

A propos de la géologie de la Suisse orientale, il est nécessaire de dire ici quelques mots d'un important travail, terminé récemment par MM. O. AMPFERER et W. HAMMER (64) et qui intéresse les régions alpines directement voisines des Alpes grisonnes et saint-galloises. Il s'agit de l'étude d'une zone transversale à la direction des Alpes et s'étendant du lac de Garde à l'Algäu, et la forme donnée à cette publication est celle d'un profil géologique au 1 : 75 000 accompagné d'un texte explicatif détaillé. Le profil et le texte sont fondés non seulement sur les observations personnelles des auteurs, mais aussi sur les levés particulièrement nombreux faits pendant ces dernières années, sous la direction supérieure du service géologique autrichien, dans toute la zone transversale choisie.

A chaque tronçon du profil correspond un chapitre spécial du texte. C'est ainsi qu'à propos de la région molassique du bassin de la Wertach les auteurs font ressortir le plongement isoclinal remarquablement régulier de la molasse et décrivent les bancs de Nagelfluh intercalés dans celle-ci ; puis MM. Ampferer et Hammer montrent l'écrasement de la zone des chaînes helvétiques à l'Alpspitz et à l'Edelsberg et les dislocations de la zone de Flysch qui suit au S ; entre le Flysch et les chaînes à faciès austro-alpin ils décrivent la zone imbriquée du Zinken, formée de Crétacique supérieur, de calcaires à *Aptychus* jurassiques et de Hauptdolomit en écaillés alternantes.

Les Alpes calcaires septentrionales, dont MM. Ampferer et Hammer donnent une assez longue description, sont caractérisées en première ligne par le développement qu'y prennent les chevauchements et les nappes. Sur leur bord frontal vient d'abord une grosse écaille triasique-jurassique, qui est chevauchée au S par la grande masse dolomitique et jurassique du Schattwald et de la Rhonenspitz. Au Gaishorn vient un

nouveau chevauchement du Trias sur le Jurassique avec, à la base du chevauchement, une véritable zone de broyage de Jurassique et de Crétacique; puis, deux fois encore, au Kugelhorn et au Kastenkopf, on voit le Hauptdolomit revenir par chevauchement sur les formations mézozoïques plus jeunes. Plus au S encore, dans la région du Jochbachthal et du Hornbachthal, se développe une vaste nappe de Hauptdolomit recouvrant presque horizontalement les schistes de l'Allgäu.

La partie S des Alpes calcaires septentrionales, appelées Alpes du Lechthal, est particulièrement compliquée; l'on y reconnaît deux chevauchements principaux, l'un dans la région du haut Lechthal, l'autre, qui prend l'ampleur d'une véritable nappe supérieure de Trias, dans la zone de la Freispitz de la Wetterspitz et de l'Aples Plaispitz; en outre les formations jurassiques-crétaciques sont affectées par de multiples replis et écailllements secondaires et toute la région paraît enfin avoir subi un plissement orthogonal. Les auteurs donnent de ce tronçon particulièrement intéressant trois profils parallèles et de nombreuses coupes locales.

Les auteurs passent ensuite à la description du massif cristallin de Silvretta, dont les schistes chevauchent, au N, sur les formations mézozoïques des Alpes calcaires, et dont les caractères pétrographiques sont nettement différents au N, où prédominent les gneiss phyllitiques et les phyllites granatifères, et au S, où se développent surtout les gneiss francs mêlés à d'importantes masses de roches diabasiques.

La région de la fenêtre de la Basse Engadine fait l'objet d'un chapitre très important, qui est fondé soit sur les travaux récents de MM. Paulcke, Grubenmann et Tarnuzzer, soit sur les observations personnelles de M. Hammer, concernant spécialement la partie autrichienne de ce territoire. Dans un chapitre stratigraphique, M. Hammer commence par distinguer du type commun des schistes lustrés une série de formations diverses, pour lesquelles il cherche à préciser l'âge et le faciès. Parmi ces formations les brèches prennent une importance particulière; ce sont des dépôts en partie calcaires et échinodermiques, en partie riches en quartz, associés à des couches schisteuses, qui, en partie au moins, doivent être crétaciques, car on y a trouvé des orthophragmines; ils sont particulièrement développés entre la vallée de l'Inn et le Samnaun dans la région de la Stammerspitz et du Piz Mondin; ils se suivent de là vers le NE sur territoire autrichien. Les roches basiques intercalées dans les schistes

lustrés sous forme de nappes, de filons et de massifs se trouvent dans les positions les plus diverses, sans qu'on puisse leur attribuer un niveau précis.

Quant aux formations schisteuses de la Basse Engadine, M. Hammer sépare d'abord des schistes lustrés ordinaires des schistes bigarrés, sériciteux et quartzeux, qui sont développés soit dans la région de Prutz, soit sur la ligne de l'Arrezjoch-Malfrag-Viderjoch et qui se rapprochent beaucoup du Verrucano; il distingue ensuite des schistes, bigarrés aussi, mais argileux avec des bancs gréseux et des bancs calcaires; ces couches sont souvent associées aux schistes précités; elles contiennent d'autre part des intercalations irrégulières de gypse et de calcaires dolomitiques du Trias; on peut donc les envisager comme probablement triasiques; elles sont très développées le long de la bordure NW de la fenêtre de la Basse Engadine dans le Samnaun. En troisième lieu, M. Hammer distingue des complexes de calcschistes avec des bancs de grès et de conglomérats, dans lesquels on trouve des bancs à Helminthoïdes et qui représentent du Flysch. Ces formations sont enchevêtrées avec les schistes précités dans la bordure NW du complexe schisteux.

Outre ces terrains qui ont été en général incorporés dans le complexe des schistes de la Basse Engadine, M. Hammer rappelle l'existence au-dessus de celui-ci de dépôts triasiques fossilifères à la Stammerspitz, dans le Samnaun, et dans le Fimberthal, et le développement, dans les Alpes du Samnaun, à proximité des gneiss chevauchants de la Silvretta, des calcaires échinodermiques à Arietites, du Lias inférieur.

Comparant les faciès des dépôts constatés dans la Basse Engadine aux formations d'autres régions, M. Hammer constate que les dépôts triasiques se rapprochent surtout de ceux des Hautes Alpes calcaires à l'E de l'Inn; quant aux calcaires liasiques ils peuvent aussi bien être rapprochés du faciès d'Adneth que du faciès préalpin et l'absence des calcaires si typiques du Jurassique supérieur de la série préalpine doit être remarquée. La présence de calcaires et de schistes crétaciques dans la partie supérieure de la série de la Basse Engadine est démontrée; quant aux formations plus profondes de cette série, M. Hammer admet comme possible, mais comme nullement démontré, que leur âge puisse remonter jusque dans le Paléozoïque comme l'admettent MM. Diener, Gumbel et Rothpletz.

Passant à la partie tectonique de sa description, M. Hammer commence par rappeler que les schistes de la Basse Engadine

sont bombés anticlinalement suivant la direction SW-NE et qu'ils sont chevauchés vers le SE par la masse cristalline et triasique de l'Oetzthal, vers le NW par celle de la Silvretta ; il constate ensuite qu'entre les schistes gris et le Cristallin s'intercale, surtout vers le NW, une zone imbriquée, très compliquée, dans laquelle on peut distinguer de l'intérieur vers l'extérieur, les éléments suivants : 1^o le complexe triasique de la Stammerspitz ; 2^o une zone de schistes crétaciques et peut-être tertiaires ; 3^o un mélange confus de calcaires liasiques, de schistes gneissiques et de schistes divers appartenant en partie au Verrucano, en partie au Trias, en partie au Crétacique et même au Flysch, auxquels se mêlent encore des roches éruptives basiques.

Ces faits une fois établis, l'auteur aborde la question de la signification tectonique générale de cette région et soumet à un examen critique l'idée presque généralement admise actuellement que la Basse Engadine représente une vaste fenêtre creusée dans une grande nappe unique de l'Oetzthal-Silvretta et découvrant les formations sous-jacentes, qui appartiennent aux nappes rhétiques, préalpines et pennines. A cette manière de voir il oppose une série d'arguments : d'abord il croit pouvoir prouver que les deux masses de l'Oetzthal et de Silvretta, là où elles entrent en contact, ne sont pas continues, mais sont séparées par une ligne de dislocation ; il affirme ensuite que tout le détail de la tectonique de la Basse Engadine ne peut s'expliquer simplement par le développement de la nappe austro-alpine et qu'il faut admettre des mouvements locaux dirigés d'une façon concentrique vers l'axe du territoire des schistes gris ; il remarque que le contraste stratigraphique entre la série de la Basse Engadine et celles des régions austro-alpines voisines est loin d'être aussi absolu qu'on ne l'admet. Enfin M. Hammer considère comme tout à fait arbitraire le schéma établi par M. Steinmann pour la superposition dans les Alpes grisonnes des nappes des schistes lustrés, des Klippes, de la Brèche, des formations rhétiques et des faciès austro-alpins. En réalité il n'existe d'après lui dans la Basse Engadine aucun élément vraiment caractéristique de la nappe des Klippes ; les calcaires liasiques du Samnaun n'ont pas plus de raison d'être rapprochés des calcaires du système de la Brèche du Chablais que des calcaires d'Adneth par exemple ; et les roches éruptives basiques considérées comme typiques pour la nappe rhétique, sont, en fait, intercalées à des niveaux très divers dans la série de la Basse Engadine ; elles

ne sont pas localisées, comme elles devraient l'être d'après la théorie de M. Steinmann.

Se basant sur ces considérations, M. Hammer admet comme hypothèse la plus probable celle qui fut édiflée autrefois par M. Paulcke et d'après laquelle la région de la Basse Engadine représenterait un ancien bassin d'affaissement, recouvert par des chevauchements confluent des massifs voisins. Il considère pourtant comme aussi possible l'hypothèse d'une grande nappe austro-alpine, à la condition qu'elle soit complétée par celle de mouvements locaux, confluent, survenus non seulement après la mise en place de la nappe supérieure mais encore après une érosion profonde de celle-ci. La fenêtre de la Basse Engadine aurait ainsi été d'abord creusée, puis écrasée et bombée par les poussées convergentes des masses cristallines qui la bordaient.

La description de MM. Ampferer et Hammer s'étend ensuite sur la région occidentale du massif de l'Oetzthal depuis la chaîne du Lischanna jusqu'à la vallée de Münster et au Piz Umbrail. Les auteurs y exposent les modifications progressives qu'y subit du N au S la série austro-alpine; puis ils abordent l'étude tectonique de ce tronçon de leur grand profil. Pour le Piz Lischanna ils adoptent à peu près la coupe établie par M. Schiller, en admettant pourtant une ampleur moins grande des phénomènes de recouvrement; ils donnent un aperçu général sur le massif cristallin de Sesvenna, qui est terminé brusquement au S par une faille verticale. Le long de celle-ci les gneiss buttent contre la série permienne et triasique du Piz Starlex, qui est intensément plissée et disloquée et qui supporte un lambeau de recouvrement de Verrucano. Plus au S le massif du Piz Urtilola est formé par une grande plaque de gneiss qui chevauche, sur toute la largeur de la chaîne, sur le Verrucano de la série du Piz Starlex; ce chevauchement prend du reste un grand développement et c'est à lui en particulier que correspond la superposition du lambeau de recouvrement gneissique bien connu du Piz Lad, du Piz Umbrail et du Piz Chazfora, qui repose sur une zone très inégale en épaisseur de Trias. Malgré l'ampleur de ce phénomène, MM. Ampferer et Hammer, se basant sur la similitude lithologique existant entre les gneiss chevauchants et ceux du soubassement du Trias, ne veulent pas voir là une nappe d'origine lointaine, mais considèrent le chevauchement comme localisé à cette région occidentale de la masse cristalline de l'Oetzthal et comme produit par un mouvement dirigé à peu près de l'E à l'W.

A propos de la région du Val Fraelé, du Stelvio et de l'Ortler, MM. Ampferer et Hammer maintiennent le point de vue qui a été soutenu antérieurement par M. Hammer; ils persistent à envisager la zone de terrains triasiques-jurassiques, qui s'étend de Livigno par le Val Fraelé, jusqu'au Stelvio et à l'Ortler, comme un synclinal incurvé, déjeté vers le SW puis vers le S et fermé au N; la partie SW de ce synclinal s'est affaissée le long de la grande faille verticale de Zebbru, de Livigno jusque dans le Suldenenthal, ce qui fait butter les couches triasiques contre les schistes cristallins.

Se basant sur les considérations qui précèdent ainsi que sur les observations faites récemment par MM. Spitz et Dyrrenfurth dans la région frontière des Grisons et du Tyrol, MM. Ampferer et Hammer admettent que les plis déjetés au S de la région de l'Ortler et du Val Fraelé se raccordent avec les plis déjetés au NW de la Basse Engadine par un grand arc de cercle fermé à l'W et enveloppant le massif cristallin du Münsterthal. Ils supposent d'abord la formation d'un bassin d'affaissement entre les grandes fractures de Zebbru et de Straglia-Vitale, puis une poussée à l'W de la masse du Münsterthal, qui a déterminé la formation de plis mésozoïques déjetés vers l'extérieur en arcs de cercle, puis enfin des chevauchements, nés suivant des plans de fracture obliques, qui ont amené dans leur position actuelle sur le Trias les schistes cristallins de l'Urtirola, du Piz Umbrail et des lambeaux de recouvrement de la Basse Engadine. Du reste les auteurs croient pouvoir étendre la notion de poussées E-W, ayant déterminé des plis à direction N-S plus ou moins incurvée, soit aux Alpes du Lechthal, soit aussi à la région des nappes cristallines des Grisons; ils développent ainsi une conception générale qui rappelle celle qu'a émise M. Rothpletz, sans lui correspondre du reste dans les détails. Ils terminent ce chapitre par une réfutation très sommaire des interprétations données pour cette région des Alpes par MM. Termier, Steinmann, Paulcke, etc....

Je puis me contenter de citer très brièvement le chapitre suivant de la description de MM. Ampferer et Hammer, qui concerne la région du Monte Confinale, du Val Furva et du Tonale. Je dirai simplement que les auteurs y font ressortir les relations qui existent d'une part entre la zone des phyllades quartzeuses du Confinale et du Val Furva et la zone cristalline de la Valteline, d'autre part entre la zone du Tonale et celle d'Ivrée. A propos de cette dernière zone, les auteurs insistent sur la nécessité de ne pas confondre les

marbres intensément métamorphisés, qui s'y trouvent intercalés en concordance dans les gneiss et qui doivent être paléozoïques, et les calcaires triasiques qui s'y rencontrent également, mais dans d'autres conditions tectoniques et qui sont assez peu métamorphisés pour être fossilifères par places.

Dans leur description du massif tonalitique de l'Adamello MM. Ampferer et Hammer développent l'idée que l'intrusion ne s'est pas produite ici à une époque déterminée, mais qu'elle s'est échelonnée sur une très longue période, qui a duré au moins depuis le Trias jusque dans le Tertiaire. Ils insistent en second lieu sur la remarquable analogie pétrographique, qui existe entre les phyllades et les gneiss de la couverture sédimentaire du massif de l'Adamello et les schistes cristallins de la zone comprise entre le Tonale et l'Ortler; ils considèrent qu'on ne doit admettre aucune limite de faciès entre les deux régions et, comme d'autre part il ne voient aucun signe probant d'une grande ligne de dislocation dans la zone du Tonale, ils admettent que la grande fracture supposée ici et comparée à la faille judiciaire n'existe très probablement pas.

Au S du massif de l'Adamello s'étend la zone des formations permienes et triasiques faiblement inclinées au N et s'appuyant au S sur des micaschistes. Cette zone est limitée au S par la faille du Val Trompia, qui est bien une véritable faille et non un plan de chevauchement, comme l'avait admis M. Baltzer. Cette fracture remplit ici un rôle analogue à celui que joue plus à l'E la faille judiciaire; elle sépare la zone précitée de la zone des Alpes calcaires de Lombardie, que traverse le dernier tronçon du profil de MM. Ampferer et Hammer. Dans ces chaînes, affaissées relativement aux régions plus septentrionales, le Trias prédomine presque exclusivement; il forme des plis déjetés au S, même en partie chevauchants dans cette direction, mais il montre en outre des signes de poussées ayant agi de l'E à l'W et est coupé par des failles N-S. Les auteurs admettent une frappante analogie entre ces chaînes calcaires et les Alpes calcaires septentrionales, auxquelles elles sont pour ainsi dire symétriques, avec cette seule différence que les chevauchements au S sont moins étendus ici que les chevauchements au N dans les Alpes septentrionales.

La seconde partie du travail de MM. Ampferer et Hammer a pour but d'édifier une synthèse de la tectonique des Alpes dans la zone transversale considérée. Revenant à la bordure du plateau molassique et aux chaînes à faciès hel-

vétiques, les auteurs supposent d'abord que les plis serrés et déjetés au N des grès oligocènes-miocènes ont dû se former sous la poussée des masses à faciès helvétiques venant du S, après que la molasse eût été complètement décollée de son soubassement. Quant aux chaînes crétaciques du Säntis, du Grünten et du Bas Lechthal, ils adoptent la notion des masses charriées, venues du S et décollées elles aussi de leur soubassement.

Pour MM. Ampferer et Hammer il ne peut subsister aucun doute sur le fait que les Alpes calcaires de l'Allgäu et du Lechthal doivent leur tectonique particulière à la formation de nappes, mais ils admettent pour celles-ci une genèse très différente de celle qu'on suppose généralement pour les nappes helvétiques. Ils considèrent qu'il a dû se développer d'abord dans cette région des Alpes une nappe, formée d'une série normale et qui a subi des mouvements indépendants de ceux de son soubassement. Pendant ces mouvements cette nappe s'est disloquée et divisée en de multiples écailles plus ou moins étendues, qui ont chevauché les unes sur les autres; ainsi sont nés les chevauchements de la nappe dite du Lechthal et de celle dite du Wetterstein-Mieming, ainsi que les multiples recouvrements moins étendus mais pourtant importants des Alpes calcaires septentrionales. Quant à la question de savoir si cette nappe austro-alpine recouvre des formations plus jeunes appartenant à une autre zone, ou si elle s'est simplement décollée d'un soubassement cristallin discordant, les auteurs estiment ne pas devoir se prononcer. La direction des mouvements qui ont créé cette tectonique ne semble pas à MM. Ampferer et Hammer avoir été unique; ces auteurs admettent au contraire, à côté de poussées S-N, des poussées E-W, en se basant sur le fait que, d'une part, les divers éléments tectoniques austro-alpins plongent vers l'E et que, d'autre part, ils sont formés par des couches de plus en plus profondes du Trias dans la direction de l'E.

La tectonique du massif de la Silvretta et de la fenêtre de la Basse Engadine paraît à MM. Ampferer et Hammer, malgré les multiples réserves faites dans un chapitre antérieur, pouvoir être expliquée par l'hypothèse d'une grande nappe cristalline chevauchant sur les schistes lustrés; les auteurs admettent d'abord un bombement anticlinal des schistes lustrés, puis seulement leur recouvrement par la nappe cristalline qui a entraîné la formation des zones d'imbrication intermédiaires et le déjettement de l'anticlinal préexistant.

A propos des Alpes du Münsterthal les auteurs distinguent

trois éléments superposés : 1° la masse cristalline principale qui représente l'extrémité occidentale du massif de l'Oetzthal et qui chevauche au NW sur les schistes de la Basse Engadine, 2° la couverture permo-triasique de cette masse qui a subi des déplacements importants et qui montre des signes évidents de laminage, 3° une masse cristalline supérieure, à laquelle appartiennent les masses chevauchantes du Piz Umbrail, du Piz Ciavalatsch, de l'Urtirola et les lambeaux de recouvrement du massif de Lischanna. La superposition de cette zone gneissique supérieure doit être attribuée à une poussée venue de l'E, qui a causé en même temps la formation des plis triasiques en arc de cercle qui se suivent de l'Ortler à la Basse Engadine; mais les formes tectoniques générales de la région font supposer, avant cette poussée EW une poussée dirigée du S au N.

Entre la grande faille de Zebbru et le massif de l'Adamello s'étend un territoire qui se divise en une zone septentrionale caractérisée d'une part par la prédominance des schistes phylliteux, de l'autre par les faibles ondulations de ses couches peu inclinées, et une zone méridionale où les schistes cristallins sont fortement redressés avec un plongement isoclinal au S et où ces schistes sont formés surtout de quartzites et de gneiss injectés. Le massif de l'Adamello, formé d'intrusions successives, a des caractères mixtes entre ceux d'un laccolithe et ceux d'un batholithe.

Enfin dans les Alpes méridionales il faut distinguer la zone des couches permo-triasiques plongeant faiblement au N et la zone des chaînes triasiques avec ses plis chevauchant au S, qui sont séparées par la grande faille du Val Trompia.

Dans un dernier chapitre, synthétique, MM. Ampferer et Hammer commencent par distinguer dans les diverses zones alpines qu'ils ont envisagées deux catégories, d'une part les zones dont les éléments sont pour ainsi dire déracinés, c'est-à-dire arrachés de leur soubassement normal, ainsi la zone plissée de la molasse, celle des chaînes à faciès helvétique et du Flysch, celle des Alpes calcaires septentrionales, celle de Silvretta, celle du Tonale et celle des Alpes calcaires méridionales, d'autre part les zones d'un caractère autochtone, telles que celles de la Basse Engadine, celle du Münsterthal et de l'Ortler et celle de l'Adamello.

Parmi les nappes des Alpes septentrionales MM. Ampferer et Hammer distinguent simplement la nappe à faciès helvétique et la grande nappe austro-alpine, à laquelle appartiennent à la fois les Alpes calcaires de l'Allgäu et du Lechthal et le

massif cristallin de Silvretta. Pour eux la nappe helvétique doit s'étendre beaucoup moins loin vers le S que ne l'admettent les géologues suisses et M. Steinmann avec ses élèves; elle représente en outre un élément complètement déraciné une sorte de grande écaille. Entre cette nappe et la base de la nappe austro-alpine n'existent pas de nappes indépendantes et ce qui a été considéré comme tel, ce sont des lames de charriage arrachées en partie à la nappe sous-jacente en partie à la nappe sus-jacente et mêlées en une zone de broyage très compliquée. Dans la fenêtre de la Basse Engadine la nappe austro-alpine repose directement sur les Schistes lustrés probablement autochtones avec la seule intercalation d'une semblable zone de broyage.

Ces nappes septentrionales ont été mises en place surtout par des poussées dirigées du S au N, dont l'importance a beaucoup dépassé celle des mouvements EW. Dans les Alpes du Münsterthal par contre et jusque dans les Grisons les chevauchements se sont fait essentiellement de l'E à l'W et la limite des Alpes orientales et centrales représente la limite de ces chevauchements, simplement modifiée par l'érosion.

Quant à la mécanique de ces grands mouvements, MM. Ampferer et Hammer insistent sur le fait qu'il ne peut s'agir ici de grands plis couchés, mais qu'on a à faire à des chevauchements nés sur des plans de glissement très peu inclinés à la façon de gigantesques écailles. Ils expliquent cet écaillage en grand de la surface par une diminution de volume des couches profondes de la lithosphère, diminution qui elle-même serait due à une sorte de suction vers la profondeur. Ils montrent enfin que leur interprétation élimine la question souvent difficile de la position de la racine pour beaucoup de nappes, puisqu'en fait celles-ci, qui sont souvent de simples écailles, n'ont pas de racine indépendante.

En terminant ce résumé, je me permets d'observer que, s'il contient quelques contradictions, celles-ci se trouvent dans la publication de nos collègues autrichiens, dont le texte, rédigé par deux savants de mentalité évidemment différente, n'est pas absolument homogène.

Massifs centraux et Hautes Alpes calcaires. La Savoie est trop intimement liée à la Suisse par ses caractères géographiques et géologiques pour que je puisse omettre de parler ici d'un volume publié récemment par M. J. RÉVIL (85) et dont l'objet est la région **des chaînes alpines et jurassiennes de Savoie**. Ce volume n'est du reste que la première partie d'une

publication très importante; il comprend ce qui a trait à la morphologie générale et à la stratigraphie, tandis que le tome suivant traitera spécialement de la configuration géologique et tectonique de la région considérée.

Dans un premier chapitre M. Révil reprend très en détail tout l'historique de la géologie de la Savoie depuis la publication du *Voyage dans les Alpes*, de H.-B. de Saussure, jusqu'aux travaux les plus récents; il donne une liste bibliographique précieuse de tout ce qui intéresse ce vaste sujet.

Vient ensuite une partie intitulée description géographique, dans laquelle l'auteur traite successivement de l'orographie des chaînes jurassiennes et des chaînes subalpines, puis de l'hydrographie de ces chaînes et des synclinaux qu'elles encadrent, du régime des eaux souterraines et des sources, enfin des caractères morphologiques spéciaux que déterminent les terrains constituants variés du territoire considéré.

Mais la partie de la publication de M. Révil qui nous intéresse le plus directement est celle qui est consacrée à la stratigraphie. L'auteur en effet, loin de limiter sa description à la région qu'il a spécialement étudiée, établit entre les terrains existant en Savoie et les formations correspondantes qu'on rencontre ailleurs, soit dans le Jura, soit dans les Alpes, de multiples comparaisons et réunit ainsi d'innombrables documents intéressants.

C'est ainsi qu'à propos du **Lias**, M. Révil fait une révision des formations infra-jurassiques du département de l'Ain, du Jura lédonien, du soubassement des Bauges et de la bordure du massif de Belledonne, puis il tire de cet examen les conclusions suivantes :

Le Rhétien dans les régions jurassiennes, comme dans les chaînes subalpines de Savoie conserve partout un faciès arénacé ou vaseux avec des faunes de Lamellibranches et des bone-beds. Avec l'Hettangien et le Sinémurien le faciès néritique persiste vers le N dans le Jura lédonien, tandis que dans les territoires subalpins c'est le faciès vaseux à céphalopodes qui s'établit, bordé seulement, du côté interne, par une zone néritique à Entroques. Cette distinction s'accroît encore pendant le Charmoutien et le Toarcien, pendant lesquels le géosynclinal subalpin a dû continuer à s'approfondir, tandis que les régions jurassiennes subissaient un remblaiement.

A propos du Jurassique moyen, M. Révil compare le Dogger du Mont du Chat avec les formations correspondantes du Jura, telles qu'on les trouve depuis le département de l'Ain

jusqu'à la Lägern; il fait ressortir la prédominance générale dans tout le Jura des calcaires, tantôt oolithiques, tantôt coralligènes, tantôt échinodermiques. Quant au Dogger de la région subalpine de Savoie, il est peu fossilifère et ne se prête pas à une division précise; M. Révil le compare pourtant aussi aux calcaires médiojurassiques alpins et préalpins soit de Suisse, soit de la Haute-Savoie, soit du Dauphiné, de la Provence et des Alpes maritimes.

M. Révil consacre ensuite un chapitre au Callovien et à l'Oxfordien; considérant d'abord les régions jurassiennes, il rappelle l'existence des oolithes ferrugineuses calloviennes du Mont du Chat, qui se retrouvent dans le Jura méridional, tandis que vers le NE elles sont remplacées progressivement par les calcaires échinodermiques de la « Dalle nacrée »; il montre les calcaires de Birmensdorf à *Och. canaliculatum* surmontant directement au Mont du Chat les oolithes à *Rein. anceps* et recouverts par les schistes marneux du faciès d'Effingen; puis il suit cette série oxfordienne le long des chaînes internes du Jura jusqu'en Argovie, tandis que plus au NW se développe la série dite franc-comtoise, avec les marnes à *Cren. Renggeri* à la base et les marno-calcaires à *Pholad. exaltata* au-dessus. Dans les chaînes subalpines de Savoie le Callovien est représenté par des schistes à *Posid. alpina*, sur lesquels s'appuient des calcaires marneux à nodules pyriteux avec *Perisph. bernensis* et *Card. cordatum*, puis des couches marneuses à *Pelt. transversarium*. De là vers le NE dans la Haute-Savoie et les Alpes suisses, on trouve une série, dont le terme inférieur callovien est difficile à distinguer des couches sous-jacentes, mais dans laquelle le niveau schisteux à *Card. cordatum* reste très constant, tandis qu'au dessus le niveau à *Pelt. transversarium* est en général représenté par des calcaires lités et un peu schisteux. Dans la région delphino-provençale le Callovien figure comme schistes à *Posid. alpina*, l'Oxfordien comprend des couches surtout marneuses.

En résumé les régions subalpines sont restées pendant le Callovien dans un régime géosynclinal et ont hébergé des faunes à affinités méditerranéennes, tandis que les territoires jurassiens n'ont été recouverts que par des eaux peu profondes et ont même partiellement émergé à la fin de cette époque. Ces conditions se modifient dans le courant de l'époque oxfordienne, qui marque un enfoncement du territoire du Jura.

Passant au Jurassique supérieur, M. Révil en aborde l'é-

tude en décrivant d'abord les formations qui lui appartiennent dans les chaînes jurassiennes de Savoie. Là le Séquanien, formé de calcaires lités, se divise nettement en deux niveaux : 1° la zone à *Ochet. marantianum* et *Per. Tiziani*, 2° la zone à *Oppelia tenuilobata*. Le Kimmeridgien comprend de bas en haut : 1° des calcaires à silex avec *Terebr. insignis*, 2° des calcaires grisâtres, oolithiques par places, avec débris d'Echinides, de Polypiers et de Diceras, 3° des calcaires coralligènes avec *Diceras Münsteri*, auxquels sont associés des dolomies. Le Portlandien débute par des calcaires blancs ou jaunâtres avec bancs oolithiques, qui contiennent par places des Diceras et des Nérinées : *N. Maria* d'Orb., *N. trinodosa* Voltz, *Trochalia depressa* Voltz; puis il se termine par des couches purbeckiennes à fossiles d'eau douce, soit des calcaires sublithographiques, soit des conglomérats, soit des marnes verdâtres, alternant avec des couches marines.

Des chaînes jurassiennes de Savoie M. Révil suit le développement du Jurassique supérieur au Salève et dans le Jura méridional, où le Séquanien devient marno-calcaire, tandis que l'ensemble du Kimmeridgien et du Portlandien sont représentés par des couches oolithiques et coralligènes; puis il décrit les variations de faciès bien connues qui se produisent dans le Jura central.

Quant au Jurassique supérieur alpin, M. Révil commence par l'étudier dans la région de Chambéry, de Montmélian et des Blauges; là le Séquanien est composé par des calcaires lités et en partie marneux, dans lesquels on peut distinguer un niveau inférieur à *Perisph. Tiziani* et un niveau supérieur à *Oppelia tenuilobata*, *Sutneria platynota*, etc.... Le Kimmeridgien comprend des calcaires en gros bancs, dans lesquels s'intercalent encore des zones plus marneuses et fossilifères avec *Sowerbya Loryi*, *Aspidoc acanthicum*, *Rein, pseudomutabilis*. Le Portlandien se divise en quatre niveaux :

1° Des calcaires compacts, blonds, à *Opp. lithographica* et *Perisph. transitorius*.

2° Des calcaires bréchiformes avec intercalations marneuses à *Aptychus*.

3° Des calcaires sublithographiques avec bancs à débris de polypiers.

4° Des marnes bleues à *Hopl. privasensis*.

Suivant le Malm dans la Haute Savoie et en Suisse, M. Révil montre que ce n'est guère que dans les Préalpes externes qu'on peut en distinguer paléontologiquement les

étages, tandis que dans les Hautes Alpes calcaires se développe le faciès uniforme du Hochgebirgskalk, et que dans les Préalpes médianes le Malm est représenté par des calcaires très pauvres en fossiles, tantôt coralligènes, tantôt compacts et contenant des *Aptychus*.

En terminant ce chapitre, M. Révil fait ressortir l'analogie de faciès et de faune, qui relie le Séquanien des chaînes jurassiennes et subalpines de Savoie, tandis qu'ensuite les deux régions se sont différenciées, celle des chaînes subalpines restant géosynclinale avec accumulation de sédiments à céphalopodes, celle des chaînes jurassiennes se couvrant d'abord de récifs, puis s'exhaussant encore, de façon à émerger à l'époque du Portlandien supérieur.

Un chapitre considérable du livre de M. Révil est consacré à l'étude du **Crétacique inférieur**. L'auteur y rappelle d'abord que dans les massifs des Beauges et de la Chartreuse on peut suivre, au niveau du Valangien, le passage latéral du faciès néritique et organogène au faciès bathial et vaseux. Il décrit ensuite la série infracrétacique des chaînes jurassiennes de Savoie, qui est remarquablement semblable à celle du Jura vaudois et neuchâtelois. Dans l'une comme dans l'autre région, en effet, le Valangien débute par les calcaires compacts du marbre bâtard, qui sont séparés par un niveau marneux (marnes d'Arzier) des « calcaires roux »; puis l'Hauterivien débute par les marnes grises dite d'Hauterive, qui deviennent plus calcaires vers le haut et sont ainsi reliées aux calcaires jaunes oolithiques du niveau de la « Pierre de Neuchâtel ». Ce dernier complexe est attribué par M. Révil au Barrémien inférieur, tandis que les calcaires à *Req. ammonia* sont classés dans le Barrémien supérieur avec les couches à *Orbitolines* et à *Harp. Pelagi*. Seul l'Aptien prend dans les chaînes jurassiennes de Savoie un faciès qui ne se retrouve plus au NE, celui des calcaires zoogènes à *Touc. carinata*.

Quant au Crétacique inférieur des régions subalpines de Savoie, M. Révil rappelle qu'il offre un type mixte. Le Valangien, y débute par des couches marno-calcaires à céphalopodes, correspondant aux niveaux à *Hopl. Boissieri* et à *Hopl. neocomiensis*, puis sa partie supérieure est formée de calcaires roux, gréseux ou même lumachelliques contenant *Hopl. Thurmanni* et *Alectr. rectangularis*. Vers le NW on peut observer le passage des marnes berriasiennes au marbre bâtard. L'Hauterivien est généralement marneux à la base et contient d'assez nombreux céphalopodes : *Hopl. Leopoldi*, *Hopl. ra-*

diatus; vers le haut il s'enrichit en calcaire et contient surtout des Spatangidés : *Toxaster retusus* et des Ostreidés : *Exog. Couloni*. Le Barrémien prend ici une forme semblable à celle des chaînes jurassiennes; sa partie inférieure comprend des calcaires jaunâtres, souvent marneux et contenant surtout des Brachiopodes : *Rhynch. multiformis*, *Zeil. tamarindus*, des Lamellibranches : *Trigonia caudata*, *Janira neo-comiensis*, des Gastéropodes et des Echinides; sa partie supérieure est formée de calcaires urgoniens à *Req. ammonia*, auxquels se mêlent en proportion variable des marnes à *Orbit. conoïdea* et à *Harpagodes Pelagi*. Ces couches marneuses sont en général surtout développées directement sous la limite supérieure du Barrémien et supportent les calcaires à *Touc. carinata* de l'Aptien inférieur.

M. Révil donne ensuite une description synthétique des formations infracrétaciques de la Haute-Savoie et de la Suisse, soit celles des Préalpes, où règne le faciès vaseux, soit celles des Hautes Alpes calcaires, où les formations néritiques prédominent.

A propos du Crétacique moyen M. Révil rappelle l'absence de l'Albien dans les chaînes jurassiennes de Savoie et décrit les dépôts albiens du massif de la Chartreuse et des Beauges, qui vers l'W commencent par des calcaires échinodermiques et se continuent par des grès et des marnes glauconieux, tandis que vers l'E le faciès gréseux prédomine de plus en plus.

Sur ces dépôts albiens on trouve directement, dans les Alpes calcaires de Savoie, l'Aturien qui est transgressif et légèrement discordant. Cet étage débute dans les Beauges et dans le massif de la Chartreuse par des calcaires sublithographiques à silex et nodules ferrugineux, puis le faciès devient tantôt crayeux, tantôt plutôt marneux et les fossiles s'y trouvent plus fréquemment : *Inocer. Cripsi*, *Pachydiscus Levyi*, *Pach. Brandti*, *Bel. mucronata*, *Ananchytes ovata*, etc,...

A propos du Crétacique moyen et supérieur M. Révil a de nouveau réuni d'assez nombreux documents, intéressant les Hautes Alpes et les Préalpes en Haute-Savoie et en Suisse, ainsi que la région delphino-provençale. Dans un chapitre de conclusions il insiste sur l'importance des émerSIONS qui se produisirent dans le Jura et les Alpes françaises soit après le Bedoulien, soit après l'Albien, soit après le Maestrichien et qui furent suivies par les transgressions albiennes et aturiennes.

La partie du livre de M. Révil consacrée au Tertiaire débute par un chapitre consacré au Sidérolithique de Savoie et de Suisse ; vient ensuite une étude du Nummulitique des Beauges. Là la série commence avec des couches à *Num. aturicus*, *Assil. exponens*, *Orthophr. discus*, que l'auteur place au niveau de l'Auversien, elle continue par des marnes à *Cerithium Diaboli* et des calcaires à *Num striatus*, qui sont considérés comme priaboniens. Plus haut le Sannoisien se compose de calcaires plus ou moins gréseux contenant des Pecten avec parfois *Num. Ramondi*, *Num. Boucheri*, etc., tandis que le Stampien comprend des schistes à écailles de poissons passant vers le haut à des grès dits grès du Désert.

Passant à l'Aquitaniien ou Cassélien, M. Révil décrit cet étage toujours formé, depuis les chaînes jurassiennes de Savoie et le massif de la Chartreuse jusqu'en Suisse, par des molasses tendres et des marnes d'un caractère nettement lagunaire ou lacustre ; il montre aussi comment dans les chaînes alpines de Savoie on constate fréquemment une transition absolument graduelle du Stampien à l'Aquitaniien. M. Révil traite enfin assez brièvement la question du Miocène, faisant ressortir l'effet en Savoie des deux phases transgressives du Burdigalien et du Vindobonien. Puis, en terminant son chapitre consacré au Tertiaire, il expose comme suit les événements successifs de cette période : 1^o au début de l'Eocène les territoires jurassiens et alpins de Savoie étaient exondés, ainsi du reste que le Jura et les Alpes suisses ; 2^o avec le Lutétien une première transgression s'est manifestée dans une zone méridionale correspondant à la zone d'origine des nappes helvétiques ; 3^o cette transgression s'est ensuite étendue progressivement au N et à l'W pendant l'Auversien et le Priabonien ; 4^o avec l'Aquitaniien le synclinal tertiaire a été refoulé vers l'extérieur, puis il s'est enfoncé de façon à permettre dès le Burdigalien une liaison marine continue de la Savoie au bassin de Vienne, et cet enfoncement, ayant continué, a provoqué la transgression vindobonienne ; 5^o avec l'époque tortonienne un mouvement régressif se dessine et s'accroît rapidement, en sorte qu'à l'époque pontienne la mer a abandonné définitivement le territoire de la Savoie.

Quant aux formations quaternaires il serait bien difficile de résumer ici la description qu'en donne M. Révil ; contentons-nous de constater que notre confrère de Chambéry retrouve aux environs de l'ancienne capitale de la Savoie les éléments suivants :

1° Traînées caillouteuses et blocs erratiques qui sur la chaîne de l'Epine s'élèvent au niveau de 1500 m. et appartiennent à la glaciation principale.

2° Alluvions de la Haute Terrasse ou interglaciaires Riss-Würm.

3° Moraines würmiennes correspondant au maximum de la dernière glaciation.

4° Alluvions interstadias correspondant à celles du Bois de la Bâtie près de Genève.

5° Moraines néo-würmiennes, en superposition sur les alluvions précitées, correspondant à la moraine d'Ivoire dans le bassin du Léman.

6° Moraines de retrait représentant les stades de Bühl, de Gschnitz et de Daun, qui se succèdent dans les vallées intra-alpines.

Dans une communication à l'Académie des Sciences M. M. LUGEON (83) a constaté le fait que, dans la **zone des Aiguilles Rouges** et dans son prolongement qui forme la bordure septentrionale du massif de l'Aar, il y a discordance entre le Cristallin et le Stéphanien, tandis que dans le **massif du Mont Blanc** et dans le massif de l'Aar proprement dit cette discordance n'existe pas. Il a montré en second lieu que les massifs du Prarion et du Pormenaz buttent avec un fort angle contre celui du Mont-Blanc. Aussi admet-il deux phases de plissement, l'une préstéphanienne ou « ségalaunienne », l'autre permienne ou « allobrogiennne ».

Dans une seconde note, M. M. LUGEON (84) commence par développer l'idée que l'intrusion de la protogine du Mont-Blanc a coïncidé avec le ridement allobrogien. Il remarque ensuite que le synclinal de Chamonix, qui correspond au coin calcaire de la Jungfrau, marque la trace du chevauchement des chaînes allobrogiennes sur les chaînes ségalauniennes.

Il convient de citer ici quelques chapitres d'une étude consacrée par M. CH. BURKY (77) à la répartition de la population dans la **vallée du Rhône entre Martigny et le Léman** et à l'influence exercée par les formes du terrain sur cette répartition.

Dans un chapitre traitant de la topographie de ce tronçon de vallée, l'auteur reprend la question des deux niveaux principaux de terrasses que M. Brückner y a distingués. Il suit la terrasse supérieure sur le versant droit par Plex dans le versant occidental de la Dent de Morcles, par Morcles (1165 m.), Dailly, le Vernays (1071 m.), Gryon, Arveyes (1221 m.),

Villars, Chézières, Huémoz, Panex (950 m.), la Forclaz au-dessus de la Grande Eau (1126 m.), le Rachy sur Vers l'Eglise (1350 m.), le Pillon (1422 m.), le versant S de la chaîne de Chaussy jusqu'à Aigremont, le plateau de Leysin (1116 m.), le haut de Corbeyrier, Luan, Herniaulaz, jusqu'à Caux et aux Avants. Sur le versant gauche la même terrasse se suit du plateau de Ravoir sur Martigny (1250 m.), Giétroz (1357 m.), Finhaut, les Marécottes, les Giettes, Barme dans le haut du Val d'Illiez, Ayerne, Morgins (1314 m.), Champsoz, Revéreulaz, Forgon, Chamosson, Miex, Novel.

La terrasse inférieure se présente à 300 m. plus bas; on la suit par Champex, le Mont (961 m.), les Monts de Bex, les Plans, Frenières (859 m.), Pallneyres (769 m.), Forchex et la Pousaz à l'entrée de la vallée de la Grande Eau, le Sépey (979 m.), le Plan d'Essert, Vers Cort sur Yvorne (720 m.), les Planches jusqu'à Glion (670 m.). Sur le versant gauche cette même terrasse commence à Cheseaux (1080 m.) et se continue par Crête (1030 m.), Plan à Jeur, l'Itroz, le Châtelard, Vérossaz (870 m.), les Rives, Champéry, Val d'Illiez, Trois-Torrents.

M. Burky traite du reste d'une façon générale des actions exercées sur sa vallée par le glacier du Rhône soit comme agent d'érosion, soit comme agent d'accumulation. Il expose aussi très sommairement la tectonique de la région et son influence sur la topographie et l'hydrographie; mais la plus grande partie de son étude se rapporte à des observations climatiques ou ethnologiques qui ne rentrent pas dans le cadre de cette revue. Disons seulement que ces observations mettent en lumière le rôle que jouent dans le cas d'une large vallée d'alluvion les éboulements, les moraines, les cônes de déjections, les éboulis, qui, élevant la surface du sol, la mettent à l'abri des inondations et sont pour ainsi dire prédestinés à devenir le siège d'habitations et à servir de passage aux voies de communication. M. Burky montre aussi par des statistiques l'utilisation qu'ont faite les populations des terrasses et d'une façon générale des replats coupant les versants en général abrupts de la vallée.

Dans une courte description géologique du **tunnel du Lötschberg**, M. C. SCHMIDT (87) a traité plus spécialement du coin synclinal qui s'enfonce entre le granite de Gastern et les gneiss du Loetschenthal. Cette étroite zone calcaire, qui pénètre jusqu'au niveau du tunnel et qui se suit jusqu'à la Jungfrau, se compose de deux séries sédimentaires, formées

l'une de Trias et de Hochgebirgskalk, l'autre de Trias, de Lias et de Dogger de la zone du Ferder Rothhorn et séparées par une lame de gneiss.

M. P. BECK, dont je signalais l'an dernier la carte représentant au 1 : 50 000 la **région située au NW d'Interlaken**, a publié sur cette même région une courte notice (72).

Il commence par définir les divers éléments tectoniques compris dans ce territoire; ce sont :

1° La Molasse subalpine, formée de conglomérats à éléments exotiques, de grès et, vers le haut, de couches à charbon. L'auteur n'a pas retrouvé dans cette zone les plis indiqués dans ses profils par Kaufmann.

2° La nappe du Niederhorn, qui forme la bordure externe des Alpes calcaires entre les lacs de Thoune et des Quatre-Cantons, et qui comprend exclusivement des terrains crétaciques et tertiaires complètement détachés de leur soubassement normal. Au point de vue stratigraphique cette nappe est caractérisée par la transgressivité du SE au NW de l'Eocène, qui commence au S avec le Lutétien, au N avec l'Auvervien et qui repose au S sur le calcaire de Seewen au N sur l'Urgonien inférieur ou Barrémien. Tectoniquement la nappe du Niederhorn comprend : a) le pli du Harder prolongement de celui du Lohner qui se continue au N du Brunig et jusque vers Wolfenschiessen dans la vallée d'Engelberg, où il disparaît sous une nappe supérieure, b) le pli faillé de la Waldegg et c) les chaînes externes proprement dites depuis le Sigriswylergrat jusqu'au Pilate.

3° La nappe de l'Augstmatthorn, qui se superpose à la précédente à partir de la montagne du même nom et prend un développement important vers le NE, pour se prolonger probablement dans la nappe du Drusberg. Cette nappe est particulièrement bien développée au S du Stanzerhorn dans le versant occidental de la vallée de l'Aa d'Engelberg, où elle est intercalée entre le pli du Harder et les Klippes préalpines. Stratigraphiquement elle est caractérisée avant tout par le développement qu'y prennent les schistes de Wang; ceux-ci ont été longtemps considérés comme le superstratum normal des formations crétaciques de la zone du Harder, mais maintenant leur superposition tectonique sur ce Crétacique et même sur le Flysch peut être considérée comme démontrée.

4° La nappe de Habkern, qui sépare les Klippes préalpines de leur substratum helvétique dans le synclinal de Habkern, et qui est caractérisée par l'abondance du matériel exotique

qu'elle contient. M. Beck admet que le Flysch de cette nappe s'est formé au dépens d'une nappe primaire, prétertiaire, qui contenait déjà ce matériel exotique et d'où celui-ci s'est répandu d'un côté dans la nappe secondaire du Wildflysch, de l'autre dans la Molasse subalpine. Outre les grès et brèches du Flysch cette nappe contient des Klippes mésozoïques; en conservant constamment le même caractère lithologique, elle forme la « zone des Cols » dans les Préalpes médianes et semble avoir pris une extension considérable sur les nappes helvétiques jusque dans la Suisse orientale.

5° La nappe des Préalpes médianes se réduit au NE du lac de Thoun à quelques Klippes crétaciques ou tithoniques, dont les plus importantes sont celles de Leimern et du Lom-bach supérieur.

Dans un dernier chapitre M. Beck cherche à refaire l'histoire du développement des grandes nappes et de son influence sur la sédimentation subalpine. Il commence par décrire les sédimentations successives qui ont eu lieu dans le géosynclinal helvétique, montrant la régression posturgonienne et la transgression qui a ramené sur l'Urgonien tantôt l'Albien (Waldegg), tantôt seulement le calcaire de Seewen (nappe de l'Augstmatthorn), puis la régression postsénonienne, qui a limité l'extension des schistes de Wang et qui a été suivie pendant le Lutétien et l'Auversien d'une transgression progressive du S au N.

Ensuite l'auteur précise son explication sur la genèse de la nappe de Habkern; il se figure au S du géosynclinal helvétique une zone en voie de surrection dès les temps supracrétaciques et prenant la forme d'une nappe poussée lentement vers le N. Cette nappe en se démantelant sur son front, aurait fourni les éléments des brèches et des conglomérats du Flysch, qui seraient ainsi en partie des dépôts directement littoraux, tandis que, plus loin des falaises, se seraient déposés les grès du Hohgant et les autres sédiments lutétiens-auversiens. Le mouvement lent du S au N de cette nappe primaire aurait permis le dépôt de brèches grossières dans des zones de plus en plus septentrionales. Après un temps d'arrêt, correspondant à la fin de l'Eocène et au commencement de l'Oligocène, la poussée au N aurait repris, d'après M. Beck, entraînant à la fois les restes de la nappe primaire de Habkern et les sédiments déposés devant son front, et les mêlant de façon très compliquée en ce que Kaufmann a appelé le Wildflysch. C'est ainsi que, pendant le Miocène, ces éléments furent érodés au profit de la sédimentation molassi-

que, disparaissant presque, sauf des lambeaux peu étendus et fournissant aux nagelfluh subalpines leurs cailloux exotiques. Dans ce travail d'érosion c'est la nappe primaire, plus élevée, qui a été le plus profondément attaquée et qui a été de ce fait à peu près supprimée.

Les restes de la nappe de Habkern se trouvent encore actuellement dans la nappe préalpine inférieure, sur les plis haut-alpins sous forme de lambeaux isolés en particulier dans le grand synclinal de Habkern, puis devant le front des chaînes calcaires externes ou même sous les plis helvétiques, ainsi à Derborence, à Kandersteg, dans le Sernfthal. Cette distribution montre que lors de la poussée au N des nappes helvétiques la nappe de Habkern en avait non seulement déjà recouvert tout le territoire, mais qu'elle avait même subi une érosion qui l'avait profondément morcelée.

M. P. BECK (74) a du reste fait de cette même région des Alpes une description beaucoup plus étendue, qui commence par une étude stratigraphique détaillée.

L'auteur envisage d'abord les formations crétaciques des nappes helvétiques qu'il définit comme suit :

Le **Valangien** se divise en quatre niveaux :

1° Les marnes grises valangiennes qui contiennent une faune assez riche, entre autres :

Hoplites asperrimus d'Orb.	Pecten Cottaldinus d'Orb.
» privasensis Pict.	Lima berriasensis Pict.
Haploceras Grasianum d'Orb.	Terebratula moutoniana d'Orb.
Bochianites neocomiensis d'Orb.	Pygope diphyoides d'Orb.
Belemnites latus d'Orb.	Cidaris alpina Cott.
» dilatatus Blainv.	Pentacrinus bernensis Zitt.
» conicus Blainv.	

Ces couches représentent le Berriasien et probablement la base du Valangien proprement dit; elles sont très développées dans le Justusthal.

2° Une zone peu épaisse de schistes marno-calcaires à petites oolites (Knötchenschiefer), qui contiennent de nombreux débris de Lamellibranches et de Crinoïdes avec des dents de sélaciens; les principales espèces de ce niveau sont :

Pycnodus Couloni Ag.	Ostrea tuberculifera Koch.
Sphenodus sabaudianus Pict.	Pentacrinus neocomiensis Des.
Hoplites privasensis Pict.	Cidaris preciosa Des.

3° Le calcaire valangien, qui est développé, soit dans le Justusthal, soit dans la chaîne du Harder, et qui comprend

soit des calcaires siliceux, soit des calcaires compacts, soit des calcaires finement spathiques rappelant l'Urgonien. Ce sont les Belemnites qui prédominent à ce niveau en particulier *Bel. pistilliformis* Bl. et *Bel. semicanaliculatus* Bl.

4^o Un banc mince de calcaire gréseux et un peu glauconieux, qui remplace dans la région du Justusthal la « Gensmättelschicht » du Pilate et qui se distingue par sa grande richesse en fossiles :

Hoplites neocomiensis d'Orb.	Belemnites bipartitus Bl.
» Rüttimeyeri Ooster.	» dilatatus Bl.
» cryptoceras d'Orb.	» pistilliformis Bl.
Holcostephanus Astieri d'Orb.	» semicanaliculatus Bl.
» Carteroni d'Orb.	Terebratula collinaria d'Orb.
Holcodiscus incertus d'Orb.	» sella Sow.
Haploceras Grasi d'Orb.	Pygope diphyoïdes d'Orb.
Phylloceras Tethys d'Orb.	Collyrites Jaccardi Des.
Belemnites Emerici Rasp.	Cidaritis alpina Cott. etc....

Le **Hauterivien** commence dans la chaîne externe par une zone, épaisse de 30 à 40 m., de marnes schisteuses, un peu pyritifères, assez riches en fossiles, qui contiennent entre autres d'assez nombreux ammonoïdes :

Holcostephanus Astieri d'Orb.	Schloenbachia cultrata d'Orb.
» bidichotomus Leym.	Lytoceras Honorati d'Orb.
» Hugii Ooster	» subfimbriatum d'Orb.
Hoplites Leopoldi d'Orb.	Phylloceras Moussoni Ooster.
» radiatus Brug.	» Rouyanum d'Orb.
» castellanensis d'Orb.	» Tethys d'Orb.
Crioceras Duvali Lév.	Haploceras ligatum d'Orb. etc....
» angulicostatum d'Orb.	

Dans la chaîne du Harder ces couches sont remplacées par des calcaires noirs, siliceux et schisteux, sans fossiles.

La plus grande partie de l'Hauterivien est formée par le complexe du « Kieselkalk » épais de 150-200 m., très pauvre en fossiles, dans lequel on ne rencontre communément que *Toxaster complanatus*.

Le **Barrémien** comprend, ici comme dans la Suisse orientale, un niveau inférieur, épais de 1 m. seulement, mais très bien caractérisé par sa teneur en pyrite et en glauconie et par son pigment ocreux ; c'est la couche de l'Altmann avec *Desmoc. difficile* d'Orb., *Desm. Beudanti* Brug., etc.... Ensuite viennent les couches de Drusberg formées de bancs calcaires, foncés, alternant avec des marnes et contenant comme fossiles surtout des Echinides : *Echinospatagus Collegnoi* d'Orb., *E. Ricordeanus* Cott., *Collyrites ovulum* d'Orb., *Heteraster*

oblongus d'Orb., *Cidaris hirsuta* Desor, etc...; ces couches diminuent notablement d'épaisseur vers le SE, où elles sont de plus en plus complètement remplacées par l'Urgonien sus-jacent. Celui-ci n'appartient au Barrémien que par sa partie inférieure, qui est caractérisée en première ligne par l'abondance de *Requienia ammonia*, mais qui contient par places une faune variée.

L'**Aptien** se divise en trois niveaux : 1° les calcaires marneux à *Orbitol. lenticularis*, épais de moins de 1 m.; 2° l'Urgonien supérieur; 3° les couches glauconieuses du Gargasien; mais cette série n'est bien développée que vers le S dans la chaîne du Beatenberg.

Les étages albien et cénomanien n'existent que sous une forme rudimentaire et manquent même le plus souvent. Le Seewerkalk se trouve dans la région du Beatenberg et dans la chaîne du Harder, mais avec une épaisseur très réduite.

Le complexe des calcaires schisteux de Wang est limité à une nappe supérieure, celle de l'Augstmatthorn.

En ce qui concerne les formations éogènes des chaînes calcaires au NW d'Interlaken, M. Beck, après avoir rappelé les interprétations qui en ont été successivement données depuis Kaufmann jusqu'à M. Boussac, en définit les caractères généraux comme suit ;

Le **Lutétien** n'est représenté que dans la chaîne du Harder, où il comprend : 1° un calcaire gréseux à *Num. complanatus* et à grandes orthophragmines; 2° un grès glauconieux à grandes orthophragmines riches en fossiles de Lamellibranches. L'**Auversien** a par contre une extension générale; dans les chaînes septentrionales, aux Ralligstöcke, au Sigriswilergrat, au Niederhorn et à la Gemmenalp, il débute par la série des grès du Hohgant, dans laquelle s'intercalent un ou deux niveaux à charbon et à fossiles d'eau saumâtre, et qui passe vers le haut aux calcaires à lithothamnies et à petites nummulites du faciès du « Ralligmarmor ». Dans la zone de la Waldegg les grès du Hohgant, peu épais, sont recouverts par des calcaires nummulitiques à *Orth. papyracea*, qui supportent eux-mêmes des schistes à débris de Lamellibranches (« Pectinitenschiefer »). Dans la chaîne du Harder on distingue un niveau inférieur gréseux et un niveau supérieur schisteux; dans la nappe supérieure de l'Augstmatthorn on distingue, à la base de l'Auversien, des schistes marneux en partie gréseux, puis des grès quartzeux et enfin des schistes marneux, micacés, jaunâtres ou brunâtres avec des débris de Pecten, des Serpules et des Nummulites. Le **Priabonien** ou

Flysch de la série helvétique prend un aspect beaucoup plus simple que celui qu'on lui a généralement attribué, car beaucoup des éléments qu'on y faisait rentrer sont en réalité préalpins et lui sont mêlés tectoniquement; il comprend essentiellement deux niveaux; l'un, inférieur, le Bodmiflysch de M. Beck, comprend des schistes gréseux avec des lentilles de calcaire à lithothamnies; l'autre, supérieur, est formé par les schistes gris marneux à globigérines connus sous le nom de Stadschiefer.

Les grès de Taveyannaz, qui existent près de Merligen, appartiennent à un élément tectonique inférieur à la nappe du Niederhorn.

Passant ensuite aux formations préalpines, M. Beck commence par énumérer les divers types de roches cristallines qui sont comprises à l'état de blocs plus ou moins gros dans le Flysch de Habkern. Ce sont surtout des granites à feldspath rose ou à feldspath verdâtre, puis des pegmatites, des aplites, des gneiss, des diorites.

En fait de **Trias** préalpin M. Beck cite la petite klippe du Hubelhörnli sur la bordure des chaînes externes, qui comprend des cornieules, du gypse, des schistes argileux rouges, broyés avec des calcschistes noirs d'âge indéterminé; il signale en outre quelques lambeaux de Trias provenant de la zone des klippes subalpines ou des environs de Habkern.

Le **Lias** n'apparaît que dans cette même zone de klippes, près de Bodmi, sous la forme de calcaires échinodermiques gris ou rougeâtres, riches en fossiles, qui se répartissent entre les faunes hettangiennes et sinémuriennes. Le **Malm** apparaît aussi sous forme de petites klippes, dans la même position; l'affleurement le plus important se trouve vers Bärenegg et est formé de « calcaire de Châtel ».

Le **Crétacique** est représenté par des calcaires gris compacts à Belemnites et Aptychus dits néocomiens et par des calcaires marneux, tout semblables à la variété grise des Couches rouges, qui ont été longtemps classés sous le nom de « Leimernschichten » dans le Flysch.

Dans le **Flysch** préalpin M. Beck distingue : 1° les brèches grossières à éléments cristallins de Habkern; 2° des grès verts associés à des calcaires à lithothamnies, orthophragmines et nummulites granuleuses, qui apparaissent dans les zones de brèche sous une forme très irrégulière; 3° des schistes gréseux à fucoïdes; 4° des schistes marneux brunâtres alternant avec les précédents; 5° des schistes noirs, lustrés;

6° des grès quartzeux, en bancs bruns, ou parfois charbonneux ; 7° des grès grossiers du type du « Schlierensandstein ».

M. Beck termine son étude stratigraphique par quelques considérations sur la zone subalpine de la Molasse ; à ce propos il discute la question de l'âge et de l'appartenance tectonique des couches de Ralligen, sans du reste estimer pouvoir la trancher.

Vient ensuite la partie tectonique du volume, dans laquelle l'auteur commence par établir le fait que rien dans la constitution de la zone subalpine de la Molasse ne permet d'y supposer autre chose qu'une série normale. Ensuite, M. Beck décrit sommairement la zone des klippen subalpines, qui est écrasée entre la Molasse autochtone et la nappe chevauchante du Niederhorn et dans laquelle se mêlent, d'une façon curieuse, les grès de Taveyannaz, qui doivent provenir d'une nappe inférieure à celle du Niederhorn, et les dépôts mésozoïques, qui appartiennent au système préalpin, le tout broyé dans du Flysch.

Passant à l'étude de la nappe du Niederhorn, M. Beck montre son bord frontal, formé par une série normale plongeant au SE de Valangien, d'Hauterivien, d'Urgonien et de Nummulitique, et reposant par la tranche de ses couches fortement inclinées sur la zone des klippen subalpines suivant un plan de chevauchement qui s'abaisse lentement vers le SE. Il n'y a ainsi aucun raccord synclinal entre ces couches crétaciques et celles qui forment, de l'autre côté du synclinal très resserré des grès auversiens des Ralligstöcke, le jambage renversé de l'anticlinal du Justusthal. La chaîne des Ralligstöcke, de la Märe et de la Burst est déchiquetée par un réseau compliqué de failles, dans le détail duquel il n'est pas possible d'entrer ici.

A propos de la zone du Niederhorn et du Hohgant M. Beck décrit de nouveau une série de failles, dont la plupart coupent transversalement l'arête, dont deux, en prolongement l'une de l'autre, sont longitudinales, et déterminent dans les pentes S du Justusthal un contact anormal entre les marnes valangiennes et le Kieselkalk. Plus au SE une grande faille longitudinale se suit depuis le bord du lac, un peu à l'E de la Beatenhöhle jusqu'au Hohgant ; avant d'atteindre ce sommet, cette dislocation se digite et coupe un réseau serré de failles transversales. D'autre part, les deux éperons que forment les chaînes helvétiques dans le lac de Thoune, à la Nase, au SW du Beatenberg, et à la Waldegg, sont coupés

par des failles, qui sont évidemment en relation avec la forte plongée longitudinale des couches.

M. Beck décrit ensuite les formations préalpines, qui s'appuient sur le Flysch helvétique de la zone du Beatenberg et de la Waldegg et qui s'insinuent dans la vallée du Lombach entre ce Flysch et le Flysch renversé du pli du Harder. Ces formations sont par places broyées d'une façon extrêmement compliquée non seulement les unes avec les autres, mais encore avec le Flysch helvétique; pourtant, d'une façon générale, on peut constater dans les divers lambeaux de recouvrement qu'elles constituent : 1^o une zone inférieure de Wildflysch avec des brèches cristallines intensément disloquées; 2^o une zone de grès du Flysch en bancs déjà plus réguliers; 3^o une zone de terrains mésozoïques, surtout de Couches rouges. Ces éléments préalpins se trouvent d'abord dans le fond de la vallée du Lombach, puis aux environs de Leimern et autour de la Stirne au SW et à l'W de Habkern, enfin, plus au NE, dans tout le grand triangle compris entre le Lombach et le Traubach.

La partie la plus intéressante du chapitre suivant, consacrée à la chaîne du Harder-Brienzergrat, est celle dans laquelle l'auteur développe les arguments qui l'ont amené à envisager les schistes de Wang, qui, à partir de la Rothe Fluh, recouvrent l'Urgonien de cette chaîne, comme représentant une nappe supérieure indépendante. Les schistes de Wang ont en effet une direction différente de celle du Crétacique sous-jacent; ils sont en outre séparés par places de l'Urgonien par une zone disloquée et irrégulière de schistes, qui semblent être du Flysch; enfin, leur plan de base est en contact tantôt avec ce Flysch, tantôt avec du Seewerkalk, tantôt directement avec l'Urgonien. Cette nappe de schistes de Wang dessine à l'Augstmatthorn un pli en S comportant une boucle anticlinale culbutée.

M. Beck termine la partie tectonique de son exposé par un chapitre synthétique, dans lequel il raccorde ses observations locales avec celles faites dans les régions adjacentes des Alpes calcaires. Partant d'abord de la zone du Harder, il montre comment le pli inférieur de cette chaîne se prolonge d'un côté vers l'W jusqu'au Lohner et au Wildstrubel, de l'autre jusque dans les Alpes d'Unterwalden et au Frohnalpstock. Quant à la nappe susjacent de l'Augstmatthorn, il croit pouvoir la suivre vers le NE, aussi jusqu'au Frohnalpstock, en faisant remarquer que partout le plan de superposition de la série comprenant les schistes de Wang est

marqué par des anomalies et des irrégularités. Cette nappe supérieure a été conservée dans la région du Brienzergrat, du Brunig et des Alpes d'Unterwalden, parce que là son sous-bassement marque un ensellement transversal accusé.

La chaîne de Waldegg se continue vers le SW par le Buchholzkopf, puis se rapproche de l'anticlinal Harder-Morgenberghorn-Lohner, avec lequel elle finit par se fusionner. La chaîne du Beatenberg-Niederhorn se continue dans la Standfluh, le Gerihorn et l'Élsighorn.

Quant aux formations exotiques de la région de Habkern, M. Beck fait ressortir clairement les relations qui existent entre elles et les formations de la zone des Cols dans les Préalpes. Il admet que le Flysch à grosses brèches s'est formé au dépens d'une nappe exotique venue du S probablement déjà au début de l'Éocène, puis qu'un nouveau charriage a entraîné ce Flysch avec d'autres formations mésozoïques encore plus au N jusque dans sa situation actuelle. Plus tard, par le développement des nappes helvétiques, certaines parties de cette nappe de Flysch et de Klippes, ou « *nappe de Habkern* », ont passé par enroulement entre les nappes helvétiques.

Enfin, la tectonique spéciale des Alpes calcaires au NW d'Interlaken est due au fait que les plis frontaux de la grande nappe du Wildhorn se sont toujours plus détachés dans la direction du NE des plis plus internes ; ils se sont ainsi transformés en une grande écaille complètement déracinée ou plutôt en un système de trois écailles, celle du Sigriswilergrat, celle du Justusthal-Beatenberg-Hohgant et celle de la Waldegg.

Le bassin du lac de Thoune, qui coupe transversalement la nappe du Wildhorn, doit avoir une origine très complexe. Il est probable qu'une vallée tertiaire existait déjà dans cette région avant la mise en place des nappes helvétiques qui s'y sont ensellées en s'y moulant. L'état de dislocation des calcaires dans cet ensellement a ensuite favorisé l'érosion soit par l'Aar, soit par le glacier de l'Aar. Enfin, il faut admettre, semble-t-il, des affaissements soit des régions intraalpines, soit des territoires préalpins.

Le dernier chapitre du volume de M. Beck est consacré aux formations et aux phénomènes quaternaires. L'auteur commence par y signaler les principaux dépôts laissés par le glacier de l'Aar dans le territoire étudié, entre autres les moraines du Beatenberg (1260 m.) et celles qui s'étagent sur les pentes dominant Sigriswil jusqu'à une altitude de 1000 m.

Il décrit, en relation avec les moraines du Beatenberg, un éboulement interglaciaire détaché du cirque du Spirenwald et dont les restes forment une brèche très caractéristique au fond du Sundgraben. Enfin, il montre le grand développement qu'ont pris les moraines locales dans la vallée de Habkern, sur le versant du Sigriswilergrat et dans le bassin supérieur de la Zug. Quant à l'action érosive exercée par les glaciers, M. Beck déclare qu'il n'en a pas trouvé de signe plausible et il explique en particulier toutes les ruptures de pente, qu'on pourrait attribuer à des actions de cet ordre, par des causes purement tectoniques ; il considère que l'érosion glaciaire s'est limitée à un balayage des couvertures détritiques des pentes.

Pour finir, M. Beck rend compte de quelques observations qu'il a faites sur des cônes de déjection, des formations d'éboulis, des éboulements postglaciaires, du reste peu considérables, des phénomènes karstiques et des sources dans le territoire de la carte qu'il a publiée.

M. P. ARBENZ (65) a publié, en 1911, une fort belle carte au 1 : 50 000 de la **région comprise entre la vallée d'Engelberg et celle de l'Aar**. Il figure sur cette carte la bordure septentrionale du massif de l'Aar avec la série autochtone qui la recouvre, en formant la chaîne du Titlis-Tellstock, puis, entre la vallée d'Engstlen et la grande vallée du Brunig, un territoire très compliqué, dont la partie interne est formée par un système de nappes jurassiques empilées, tandis que sa partie externe comprend essentiellement des formations crétaciques décollées de leur soubassement et divisées, elles aussi, en nappes superposées.

La publication de cette carte sera bientôt suivie de celle d'un texte explicatif, dont M. P. ARBENZ (66) a annoncé, dans une notice de quelques lignes seulement, l'apparition prochaine.

M. W. STAUB est occupé, depuis plusieurs années, à lever géologiquement **la région qui s'étend à l'E de la Reuss du Maderanerthal au Schächenthal**. Dans une première publication (90) il a décrit spécialement la zone de schistes carbonifériens et de roches porphyriques, qui suit le versant S du Maderanerthal et est particulièrement développée au Tscharren. Les roches porphyriques correspondent sans aucun doute à celles qui forment le cœur du pli des Windgällen ; elles pénètrent dans les schistes carbonifériens, qui, d'autre part, en contiennent des inclusions plus ou moins pulvérisées, de telle sorte

que la contemporanéité des deux formations paraît évidente.

Dans une publication beaucoup plus importante, comprenant une carte au 1 : 50 000, M. W. STAUB a exposé, dans leur ensemble, les résultats de ses explorations (91).

Cette description commence par un chapitre pétrographique consacré à la zone des gneiss dits d'Erstfeld, dans laquelle l'auteur distingue les éléments suivants :

1° Des gneiss et schistes sériciteux d'origine certainement sédimentaire ;

2° Un granite qui forme un petit massif dans le gneiss au NE d'Erstfeld ;

3° Des roches filoniennes en partie aplitiques, en partie micropegmatitiques qui coupent les schistes en de nombreux filons.

4° Des schistes injectés par une pénétration aplitique microfilonienne suivant un plan parallèle à la schistosité, qui paraissent être l'élément prédominant de toute la zone ;

5° Des roches métamorphiques de contact, entre autres des hornfels à augite qui affleurent aux environs immédiats d'Erstfeld.

6° Des roches éruptives basiques, qui, il est vrai, n'ont été trouvées que sous forme de blocs éboulés, mais qui se répartissent entre différents types : amphibolites franches plus ou moins schisteuses, amphibolites schisteuses à biotite, roche schisteuse formée essentiellement d'une amphibole et d'une augite incolore avec de la serpentine, du spinel, de la biotite, de la magnétite et du quartz.

7° Des quartzporphyres filoniens du reste peu abondants.

Les gneiss sédimentaires, dérivés de roches psammitiques, représentent la formation la plus ancienne, dans laquelle ont pénétré successivement les roches amphiboliques, puis les roches granitiques-aplitiques, puis les quartzporphyres ; les injections que ces paragneiss ont subies ont créé toute une série de termes de transition entre eux et les granites ou les orthogneiss. La nature de l'injection varie manifestement du N au S, en ce sens qu'elle est nettement pneumatolytique dans la région d'Erstfeld, tandis que dans la direction de Silenen et Amsteg ce caractère s'atténue progressivement, ce qui indiquerait la présence du foyer granitique principal dans la direction du N. C'est cette diminution dans l'intensité de l'injection qui est cause du passage progressif des gneiss d'Erstfeld au N aux schistes sériciteux d'Amsteg au S.

Tectoniquement les gneiss d'Erstfeld et les schistes d'Amsteg représentent une unité homogène, dont les éléments

montrent un plan de schistosité incliné assez régulièrement au SE; mais il est intéressant de constater que sur cette schistosité, qui date d'une époque paléozoïque, s'est superposé un clivage secondaire en relation avec les ridements alpins et dont l'influence, presque nulle dans les gneiss d'Erstfeld, s'accroît rapidement dans les schistes sériciteux, jusqu'à effacer presque la schistosité.

Comme point de comparaison avec la zone des gneiss d'Erstfeld, M. Staub a visité, dans le prolongement de cette zone, le contact entre le granite de Gasteren et les gneiss vers le Kanderfirn; là il a constaté, dans la zone de contact, de l'intérieur vers l'extérieur les éléments suivants: 1° un granite qui par assimilation s'est enrichi en pinnite, en tourmaline et en biotite; 2° un granite contenant en outre de nombreuses inclusions de schistes; 3° des schistes coupés en multiples fragments anguleux par d'innombrables filons granitiques et pegmatitiques.

La zone d'assimilation du magma granitique réapparaît dans la vallée de l'Aar près d'Innertkirchen, mais entre l'Aar et la Reuss le granite n'apparaît plus que sous forme filonienne.

En résumé, M. Staub admet que le caractère dominant de la zone des gneiss septentrionaux du massif de l'Aar lui a été donné par l'injection granitique-aplitique qu'elle a subie; celle-ci est partie du culot batholithique qui apparaît à Gasteren et dans de beaucoup moindres proportions à Innertkirchen et à Erstfeld; elle est d'abord purement filonienne, puis, en s'éloignant du centre intrusif elle devient toujours plus microfilonienne et passe à l'état de véritable imprégnation ou imbibition.

M. Staub décrit ensuite, dans un important chapitre, les formations triasiques, jurassiques, crétaciques et tertiaires qui ou bien recouvrent normalement la zone septentrionale du massif de l'Aar, ou bien sont replissées au-dessus en des nappes ou écaillés parautochtones. Il commence cette description stratigraphique par celle du profil bien connu du Trias du Scheidnössli au NE d'Erstfeld, où le gneiss est recouvert par des alternances plusieurs fois répétées d'arkoses et de bancs dolomitiques; il considère les arkoses comme le produit d'un démantèlement sur place du gneiss et les attribue au Trias inférieur. Ces assises sont directement recouvertes par le Rötidolomit, dont l'épaisseur diminue rapidement du N au S. Le Trias supérieur manque le plus souvent; sur un point, près d'Attinghausen, l'auteur a trouvé des grès rouges

contenant des interstratifications schisteuses semblables aux « Quartenschiefer », qui reposent en partie sur le gneiss en partie sur le Rötidolomit, et doivent être supratriasiques.

Le Dogger, qui repose dans la série autochtone directement sur le Trias, fait l'objet d'un examen détaillé; l'auteur en donne une série de coupes prises depuis les environs d'Erstfeld jusque dans le versant S de la Windgälle et le fond du Maderanerthal aux abords du glacier de Hüfi. Au-dessus d'Erstfeld le Dogger commence par des schistes riches en concrétions, qui ont été classés par M. Tobler dans l'Opalinien, sans du reste qu'on n'y ait trouvé aucun fossile vraiment déterminant. Ensuite vient une série de brèches échinodermiques, dans laquelle le niveau moyen est riche en silex, tandis que le niveau supérieur contient de nombreux débris silicifiés de polypiers et de gastéropodes. Cette série est couronnée par un banc mince d'oolithe ferrugineuse sans fossiles, qui la sépare d'un complexe schisteux supérieur. Enfin, le Dogger est terminé ici par un deuxième banc d'oolithe ferrugineuse, dans lequel on récolte des *Perisphinctes* du Callovien: *Per. funatus* Op., *Per. patina* Neum., *Per. arbustigerus* d'Orb et des *Reineckeia* du groupe de *R. anceps* Rein. Cette couche est surmontée par le Schiltkalk suivant une surface de corrosion évidente.

Plus au S, directement au SW de la Petite Windgälle, la série inférieure des schistes n'existe plus; entre les calcaires échinodermiques et les arkoses triasiques il n'existe ici qu'une mince zone d'assises alternativement oolithiques, gréseuses et schisteuses; en outre le banc inférieur d'oolithe ferrugineuse a disparu entre les brèches échinodermiques et les schistes supérieurs; enfin l'oolithe ferrugineuse callovienne est séparée ici du Schiltkalk par des calcaires schisteux à fossiles oxfordiens.

Au S de la Grande Windgälle, dans le jambage renversé du pli couché qui forme la chaîne, la coupe du Dogger est de nouveau différente; à la base apparaissent des alternances de bancs échinodermiques et de schistes riches en limonite, pétris de galets de porphyre provenant de la nappe de porphyre du Verrucano normalement sous-jacente; ensuite viennent les brèches échinodermiques, que suit directement l'oolithe ferrugineuse callovienne.

Dans la région de la charnière de Dogger du pli couché des Wingällen, la série médiojurassique débute par des grès ferrugineux et des conglomérats à éléments porphyriques; les brèches échinodermiques qui viennent ensuite conservent

leurs caractères habituels; l'oolithe callovienne est assez fossilifère et supporte les bancs marneux de l'Oxfordien puis le Schiltkalk.

Enfin, au glacier de Hüfi, l'on trouve une coupe, dans laquelle les brèches échinodermiques sont séparées du Trias par une mince zone de schistes probablement opalinien, puis par des grès ferrugineux et schisteux; vers le haut elles sont directement couronnées par l'oolithe callovienne; celle-ci est corrodée à sa surface et supporte directement le Schiltkalk.

En résumé il semble que les brèches échinodermiques représentent essentiellement le Bajocien, que par conséquent les couches sous-jacentes assez variables d'aspect doivent appartenir à l'Opalinien-Aalénien, tandis qu'au niveau du Bathonien se placeraient les schistes supérieurs, qui existent vers le NW, dans la vallée de la Reuss, mais font défaut vers le SE dans le jambage normal du pli couché des Windgällen.

Le Jurassique supérieur comprend de bas en haut :

1° Les calcaires marneux de l'Oxfordien, qui manquent fréquemment.

2° Le calcaire tacheté à Belemnites du Schilt (0,5-1 m.).

3° Les schistes du Malm inférieur.

4° Le Hochgebirgskalk, qui joue un rôle prépondérant dans la constitution de l'arête des Windgällen et des nappes du Hohe Faulen et du Griesstock.

Le Hochgebirgskalk possède une épaisseur très variable, pouvant aller jusqu'à 500 m.; il se compose habituellement d'une série inférieure de calcaires foncés, compacts et d'une zone supérieure coralligène.

Le Crétacique n'est pas représenté, du moins sous une forme reconnaissable, dans la série autochtone entre Schattdorf et les Windgällen; il existe par contre dans les nappes du Faulen et du Griesstock; dans la première, il est vrai, il n'est représenté que par une brèche échinodermique valangienne, intercalée sur un seul point, vers Burg, entre le Malm et le Tertiaire. Dans la nappe du Griesstock il est mieux développé et comprend : 1° une brèche échinodermique du Valangien, 2° les calcaires à silex de l'Hauterivien, 3° une zone de marno-calcaires à *Exog. sinuata* (couches de Drusberg), 4° des calcaires urgoniens, 5° du Gault formé de grès à nodules phosphatés, de grès et de marnes glauconieux, d'une zone richement fossilifère à *Tur. Bergeri*, 6° du Seewerkalk. Mais cette série n'est complète que vers le S au Griesstock et

au Kl. Scheerhorn, tandis que vers le N, dans la région du Klausen, l'Urgonien est recouvert directement par les couches transgressives du Nummulitique. Du reste même dans la série relativement complète il faut admettre une première lacune stratigraphique au niveau du Valangien inférieur, une seconde au niveau de l'Aptien, une troisième entre le Seewerkalk, en général très peu épais, et le Nummulitique.

Les terrains tertiaires jouent un rôle prédominant dans la constitution du sol entre les Windgällen et le Schächenthal; tectoniquement ils se répartissent entre la série autochtone et la nappe du Faulen; du reste dans ces deux unités les caractères stratigraphiques de l'Eogène varient peu.

A la base du Nummulitique on trouve par places des dépôts gréseux du Sidérolithique pénétrant en poches dans le Malm. La série proprement sédimentaire commence par des couches gréseuses contenant *Orthophr. discus* et dans lesquelles on trouve, dans la nappe du Faulen seulement des *Num. complanata*; il est probable que dans la nappe du Faulen le Nummulitique commence avec le Lutétien, tandis que dans la série autochtone c'est l'Auversien transgressif qui en forme la base. Sur ces couches nummulitiques vient un important complexe de schistes marneux à globigérines (150 m.) qui supporte, au moins dans la nappe du Faulen et la partie méridionale de la série autochtone, des grès de Taveyannaz (100-200 m.). Vers le haut ces grès passent à des schistes ardoisiers et ceux-ci sont couronnés par des grès foncés, quartzeux, durs, en bancs, auxquels l'on donne le nom de grès d'Altdorf. Dans la partie septentrionale de la série autochtone les grès de Taveyannaz et le complexe ardoisier qui les recouvre se confondent dans la masse uniforme des grès d'Altdorf, qui prend ici une énorme épaisseur et qui représente le couronnement normal de la série.

Dans la nappe du Griesstock l'Eocène est peu épais; il débute par une couche glauconieuse et gréseuse qui porte un banc calcaire rempli de *Num. complanata*, puis il est formé de schistes à globigérines et de grès de Taveyannaz.

A la fin de son étude stratigraphique, M. Staub décrit un complexe de schistes avec bancs de grès quartzitiques et de calcaires nummulitiques qui, au N du Schächenthal, entre Spiringen et les Gramberge au-dessus de Flüelen, se superposent tectoniquement aux grès d'Altdorf et sont chevauchés par la nappe glaronnaise inférieure. Ces dépôts correspondent exactement par leur faciès au Wildflysch; dans leurs interstratifications calcaires ils contiennent : *Num. Murchi-*

soni Brun., *Num. complanata* Lam., *Assil. exponens* J. de C., *Orthophr. discus* Rütim, *Orth. Archiaci* Schlumb. etc.... Des formations toutes semblables et évidemment correspondantes se retrouvent au S du Schächenthal, dans le versant N du Griesstock sous la nappe du même nom et sous la nappe du Faulen.

Dans la partie tectonique de son travail, M. Staub commence par décrire à nouveau les plis autochtones des terrains mésozoïques du revêtement du massif de l'Aar dans le versant droit de la vallée de la Reuss, jusque et y compris le pli couché des Windgällen, que les publications de M. Alb. Heim ont fait connaître déjà d'une façon très exacte. Mais l'auteur s'étend surtout sur les nappes de charriage, qui recouvrent le Tertiaire autochtone à l'E de la Reuss, et dont la délimitation précise constitue l'un des principaux résultats de ses recherches. La première de ces nappes celle du Hoher Faulen est constituée essentiellement par du Malm et des grès de Taveyannaz, qui sont séparés par des quartzites et des calcaires à *Num. complanata* et qui sont recouverts par des schistes ardoisiers et des grès d'Altdorf; elle chevauche sur l'Eocène de la série autochtone; ses calcaires suprajurassiques se suivent depuis la Burg par le versant occidental du Hoher Faulen jusqu'au lac de Seewli et, d'autre part, du côté du Brunnithal, depuis le Blinzi jusqu'au Weissstöckli. Dans sa partie méridionale cette nappe du Hoher Faulen n'est plus séparée du Jurassique autochtone que par une mince zone de terrains éogènes; elle se moule sur son soubassement, en s'enfonçant d'abord profondément dans le synclinal sous-jacent au pli des Windgällen, puis en enveloppant celui-ci. A l'E du Brunnithal elle n'est plus formée que par des grès de Taveyannaz avec très peu de Malm à la base; par contre ces grès prennent un grand développement soit au Klein Ruchen soit, plus au N, aux Wespen.

La nappe du Griesstock se superpose sur la précédente depuis le Klein Scheerhorn et le Griesstock jusqu'au Klausenpass et au haut Schächenthal; toute trace de jambage renversé y fait défaut et le plan de chevauchement du Malm sur le Flysch est remarquablement franc, tandis que vers le haut les couches crétaciques montrent de multiples replis effilés pénétrant dans le Flysch. Cette nappe s'enfonce aussi synclinalement devant le pli des Windgällen au S du Griesstock et se moule sur celui-ci comme la nappe du Hoher Faulen; elle subit vers le S un amincissement rapide et paraît avoir été complètement détachée de sa racine, aussi peut-on envisager

comme probable qu'il s'agit ici d'une grosse lame de charriage, arrachée et transportée vers le N par une nappe sus-jacente; ses relations avec son soubassement prouvent d'autre part que soit elle-même, soit la nappe du Hoher Faulen recouvraient déjà la série autochtone au moment où s'est formé le grand pli des Wingällen.

M. Staub considère comme faisant partie d'une nappe distincte, supérieure à celle du Griesstock, les formations jurassiques-crétaciques du Kammlistock, dans lesquelles il a constaté des dislocations très compliquées et qu'il a suivies vers l'E jusque dans les Clarides. Ces formations possèdent en partie des faciès nettement différents de ceux de la nappe du Griesstock.

En quelques pages, M. Staub décrit les caractères de la zone, laminée du Lochseitenkalk, qui s'intercale entre le Flysch de la nappe du Griesstock et la nappe glaronnaise inférieure ou nappe de l'Axen. Cette zone est caractérisée par la forme unie de sa surface et par le caractère très irrégulier de sa base au contact avec le Flysch sous-jacent. Les calcaires laminés qui la constituent appartiennent en partie au Jurassique supérieur, en partie au Crétacique et même à l'Eocène; ils semblent se rapprocher par leurs faciès des formations correspondantes de la nappe du Griesstock, ce qui ferait croire à une nappe indépendante de celle de l'Axen; par contre, à l'W du Klausen, la série est nettement renversée et semble correspondre à un simple jambage renversé.

M. Staub termine son exposé tectonique par quelques considérations sur le bord radical de la nappe de l'Axen à l'W du Klausen; puis il conclut en montrant l'effet exercé sur son soubassement par cette nappe, qui a entraîné sous elle les nappes du Griesstock et du Hoher Faulen; il admet que le dernier effort tectonique, qui s'est fait sentir dans cette région des Alpes, a été celui qui a donné naissance au pli des Windgällen, et qui s'est répercuté de bas en haut dans les nappes sus-jacentes.

Dans son dernier chapitre l'auteur traite de la morphologie et des formations pléistocènes; il a pu reconnaître la limite supérieure du poli glaciaire à une altitude de 2100-1900 m.; il a précisé d'autre part le niveau de trois terrasses: 1° un niveau supérieur qui s'abaisse lentement de 1900 m. dans le haut du Maderanerthal à 1500 m. au-dessus de Flüelen, 2° un niveau beaucoup plus net qui s'abaisse de 1500 m. dans le haut du Maderanerthal à 850-900 m. au-dessus de Flüelen et qui comprend souvent deux terrasses superposées à envi-

ron 100-150 m. de distance verticale, 3^o un niveau inférieur qui s'abaisse de 880 m. vers le débouché du Maderanerthal à 550 m. au-dessus de Flüelen.

M. Staub a signalé quelques dépôts morainiques intéressants; il a également cherché à expliquer l'origine de quelques petits lacs qu'il a rencontrés dans le territoire de ses investigations. Ces lacs se répartissent en deux catégories; les uns sont barrés par des moraines, comme le lac de Golzern dans le Maderanerthal; les autres sont logés dans des bassins creusés par des glaciers locaux, comme les lacs de Seewli, des Wespen et de la Seenplatte.

Dans une notice additionnelle, M. Staub décrit en quelques pages une intéressante zone de roche porphyrique, qu'il a étudiée dans le versant S du Maderanerthal sous l'Oberalpstock et qui peut être considérée comme la racine des porphyres des Windgällen. Ici le principal intérêt réside dans le fait que le porphyre est par places nettement alternant avec des tufs et avec des schistes carbonifériens, qu'il y a même une sorte de passage entre les tufs et les schistes carbonifériens, de telle sorte que l'âge des éruptions porphyriques ne peut plus faire de doute.

M. B.-G. ESCHER, (79) a repris la question des **plissements prétriasiques dans les Alpes occidentales** et a publié sur ce sujet une importante brochure, qui se divise en deux parties tout à fait distinctes. La première traite des plissements prétriasiques dans les Alpes à un point de vue général et est surtout un exposé historique de la question; la seconde est au contraire une description spéciale d'après des observations personnelles du massif de Biferten et de la Sandalp à l'E du Tödi.

Nous ne pouvons suivre ici l'auteur dans le détail de son exposé historique, et nous noterons simplement le plan général de cette partie de son travail. M. Escher commence par rappeler les observations faites dans les massifs des Grandes Rousses, du Pelvoux et de Belledonne et qui établissent l'existence de deux phases de plissement anciennes, l'une précambrienne, l'autre hercynienne, prétriasique. Il collationne ensuite les faits, constatés par divers auteurs, qui intéressent les relations du Carboniférien soit avec le Crétacé, soit avec le Mésozoïque dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, dans le Prarion, le Pormenaz et la région du Mont Joly, pour montrer la façon dont ces relations varient d'une zone à l'autre. Il parle du profil clas-

siquè du soubassement de la Dent de Morcles et admet que cette chaîne a subi deux phases de plissements hercyniens, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique.

M. Escher aborde ensuite l'étude du massif de l'Aar par son extrémité occidentale, à propos de laquelle il rappelle les travaux de Fellenberg et les publications plus récentes de MM. Lugeon, Buxtorf et Truninger. Il parle de la curieuse découverte qui a été faite dans le tunnel du Lötschberg entre les kilom. 3, 5 et 4 N, où l'on a traversé une sorte de large voûte formée de schistes et de grès probablement carbonifériens et de calcaires dolomitiques du Trias ; il admet que ces couches, en apparence concordantes, ont dû être amenées là par un charriage. Il cite également les couches probablement houillères du Lötschenpass et les formations de la base de la série sédimentaire dans la vallée de Lauterbrunnen.

A propos de la bordure septentrionale du massif de l'Aar, M. Escher décrit, d'après les travaux de M. Baltzer, les caractères généraux des coins sédimentaires enfoncés dans les schistes cristallins, puis il discute longuement les idées émises récemment par M. Koenigsberger sur les relations existant entre les dépôts carbonifériens et le Cristallin dans le massif de l'Aar, ainsi que sur les phases de dislocation successives qu'a subies ce massif ; il montre d'une part que les raccords longitudinaux établis par M. Koenigsberger sont en partie tout à fait arbitraires, ensuite qu'aucun des arguments émis par cet auteur en faveur d'une prédominance des plissements hercyniens dans le massif de l'Aar n'est vraiment démonstratif.

M. Escher décrit enfin la tectonique générale de la partie NE du massif de l'Aar, en se basant surtout sur les travaux bien connus de M. Heim, puis il termine son exposé par quelques considérations sur le massif du Gothard.

Dans un chapitre spécialement bibliographique, l'auteur a réuni des citations choisies dans la littérature très abondante qui concerne le Carboniférien alpin et les plissements hercyniens, puis, dans un chapitre final, il a cherché à donner une idée synthétique de la question. Ici il constate que le problème des plissements hercyniens se présente d'une façon beaucoup plus claire dans la zone du Mont Blanc en France, que dans les massifs de l'Aar et du Gothard et que dans les Alpes françaises, l'intervention de deux phases de plissements hercyniens, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique, peut être considérée comme démontrée. Aussi croit-il pouvoir admettre que ces mêmes plissements se sont fait sentir dans

les massifs cristallins de Suisse et que la zone des massifs créés de cette façon dès la fin des temps paléozoïques a joué un rôle essentiel dans tout le mécanisme de la formation et du développement des nappes alpines dans la zone plus méridionale non plissée.

La zone des racines des grandes nappes représente ainsi une région restée d'abord intacte et par conséquent apte aux plissements ultérieurs, entre la zone septentrionale des massifs cristallins et la zone des lacs, qui, toutes deux affectées par les plissements hercyniens, étaient devenues plus résistantes et ont ainsi fonctionné pendant les efforts orogéniques tertiaires comme les deux griffes d'un étau.

La seconde partie de la publication de M. Escher est, comme nous l'avons vu, une description géologique spéciale du territoire compris entre le Tödi, le Bifertenstock et la Sandalp ; elle débute par un exposé stratigraphique-pétrographique.

L'auteur commence par décrire le soubassement cristallin qui apparaît dans la boutonnière de Sandalp et de Biferten-älpeli, et qui comprend des gneiss porphyroïdes, dérivés d'une roche porphyrique, des gneiss sériciteux, et des amphibolites en partie normales, en partie modifiées par des injections aplitiques et coupées par des filons d'aplite. Il passe ensuite aux formations carbonifériennes parmi lesquelles il range :

1° Le granite du Tödi, qui est caractérisé par sa structure porphyroïde et qui se compose essentiellement d'orthose, de microcline, de microperthite, d'albite-oligoclase, de quartz et de biotite chloritisée. L'analyse chimique de cette roche a donné : SiO_2 65.95 %, Al_2O_3 15.24 %, Fe_2O_3 1.18 %, FeO 2.27 %, CaO 1.22 %, MgO 1.87 %, K_2O 5.02 %, Na_2O 3.78 %. L'ensemble de ces caractères correspond aux granitites de Rosenbusch.

2° Le granite voisin de Oelplanggen, qui rentre dans le groupe des granites proprement dits de Rosenbusch.

3° Des porphyres quartzifères verdâtres avec biotite chlorisée, qui affleurent vers Oelplanggen et représentent un faciès marginal du granite voisin.

4° Des porphyrites à amphibole, qui apparaissent soit à Oelplanggen, soit sous le Vorder Rötifirn et qui sont profondément altérées. A ces roches sont associés d'autres porphyres, dont l'état d'altération ne permet plus une détermination pétrographique précise.

5° Des pegmatites qui coupent les sédiments carbonifériens à Oelplanggen.

6° Les sédiments carbonifériens non métamorphiques qui comprennent :

a) des grès formés essentiellement de quartz et de feldspaths décomposés et auxquels se mêlent des conglomérats à éléments granitiques ;

b) des schistes et des grès argileux riches en anthracite.

7° Des schistes cornéens et des grès métamorphiques à mouscovite et à tourmaline, qui se sont développés au contact avec les filons pegmatitiques.

8° De curieuses veines de quartz, qui coupent les couches carbonifériennes près du glacier de Biferten et qui contiennent des agrégats vermiformes d'un minéral vert correspondant à la protochlorite de Tschermak. Ces formations doivent être considérées comme ayant été déposées par des eaux chaudes riches en silice.

9° Des schistes gris verdâtres, qui sont intimement liés aux grès charbonneux du Carboniférien et s'en distinguent essentiellement d'un côté par la présence d'une quantité importante de quartz secondaire, de l'autre par la disparition plus ou moins complète de l'élément charbonneux. L'auteur envisage ces schistes comme dérivés des schistes gréseux du Carboniférien et comme devant leurs caractères spéciaux à l'intervention d'eaux chaudes minéralisées ; il établit une corrélation entre ce phénomène et celui de la formation des veines quartzieuses précitées.

A propos des couches anthracifères du Carboniférien, M. Escher rappelle que celles-ci ont fourni une série de débris végétaux, qui ont été déterminés autrefois par M. Rothpletz ; ces échantillons ont été soumis récemment à M. Zeiller, qui a reconnu parmi eux les restes des espèces suivantes :

Neuropteris flexuosa Sternb.

Calamites Cisti Brong.

Linopteris Münsteri Eichw.

« *Suckowi* Brong.

Pecopteris arborescens Schlot.

Asterophyllites equisetiformis

» *cyathea* Schlot.

Schlot.

Sphenophyllum majus Brong.

D'après cette flore, qui présente des caractères mixtes entre les flores westphaliennes et stéphanienues, les couches fossilifères du Bifertengrätli peuvent être classées dans le Westphalien tout à fait supérieur.

L'auteur décrit en outre plusieurs coupes à travers le Carboniférien, prises le long du Bifertengrätli, dans le détail desquelles nous ne pouvons entrer ici.

Quant aux formations postcarbonifériennes, M. Escher en établit la classification suivante :

1^o Des conglomérats lie-de-vin ou verdâtres, qui se placent à la base du Trias et qui peuvent représenter le Permien ou le Trias inférieur. Le terme de Verrucano, qui a été appliqué d'une façon arbitraire aux schistes sériciteux et aux schistes verdâtres métamorphiques du Carboniférien, doit être limité à ce niveau peu épais.

2^o La dolomie de la Röti, qui comprend encore à la base des bancs à galets et des intercalations schisteuses rouges, tandis que dans sa partie supérieure les dolomies alternent avec des zones schisteuses. L'auteur est tenté d'envisager ce complexe comme équivalant au Muschelkalk et au Keuper.

3^o Le Lias, réduit à une épaisseur de 2 à 4 m. et qui comprend à la base une brèche échinodermique, puis un banc de quartzite.

4^o Le Dogger, qui se compose de : *a*) schistes opaliniens (10-15 m.) ; *b*) grès ferrugineux (1-2 m.) ; *c*) brèche échinodermique (6-8 m.) ; *d*) oolithe ferrugineuse (0^m5-1^m5).

5^o Le Malm, qui se divise en « Schiltkalk » (50-100 m.) et « Hochgebirgskalk ».

Dans la partie tectonique de son exposé, M. Escher commence par montrer que les gneiss porphyroïdes, les amphibolites et les aplites correspondent à des intrusions plus anciennes que les sédiments carbonifériens. Le granite du Tödi lui-même est plus ancien que ceux-ci, mais les phénomènes volcaniques qui ont suivi son intrusion se sont prolongés jusqu'après la sédimentation carboniférienne sous la forme de venues de quartzporphyres et de pegmatites et d'actions aqueuses thermales, et les grès carbonifériens ont subi de ce fait des métamorphismes profonds et variés.

M. Escher montre d'autre part comment le Carboniférien dessine dans la zone de Bifertenälpeli un synclinal aigu dirigé E-W et enfoncé dans le complexe des gneiss et des amphibolites. Au N de ce synclinal le Carboniférien s'incurve en une voûte, compliquée par des dislocations secondaires, dans l'arête du Bifertengrätli et de l'Ochsenstock ; au N il recouvre le dôme du granite du Tödi, dans lequel il paraît enfoncer un second synclinal. Ces éléments tectoniques s'abaissent en outre assez rapidement dans le sens longitudinal de l'W à l'E. Les allures du Carboniférien sont d'une façon générale suffisamment distinctes de celles du Cristallin sous-jacent, pour qu'on doive admettre entre eux une véritable discordance.

Quant aux terrains postcarbonifères ils dessinent par dessus le massif cristallin une voûte presque régulière et leur discordance avec leur soubassement est évidente. Dans le détail on trouve, à la base de cette série, des dislocations intéressantes; par places le Rötidolomit est brisé et imbriqué, tandis que les schistes opaliniens fluent autour de lui en plis plus réguliers et que ces complications s'amortissent en grande partie dans les termes sus-jacents.

M. Escher admet que les deux discordances ainsi constatées correspondent à deux phases de plissement hercyniennes, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique. Le massif de l'Aar aurait donc subi la même évolution que celui des Aiguilles Rouges.

À la fin de sa brochure, M. Escher parle brièvement des observations qu'il a pu faire touchant la question des plissements hercyniens, les uns près d'Erstfeld dans la vallée de la Reuss, les autres aux environs de Manno dans la région de Lugano.

Au Scheidnoessli près d'Erstfeld, M. Escher a constaté la présence, entre les gneiss d'Erstfeld, fortement redressés en petits plis compliqués, et la dolomie de la Röti, d'une curieuse couche formée de grès granitiques avec des dolomies intercalées sous forme de bancs ou de lentilles. Cette couche est horizontale et discordante sur le gneiss, mais elle montre un clivage suivant un plan incliné du N au S et, par places, les couches dolomitiques y sont brisées en fragments qui tendent à s'orienter parallèlement au même plan. Il semble que cette couche représente la base de la série discordante du Trias, qui provient du remaniement des gneiss sous-jacents et qui a été disloquée longtemps après sa formation par les plissements alpins. Ici encore M. Escher a donc relevé les signes évidents de mouvements hercyniens.

A Manno l'auteur a visité le gisement connu des couches à végétaux carbonifériens. Ces formations, qui comprennent des conglomérats et des grès charbonneux, sont pincées en un synclinal aigu dans des schistes phylliteux plus anciens. D'autre part le Cristallin est recouvert dans cette même région en discordance manifeste par un ensemble de tufs porphyriques, de porphyres et de conglomérats pourprés qui appartiennent au Verrucano. Les mouvements hercyniens sont donc dûment constatés à Manno; quant à la phase de dislocation tertiaire, elle s'y est manifestée essentiellement par la formation de failles.

Enfin, pour compléter ce résumé, disons que M. Escher a

joint à son texte une carte géologique de Bifertengrätli et de ses environs immédiats et une autre de la région de Manno, puis une série de coupes prises au travers du Bifertengrätli, quelques planches photographiques et plusieurs tableaux destinés à faire ressortir la répartition des plissements hercyniens dans le temps et dans l'espace.

M. ALB. HEIM (82) a entrepris dans ces dernières années un travail de revision géologique dans la **zone des racines des nappes glaronnaises** entre le Kistenpass et le Flimserstein; n'ayant pu terminer ce travail lui-même, il a rendu compte de quelques-unes de ses observations.

Il parle d'abord de la coupe qui se présente dans la région du Kisten et du Panixer et qu'il avait figurée antérieurement comme comportant une pointe synclinale de Flysch enfoncée au S entre les replis de la série mésozoïque autochtone et le jambage renversé de Malm, de Dogger et de Trias de la nappe de Verrucano. Des constatations récentes ont prouvé que le puissant coin de Malm s'élevant vers le N entre le Flysch et le Verrucano, et considéré comme renversé, supporte en réalité des couches crétaciques et même nummulitiques, qui se prolongent beaucoup plus loin au S que la pointe synclinale de Flysch jusqu'ici seule exactement reconnue. Ce Malm représente donc un pli anticlinal autochtone indépendant de la nappe glaronnaise, dont le Verrucano le recouvre par l'intermédiaire d'un jambage renversé très réduit.

Cette correction doit être étendue jusqu'à la région du Flimserstein, où les couches marquées comme Dogger renversé sur la carte au 1 : 100 000 ont été reconnues par M. Heim comme crétaciques, conformément à une observation de M. Rothpletz; elle donne d'autre part sa vraie signification à l'affleurement nummulitique de l'Alp Robi (Kisten) connu déjà par Escher.

D'une façon générale les plis autochtones de la région du Limmernboden et du Panixer sont plus accentués et plus compliqués que M. Heim ne l'avait admis dans ses premiers travaux.

Du reste si une partie des formations considérées d'abord comme faisant partie du jambage renversé de la nappe glaronnaise, ont reçu maintenant une autre interprétation, M. Heim a reconnu sur de nombreux points l'existence réelle de ce jambage sous forme de Rötidolomit, de Lochseitenkalk ou même de formations crétaciques.

En terminant, M. Heim signale encore quelques complica-

tions et quelques détails nouveaux qu'il a reconnus soit dans la chaîne des Brigelserhörner, soit le long de l'arête du Hausstock.

Les observations de M. Heim ont été poursuivies plus à l'E par un de ses élèves M. M. BLUMENTHAL (76) qui a étudié spécialement la **région du Segnes et de la Ringelspitz** de la vallée du Rhin à celle de la Tamina.

La description de M. Blumenthal comprend une première partie stratigraphique. Parlant d'abord du **Cristallin** des environs de Vättis, l'auteur y distingue des paragneiss sériciteux, auxquels se mêlent des roches conglomeratiques, et des orthogneiss, dont l'origine endogène paraît certaine. Il décrit ensuite comme **Verrucano** autochtone un ensemble de schistes verts et de roches porphyriques, qui se place à la base de la dolomie de Röti aux environs de Tamins. Les schistes verts sont formés essentiellement de chlorite, d'épidote et de séricite et doivent être considérés comme des tufs diabasiques métamorphisés; les roches porphyriques sont des porphyrites dioritiques. Quant au Verrucano de la nappe glaronnaise, l'auteur décrit plus spécialement la série chevauchante qui s'élève jusqu'à la Ringelspitz et qui comprend à la base une roche gneissique, de structure porphyroïde, formée de quartz, de feldspath et de séricite (environ 120 m.), puis, au-dessus, des schistes sériciteux sans feldspath avec des amas dolomitiques, dont l'origine paraît être purement sédimentaire.

Le **Trias** des environs de Tamins et de la région de Vättis comprend : 1° des grès quartzeux partiellement transformés en quartzite, 2° les dolomies de Röti épaisses de 40-50 m., 3° les schistes de Quarten, tantôt verts ou rouges, tantôt noirs, qui contiennent souvent des intercalations dolomitiques à la base, des bancs gréseux dans leur partie supérieure, tandis que leur partie médiane est caractérisée par le développement de schistes à ottrélite.

Le **Lias** n'apparaît que localement dans la série autochtone des vallées de Kunkels et de Calfeusen; il est limité au Toarcien et se compose de : 1° calcaire échinodermique glauconieux à Céphalopodes, 2° brèche échinodermique; dans la direction de l'W ces couches passent à un gros banc de grès quartzeux.

Le **Dogger** apparaît soit dans la boutonnière de Vättis, soit dans la région de Trins; il se subdivise de bas en haut comme suit : 1° schistes argileux noirs à nodules gréseux et ferrugineux (20-40 m.), 2° grès ocreux (7-20 m.), 3° calcaires

noirs échinodermiques avec des polypiers et des lamellibranches (*Pecten cingulatus* Goldf.) (5-10 m.), 3^o oolithes ferrugineuses qui passent vers le S à des schistes verts et qui contiennent des bélemnites (1-2 m.).

Le **Malm** prend une part prépondérante à la formation de la chaîne de la Ringelspitz et du Segnes et affleure en hautes parois autour de la boutonnière de Vättis. Il débute par les calcaires gris souvent schisteux du Schilt, qui passent vers le haut aux schistes argoviens; puis vient l'épais complexe massif des calcaires foncés de Quinten (250-650 m.), surmonté par les calcaires plus clairs et plus cristallins du Tithonique.

Le **Crétacique** est développé dans toute la région considérée. A sa base le Valangien comprend un niveau inférieur assimilable au calcaire d'Oerli, qui n'est séparé du Tithonique par aucune limite tranchée, mais qui prend un caractère échinodermique et contient des interstratifications schisteuses (10-35 m.); l'auteur y a reconnu des restes de *Pentacr. neocomiensis* de Lor. et de *Cidaris cf. preciosa* Des.; ensuite viennent les calcaires spathiques bleu-foncé à ostracés du Valangien supérieur (4-8 m.). L'Hauterivien n'est représenté que par 7 à 15 m. de calcaires schisteux, beaucoup moins riches en silex que le Kieselkalk des nappes helvétiques et ne se distingue pas nettement des couches de Drusberg; il contient surtout des ostracés. Le niveau de Drusberg est ici formé de calcaires foncés, riches en débris échinodermiques et caractérisé par l'abondance des *Ostrea sinuata* dans sa partie supérieure; il n'est marneux qu'au Flimserstein; son épaisseur varie de 6 à 12 m. L'Urgonien, très souvent modifié par métarmorphisme, n'est représenté que par sa partie inférieure et ne dépasse pas 15 m. d'épaisseur.

Sur cet Urgonien réduit reposent directement les grès verts albiens, qui sont riches en pyrite à la base et contiennent vers le haut des nodules (Knollenschicht); ces grès passent vers le haut à une couche fossilifère correspondant aux couches à Turrilites des nappes helvétiques; l'ensemble de ces grès verts est épais en moyenne de 7 m. Enfin le Crétacique est terminé par le complexe des calcaires lités à grain fin de Seewen, qui par places deviennent schisteux dans leur partie supérieure et qui possèdent une épaisseur moyenne de 30-50 m.

En résumé le Crétacique de la région considérée est caractérisé d'abord par sa faible épaisseur (150 m. en moyenne); ensuite par la prédominance presque exclusive des faciès cal-

caires organogènes. L'Urgonien et le Seewerkalk ont subi d'importantes dénudations et le second en particulier montre de l'E à l'W une diminution d'épaisseur qui est due évidemment à cette cause.

L'Eocène, qui montre du reste quelques variations, commence en général par une zone peu épaisse de grès verts à *Assil. exponens* et *Assil. mamillata*; ensuite viennent généralement des schistes argileux noirs, que recouvrent des marnes schisteuses à globigérines, ressemblant souvent beaucoup aux couches de Seewen.

Le **Flysch** est constitué par un complexe en général très tourmenté de schistes variés, de conglomérats et de brèches.

Après cet exposé stratigraphique, M. Blumenthal rend compte de la partie tectonique de ses observations. Comme M. Heim a reconnu dans le coin jurassique sous-jacent à la grande nappe glaronnaise dans la région du Panix un pli anticlinal couché, de même M. Blumenthal a pu se convaincre que, dans la région du Segnes, la nappe glaronnaise s'appuie sur un anticlinal couché de Malm et de Crétacique inférieur, supporté lui-même par deux plis semblables mais moins considérables. Ce même anticlinal jurassique se retrouve avec plus d'ampleur au Flimserstein, où il recouvre un jambage renversé et laminé de Crétacique et porte un revêtement normal de Valangien, d'Hauterivien, de Barrémien inférieur avec des lambeaux d'Urgonien et de Gault. C'est cette série normale de Crétacique qui avait été prise à tort par Escher de la Linth et par M. Alb. Heim pour du Dogger appartenant au jambage renversé de la nappe de Verrucano. Le Crétacique de la partie frontale du pli du Flimserstein a été entraîné au Nord sous la masse chevauchante du Verrucano, replissé et imbriqué, de façon à donner lieu à d'extrêmes complications. Quant au chevauchement du Verrucano, il se fait suivant un plan régulier, qui coupe les couches disloquées du Crétacique; il y a ici discordance tectonique.

Enfin il faut signaler que le Flimserstein est coupé par plusieurs failles qui pourtant ne prennent pas l'importance que leur a prêtée M. Rothpletz.

Plus loin vers l'W, au Tschepp et au Crap Malls, au S de la Ringelspitz, on retrouve la continuation du même anticlinal, qui s'est notablement élevé de l'W à l'E; le jambage renversé y est réduit au Gault et au Seewerkalk; le Malm y forme un pli en pointe effilée; le jambage normal de Crétacique n'y existe plus qu'à l'état de lambeaux, soit qu'il y ait

été enlevé par l'érosion à cause de sa situation élevée, soit aussi qu'il ait été en partie arraché pendant le chevauchement du Verrucano sus-jacent; en effet au Tschopp celui-ci repose directement sur le Malm. C'est le cœur de ce même pli qu'on trouve dans les environs de Trins sous la forme d'un anticlinal dédoublé et déjeté de Verrucano, de Trias, de Lias et de Dogger.

Sous le pli du Flimserstein et le synclinal de Flysch qui le porte la série jurassique-crétacique n'est pas restée simple elle a été déformée en plis imbriqués, dont le plus important, le pli de Mirutta, est particulièrement bien visible dans le haut du Val Lavadinas. D'autre part, l'anticlinal du Flimserstein est suivi au S par un autre pli, dont il ne reste que les couches profondes du Verrucano, du Trias, du Dogger et du Lias, mais dont l'importance est indiquée par un chevauchement de Dogger normal sur le Malm au-dessus de Malins.

M. Blumenthal a étudié en détail les plis sous-jacents à celui du Flimserstein; il l'a fait d'abord dans la profonde coupure de Trinser Alp, où il a constaté quatre plis déjetés au N et partiellement imbriqués dans l'Urgonien, le Gault et le Crétacique supérieur. Il a ensuite suivi un pli plus important, directement sous-jacent à celui du Flimserstein depuis le versant N de ce sommet jusque dans le versant E du Crap Malls; ce pli appelé pli de Mirutta, prend, par suite de l'absence complète de jambage renversé, la forme d'une grande écaille de Malm et de Crétacique chevauchant au N sur les couches de Seewen et le Flysch. Vers l'E, dans les flancs du Crap Malls, il est supporté par un système de deux autres écailles semblables mais moins considérables.

A N de ce système de plis, M. Blumenthal a établi l'existence de plis plus importants encore, qui se développent dans la série autochtone du soubassement de la Ringelspitz et des Panārahörner plus à l'E. Il a pu démontrer que le Malm et le Crétacique des Panārahörner chevauchent sans l'intercalation d'un jambage renversé sur des couches de Seewen et sur du Flysch, et que sous ce pli principal se développent encore, dans les Orgeln, au SW de Vättis deux autres plis imbriqués formés l'un seulement d'Urgonien et de Gault, l'autre de Malm et de la série crétacique. Enfin près de l'Alp Ramus M. Blumenthal a observé encore une écaille de moindre envergure affectant le Malm et le Crétacique.

Tous ces plis parautochtones, qui se développent ainsi sous la grande nappe glaronnaise s'élèvent longitudinalement de l'W à l'E, en relation avec l'exhaussement en forme de cou-

pole du soubassement cristallin dans la région de Vättis. Ici le Cristallin apparaît au fond d'une profonde tranchée d'érosion, en discordance évidente sous son revêtement mésozoïque.

Parlant de la zone de Flysch qui est intercalée entre la base de la nappe glaronnaise et la série autochtone entre le Segnes et la vallée de Kunkels, M. Blumenthal fait ressortir l'intensité des dislocations qu'elle a subies, qui s'explique bien mieux, maintenant qu'on a reconnu dans cette zone non un synclinal simple, mais tout un système de plis empilés et laminés.

L'auteur insiste ensuite sur la complète indépendance des plis jurassiques-crétaciques précités relativement à la grande nappe de Verrucano qui les a recouverts et dont des lambeaux subsistent à la Ringelspitz, au Piz da Sterls, au Trinserhorn, au Piz Segnes, au Piz Sardona et au Flimserstein. La nappe de Verrucano s'appuie sur un plan de chevauchement absolument franc et les calcaires intensément métamorphisés, qui apparaissent directement sous ce plan et qui « sous les noms de Lochseitenkalk et de Rötidolomit » ont été représentés jusqu'ici comme les restes laminés d'un jambage renversé, ont, au moins dans la plupart des cas, un tout autre sens; ce sont des éléments des plis parautochtones sous-jacents, de l'Urgonien, parfois aussi du Malm, laminés et entraînés au N sous la nappe chevauchante.

Dans le but de suivre les plis parautochtones du groupe de la Ringelspitz vers l'E, M. Blumenthal a exploré sommairement la chaîne du Calanda; il a reconnu l'existence, dans la paroi NW de celle-ci, de trois bandes de Malm séparées par deux zones crétaciques et a conclu de ce fait à l'existence de deux grands plis couchés par-dessus la série autochtone. De ces deux plis l'un correspond à celui qui a été constaté dans l'arête déchiquetée des Orgeln, l'autre représente le prolongement du pli des Panärahörner; ce dernier devait prendre une ampleur particulièrement grande et étendre son front jusqu'aux Klippes du Drachenfels et de l'Aelplikopf. Quant au pli plus élevé du Flimserstein et du Tschep, on peut le suivre à l'E du Kunkelspass, puis il disparaît en grande partie, enlevé par l'érosion.

Le dernier chapitre du livre de M. Blumenthal est consacré aux formations quaternaires. L'auteur y donne une importance particulière à la description des éboulements, spécialement de l'éboulement de Flims. Celui-ci doit être envisagé comme un énorme glissement de couches parti du versant

occidental du Flimserstein et qui s'est écoulé entre les pentes du Flimserstein et du Crap Sanct Gion. La masse éboulée, énorme, s'est étalée dans tout le triangle compris entre Flims Laax et Trins et, malgré des variations de composition et de structure, elle doit être considérée comme dérivant d'un seul et même vaste éboulement, contrairement à l'opinion de M. Rothpletz. La base de cette masse se mêle près de Trins à de la moraine, qui a été attribuée au stade de Bühl; d'autre part des dépôts morainiques très peu épais, couvrent la surface de l'éboulement dans les environs de Tuora, de Con et de Pintrun; ces dépôts correspondent à un glacier du Rhin qui n'atteignait pas Trins vers l'aval, tel qu'il devait exister pendant le stade de Gschnitz. Plus haut sur les pentes, M. Blumenthal n'a trouvé jusqu'à 2150 m. qu'un seul lambeau morainique, reposant directement sur le Malm, vers Spalinga, au-dessus de Flims, et il a pu se convaincre que les dépôts considérés comme tels ailleurs sont des masses éboulées.

M. Blumenthal signale en outre deux éboulements d'une certaine importance et d'autres peu considérables. L'un de ces éboulements s'est détaché du versant S du Tschep et accumulé sur de la moraine directement à l'E de Bargis. Un autre s'est détaché de l'arête de Sessagit et abattu sur la vallée du Rhin aux environs de Reichenau; il est interstadiaire. Ainsi tous les éboulements importants de cette région doivent être considérés comme interglaciaires ou interstadiers et il semble que la fréquence de ce phénomène à cette époque s'explique suffisamment par l'intervention de causes purement climatiques.

En dehors des aires des grands éboulements les moraines rhénanes prennent un grand développement et l'auteur les a retrouvées jusqu'à une altitude de 2000 sur le versant S du Tschep. Au Kunkelspass l'on trouve d'importantes moraines, qui doivent correspondre pour la plus grande partie au stade de Bühl et à une langue transfluante du glacier du Rhin.

En terminant, M. Blumenthal consacre quelques lignes aux terrasses d'alluvions qui existent soit dans la vallée du Rhin, dans l'aire de l'éboulement de Flims, soit aux environs de Vättis. Il traite sommairement aussi la question des sources dans le territoire considéré.

Signalons enfin les belles planches de profils, de croquis et de photographies qui facilitent beaucoup la lecture de cette intéressante monographie.

Préalpes. — M. A. CHAIX (78) a publié sur la géologie de la **Chaîne des Brasses**, un courte-notice préliminaire.

Cette chaîne fait partie du bord frontal des préalpes médianes et prolonge au NE les plis du Môle; elle est constituée de terrains triasiques, jurassiques et crétaciques, dont l'auteur donne une brève description, et possède une tectonique très compliquée, due d'une part à la poussée de toute sa masse au N par-dessus le Flysch de la zone externe, ensuite à l'incurvation brusque de ses plis de la direction SE-NW à une direction SW-NE.

M. Chaix a reconnu l'existence dans les Brasses de six anticlinaux, dont les quatre premiers vers le N revêtent une forme simplement déjetée, tandis que le cinquième chevauche sur une grande largeur sur les plis extérieurs et que le sixième prend la forme d'une écaille écrasée.

En outre, M. Chaix a révélé l'importance de l'ensellement transversal de l'Ognon, qui paraît être en relation avec l'incurvation des plis.

M. P. BECK (73) a repris la question de la **nappe du Flysch de Habkern**. Il a rappelé que ce Flysch enveloppe complètement le front des nappes helvétiques et s'enfonce même fort loin sous celles-ci; il a exposé à nouveau les conditions diverses, dans lesquelles on rencontre dans cette curieuse formation des roches cristallines variées, qui semblent y avoir été introduites tantôt par un processus purement sédimentaire, tantôt par de véritables broyages tectoniques.

Quant à l'interprétation à donner à cette nappe, M. Beck se rallie à l'opinion donnée d'abord par M. Paulcke, d'après laquelle elle ferait partie d'une vaste unité tectonique comprenant encore le Flysch du Niesen et de la zone des Cols, celui des Préalpes externes et s'étendant vers l'E à la « Bündner Decke ». Cette nappe comprend du reste, outre le Flysch, de nombreuses Klippes de terrains mésozoïques.

A propos des relations entre les nappes helvétiques et préalpines, il convient de citer une courte notice publiée par M. E. GERBER (80), dans laquelle l'auteur signale la présence, près de Kraettigen, sur la rive S du lac de Thoune, au milieu des Klippes préalpines, d'une écaille de Malm de faciès helvétique, qui semble représenter un lambeau arraché à la nappe du Kienthal et entraîné au N.

Plateau molassique et Jura.

Dans une revue antérieure j'ai signalé une étude faite par M^{lle} de Tsytovitch du grand éboulement qui couvre les environs de Chézery dans la **vallée de la Valserine** (Ain).

Depuis lors M. CH. SARASIN et M^{lle} DE TSYTOVITCH (102) ont rendu compte de quelques observations nouvelles qu'ils ont pu faire sur ce même éboulement grâce à la réfection de la route conduisant de Chézery à Lélex. Ils ont pu vérifier d'une façon particulièrement nette la superposition par éboulement sur la Molasse des bancs disloqués du Dogger et de l'Argovien ; ils ont trouvé sous ces masses éboulées de la moraine ; enfin, ils ont constaté comment dans l'éboulement les parties supérieures ont coulé par-dessus les parties inférieures suivant des plans de rupture obliques.

M. H. SCHARDT continue à profiter de ses fréquentes excursions dans le **Jura neuchâtelois** pour y faire de nombreuses observations de détail.

Il a en particulier profité du forage d'une galerie effectué dans le coteau de la Ravière, près du Plan de l'Eau dans les **gorges de l'Areuse**, pour faire une série d'observations nouvelles (105).

Il a d'abord constaté l'existence d'une ancienne vallée notablement plus profonde que la vallée actuelle de l'Areuse et complètement comblée par de la moraine et des graviers fluvio-glaciaires.

Il a d'autre part établi une coupe à travers le Jurassique moyen du jambage S de l'anticlinal coupé par les gorges de l'Areuse. Au niveau de la « Dalle nacrée » il a constaté une succession ininterrompue, épaisse de 46 m., de calcaires spathiques avec *Belemnites latesulcatus* d'Orb., *Alectr. costata* Sow., *Waldh. ranvilleana* Sow., *Cidaris gingensis* Waag., *Pentacr. trabalis* de Lor., *P. Nicoleti* Desor, *P. brotensis* de Lor. Ces couches sont recouvertes par l'Argovien inférieur ; vers le bas elles passent par transition aux marnes de Furcil ; celles-ci représentent l'équivalent du Forest-marble et du Bradford-clay, de la Grande oolithe d'Angleterre et des couches de Stonesfield ; leur faune bien connue, est caractérisée particulièrement par les Perisphinctes du groupe de *P. Moorei* Op., par *Park. Parkinsoni*, *Park. ferruginea* Op., *Park. neuffensis* Op., et par *Pholadomya Murchisoni* Sow.

Au-dessous des marnes de Furcil vient le « calcaire roux marneux », que M. Schardt maintient dans le Bathonien

inférieur malgré la présence de *Park. Garanti*; à ce propos il discute les idées émises par M. G. Lee, sans citer cet auteur, ce qui est regrettable. Quant à la « Grande Oolithe » du Jura neuchâtelois, qui vient sous le calcaire roux marneux, M. Schardt la place au niveau du Bajocien supérieur. Ce massif calcaire est ici épais de 60 m.; il est séparé par les couches marno-calcaires de Brot, avec brachiopodes et polyptères, des calcaires à pentacrines du Bajocien inférieur.

En terminant, M. Schardt remarque que la galerie du Plan de l'Eau n'a coupé aucun plan de chevauchement, qui pourrait être considéré comme le prolongement du chevauchement observé antérieurement entre le Furcil et le coteau de Chantemerle.

M. H. SCHARDT (103) a en second lieu décrit un petit accident qui affecte le jambage interne de la première chaîne du Jura au-dessus de Neuveville. Il s'agit d'un chevauchement qui a affecté le Portlandien et le Valangien, de façon à les ramener sur leur propre prolongement. Ce chevauchement passe dans la direction du SW à une voûte, qui ne tarde pas à disparaître; dans la direction du NE il se suit en tout cas jusqu'à la gorge de la Douanne.

C'est une dislocation du même genre que M. H. SCHARDT (104) a examinée au-dessus de Saint-Blaise, vers Chatollion. Là il s'agit d'une voûte qui s'accroît dans la direction du NE, en se déjetant vers le NW, puis qui se transforme brusquement en un pli-faille à la traversée d'un décrochement horizontal.

MM. L. ROLLIER et J. FAVRE (101) ont terminé en 1911 une carte au 1 : 25 000 des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds, qui figure tout le territoire compris entre la chaîne du Pouillerel au NO et celle de la Tête-de-Ran au SE. Les trois zones anticlinales du Pouillerel, de Sommartel-les Crosettes et de la Tête-de-Ran y sont représentées en détail avec les deux synclinaux intermédiaires du Locle-Chaux-de-Fonds et de la Sagne-les Ponts.

Comme premier commentaire à cette carte, M. J. FAVRE (98) a publié une description très complète de la chaîne du Pouillerel et du synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds. La partie principale de ce travail est consacrée à la stratigraphie des formations jurassiques, crétaciques et tertiaires de cette région.

Le Jurassique affleure ici à partir du Bajocien supérieur

représenté par des calcaires oolithiques à très grosses oolithes disséminées au milieu d'oolithes plus fines. Le **Bathonien** est divisé par M. Favre comme suit :

1^o Calcaire marneux, bleu à l'état frais, ocreux à l'état oxydé, qui contient *Park. Parkinsoni*, *Ostrea acuminata*, etc., et qui appartient peut-être encore au Bajocien.

2^o Calcaires oolithiques et spathiques, roux à la surface, sans fossiles.

3^o Complexe de marnes grises, divisé en deux par un gros banc de calcaire oolithique, contenant dans sa partie inférieure, à profusion, *Pholadomya Murchisoni* et *Echinobrisus clunicularis*.

4^o Massif calcaire, oolithique à la base, compact vers le haut, avec, par places, des intercalations marneuses, qui contient entre autres, *Oppelia fusca*, *Perisph. Moorei*, *Terebr. maxillata*, *Collyr. ovalis*. La surface de cette série est corrodée et supporte, par places, une mince couche de marnes à concrétions et fossiles siliceux.

Le **Callovien** débute par un calcaire marneux et sableux sans fossiles mais qui doit correspondre à la zone à *Macr. macrocephalus* : ensuite vient une série de calcaires échinodermiques connus sous le nom de Dalle nacrée ; ce niveau est recouvert par des marnes ou des marno-calcaires à oolithes ferrugineuses, qui commencent par places avec la zone à *Reineckeia anceps*, tandis qu'ailleurs ils contiennent dès la base *Cardioc. cordatum*. L'**Oxfordien** proprement dit est réduit à ces couches oolithiques, ou bien, au N de la Chaux-de-Fonds, il est représenté par une mince couche de marnes à fossiles pyriteux. L'**Argovien** débute par les calcaires spongitiens à *Ochetoc. canaliculatum*, puis est formé par des calcaires en bancs séparés par des lits schisteux.

Le **Séquanien** se compose de deux parties nettement distinctes : le Séquanien inférieur présente un faciès très changeant soit dans le sens horizontal, soit dans le sens vertical, qui comprend des niveaux marneux souvent riches en fossiles, et des calcaires oolithiques, ou échinodermiques, ou coralligènes. Les fossiles les plus caractéristiques de ce sous-étage sont des échinodermes : *Cid. florigemma*, *Hemicid. intermedia*, *Hemicid. strammonium*, *Pseudodiad. hemisphaericum*, *Pygaster dilatatus*, *Pygurus Blumenbachi*, *Apiocrinus Meriani*, etc.... Le Séquanien supérieur débute dans la chaîne du Pouillerel par un calcaire à très grosses oolithes, « l'oolithe nuciforme » ; il est formé en majeure partie par des calcaires gris, compacte, bien lités, à *Wald. humeralis*, et se termine

vers le haut par 10 à 15 m. de calcaires oolithiques blancs, sans fossiles.

Le **Kimmeridgien**, épais de 180 m., est formé de calcaires gris, en bancs épais et peu distincts; il est peu fossilifère, on y trouve pourtant, près de la base, *Terebr. subsella*, *Rhynch. pinguis*, *Pholadomya Protei* et quelques nérinées. Vers le haut cet étage se termine par une mince zone marneuse à *O. virgula*, qui représente le dernier vestige vers l'W du faciès virgulien.

Le **Portlandien** débute par une succession de bancs calcaires, gris, compacts, épaisse de 60 m. environ: vers le haut les calcaires deviennent plaquetés, puis vient le banc caractéristique du calcaire saccharoïde, auquel sont associés des cornieules. A la limite supérieure du Jurassique, le **Portlandien** comprend des marnes, des marno-calcaires et des calcaires à *Planorbis Loryi* et *Physa wealdina*; il n'apparaît du reste que sur un point près de la gare de la Chaux-de-Fonds.

Le **Crétacique** n'est représenté ici que par sa partie tout à fait inférieure. Le Valangien, très réduit en épaisseur, débute par des alternances de marnes et de calcaires en partie oolithiques (25 m.), qui représentent le niveau du marbre bâtard; il se termine par des calcaires oolithiques et spathi-ques, épais de quelques mètres seulement, qui correspondent au « Calcaire roux ». Dans le Hauterivien les marnes d'Hauterive, y compris le niveau à *Holcostephanus*, ne dépassent pas une épaisseur de 15 m.; le niveau de la Pierre jaune est ici plus marneux que dans les chaînes internes du Jura; son épaisseur peut être évaluée à plus de 60 m.

Du reste les dépôts crétaciques ont subi, avant d'être recouverts par la Molasse, une érosion très étendue, qui les a en particulier complètement supprimés sur le flanc de l'anticlinal de Pouillerel.

Comme terrains tertiaires on ne trouve dans le synclinal du Locle et de la Chaux-de-Fonds que des molasses burdigaliennes et vindoboniennes. Ces dépôts se présentent de la façon suivante: les molasses burdigaliennes n'existent qu'à la Chaux-de-Fonds, où elles contiennent *Pecten praescabriusculus*, *Cid. avenionensis*, *Psammechinus dubius*. Le Vindobonien est nettement transgressif et s'étend sur les environs du Locle; il commence par une couche à galets, caractérisée, ici comme plus au NE, par des cailloux de silex, de granite et de phorphyre rouge, mais contenant en outre de nombreux débris de roches crétaciques; puis viennent des marnes vertes à *O. crassissima*. Ces molasses marines manquent du reste sur

la bordure NW du synclinal entre le Locle et la Chaux-de-Fonds, où le Portlandien est recouvert directement par des marnes rouges ou des gompholites. Ce sont ces dernières couches qui représentent le Vindobonien supérieur; les marnes généralement rouges, parfois grises, contiennent comme seul fossile *Helix Larteti*; quant aux gompholites, ce sont des brèches formées de débris provenant des calcaires directement voisins, spécialement des calcaires suprajurassiques; ces dépôts ne montrent qu'exceptionnellement un triage mécanique de leurs éléments, qui sont pourtant de dimensions très diverses; leur ciment, peu abondant, est calcaréo-marneux, parfois il devient à la fois plus abondant et plus marneux et l'on peut même constater des alternances de gompholite et de marne rouge. Ces brèches existent sur les deux bordures du synclinal d'une façon continue; elles recouvrent le Jurassique supérieur en transgression souvent nettement discordante; leurs relations intimes avec les marnes rouges impliquent une contemporanéité des deux formations et par conséquent un âge vindobonien pour la gompholite. Quant à la genèse de cette formation, il faut se représenter des amas de débris accumulés sur les deux bords d'un bassin, au pied des deux falaises opposées à un niveau qui a dû être momentanément au-dessous et momentanément au-dessus de la surface de l'eau qui remplissait le fond du bassin. Ainsi s'expliqueraient les phénomènes de corrosion d'une part, d'incrustation de l'autre, qu'on peut observer dans les mêmes brèches.

Au-dessus de la gompholite vient l'Oeningien, formé à la base de calcaires d'eau douce à *Limnea dilatata*, *Plan. Mantelli*, *Helix* ex af. *sylvana*, etc..., puis de marnes variées, dans lesquelles s'intercalent irrégulièrement et de façon très variable des couches à débris végétaux et même des lits de lignite. Cet étage n'affleure du reste presque nulle part. Dans cet Oeningien, M. Favre a constaté une triple interstratification de lits peu épais d'un minéral intéressant, variété de montmorillonite.

M. Favre attribue avec réserve au Pliocène un ensemble de dépôts argileux et de conglomérats, qui remplissent fréquemment les anfractuosités des calcaires suprajurassiques et qui se distinguent des dépôts quaternaires par le caractère purement jurassien et local des éléments qui les composent. — Quant aux dépôts quaternaires, ils comprennent d'abord des formations morainiques, parmi lesquelles une petite partie sont alpines et rissiennes, tandis que la plupart d'entre elles sont jurassiennes et datent de la période de Würm; ces mo-

raines jurassiennes sont surtout développées entre le Locle et la Chaux-du-Milieu. Ce sont du reste les marais tourbeux qui représentent l'élément le plus caractéristique des formations quaternaires dans la région considérée. Le plus important de ces marais, celui qui s'étend du Locle au Col des Roches est tapissé à la partie supérieure par une couche de limon d'inondation accumulée par le Bied du Locle et passant vers le SW à une vase lacustre; au-dessous de ce dépôt vient une couche continue de tourbe, épaisse de 3 à 5 m., que supporte une nouvelle zone de limon et de vase lacustre, mêlés par places à des alluvions très fines. Ces dépôts indiquent la formation, dans le fond de la vallée du Locle, d'un lac, dont l'origine doit remonter au retrait de la glaciation de Würm et qui s'est lentement transformé en marais par une obstruction des écoulements souterrains des eaux. Après le marais du Locle le plus important est celui des Eplatures au SW de la Chaux-de-Fonds, qui présente cette particularité que sa tourbe est formée d'éléments du marais plat dans sa partie NW, où arrivent en quantité des eaux calcaires, d'éléments du marais bombé dans sa partie SE, où l'influence de ces eaux cesse. D'autres tourbières, beaucoup moins étendues existent encore au Pouillerel, aux Crosettes au S de la Chaux-de-Fonds, aux Herses à l'E du Crêt du Locle.

Dans la partie tectonique de sa description, M. Favre examine successivement les anticlinaux de Pouillerel et de Sommartel et le synclinal intermédiaire du Locle et de la Chaux-de-Fonds.

L'anticlinal de Pouillerel prend entre le Col des Roches et la région de la Chaux-de-Fonds la forme d'une voûte dénudée jusqu'au Bathonien, au sommet large et plat, tandis que les deux jambages sont fortement redressés ou même renversés. Vers le SW l'exhaussement de la partie médiane de la voûte est encore accentué par l'intervention de deux failles longitudinales, dont l'une, celle du jambage SE prend la forme d'une faille proprement dite, tandis que celle du jambage NW est plutôt une flexure ayant déterminé l'étirement de l'Oxfordien, du Callovien et du Bathonien.

Au Col des Roches passe un décrochement transversal, de part et d'autre duquel les couches crétaciques et suprajurassiques du jambage SE sont plissées de façons tout à fait dissymétriques. Directement au SW de ce décrochement, le jambage crétacique de l'anticlinal est non seulement renversé, mais encore pli-faillé, de façon que le Valangien repose presque directement sur la marne rouge vindobonienne. Plus au

NE sur la chaîne de Pouillerel même, M. Favre a reconnu une série de failles, en général peu continues et d'un rejet peu considérable; ces failles sont particulièrement nombreuses vers l'extrémité septentrionale de la chaîne, là où la voûte s'abaisse avec rapidité, de façon que bientôt l'Argovien se ferme au-dessus du Jurassique moyen.

L'anticlinal de Sommartel, déjà longuement décrit dans des travaux antérieurs, ne fait l'objet que de quelques brèves observations de détail. Quant au synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds, il est terminé au S par le seuil anticlinal oblique du Quartier, qui le sépare du synclinal de la Brévine et qui est pli-faillé dans son jambage septentrional; il s'élargit brusquement dans la région du Locle, où les dépôts tertiaires montrent des replis secondaires accusés. Entre le Crêt du Locle et la Chaux-de-Fonds le synclinal possède une largeur réduite mais sensiblement constante; tandis que son jambage septentrional reste très simple, sa partie SE montre au contraire des dislocations intenses, qui atteignent leur maximum à la Chaux-de-Fonds même et ont été signalées déjà par divers auteurs. M. Favre interprète ces dislocations, comme l'a fait M. Schardt, en admettant un pli-faillie portlandien-infracrétacique chevauchant au NW sur la Molasse et séparé par un synclinal écrasé de Molasse du jambage renversé et pli-faillé de l'anticlinal de Sommartel. Les formations jurassiques-infracrétaciques de cette écaille de la Chaux-de-Fonds sont toujours intensément laminées; par places elles sont broyées et mêlées de la façon la plus complète.

Dans une dernière partie de son travail, M. Favre discute brièvement le caractère topographique de la région de la Chaux-de-Fonds et du Locle, en faisant ressortir en particulier le rôle joué dans l'établissement de cette topographie par les deux phases d'érosion bien distinctes qui se sont succédées dans le Jura.

M. B. AEBERHARDT (93) a donné un court aperçu stratigraphique et tectonique des gorges de la Suze et du pied du Jura aux environs de Bienne. Il a insisté en particulier sur les phénomènes d'érosion et sur l'ensellement transversal qui affecte en cet endroit les plis internes du Jura.

Il suffit de citer ici une courte notice de M. E. FLEURY (99) consacrée aux dénominations de lieux usitée dans le Jura bernois, qui sont en relation avec un caractère géologique.

M. A. BUXTORF, qui s'est longuement occupé en dernier lieu de la chaîne du Weissenstein, a établi de celle-ci un

grand profil synthétique, composé de dix coupes transversales. Il a signalé cette publication par une très brève notice (95). Dans la Revue pour 1910 je signalais un travail de M. Gerth, dont l'auteur cherchait à confirmer par de nouvelles observations la théorie édifiée d'abord par M. Steinmann et expliquant la formation des cluses de Balstal et de Mümliswil par des effondrements triangulaires. Cette publication a suscité parmi les géologues suisses plus d'opposants que d'adhérents et M. A. BUXTORF vient de réfuter en quelques pages (96) non seulement les conclusions, mais aussi beaucoup des observations de M. Gerth, après avoir visité à nouveau les cluses en question et la chaîne du Weissenstein.

Les nouvelles observations faites par M. Buxtorf dans les cluses de Mümliswil et de Balstal confirment absolument celles publiées déjà il y a bien des années par M. F. Mühlberg et montrent que dans l'une et l'autre il y a non pas des failles obliques, mais de grands chevauchements, qui ont amené les parties méridionales des voûtes correspondantes sur les parties septentrionales de celles-ci.

Dans la région orientale de la chaîne du Weissenstein, M. Buxtorf n'a trouvé aucune trace démonstrative de la grande faille supposée par M. Gerth entre la cluse de Balstal et le Günsberg, tandis que toutes ses observations ont été conformes aux interprétations données par M. Mühlberg. Plus à l'W, dans la région de Günsberg, où M. Buxtorf lui-même avait constaté, le chevauchement du Trias et du Lias sur la Molasse, tandis que M. Gerth avait cru y voir de nouveau une faille au plan très incliné, les nouvelles recherches faites par le premier n'ont fait que le confirmer dans sa manière de voir; il y a là manifestement un déversement de la partie culminante du pli vers le S, avec laminage plus ou moins complet du jambage renversé; M. Buxtorf cite à ce propos plusieurs profils de détail caractéristiques; il explique cette poussée locale au S de la chaîne du Weissenstein par la résistance opposée au développement de cette chaîne par le brachyanticlinal du Brandberg qui s'élève droit devant ce tronçon du pli.

M. Buxtorf apporte aussi de nouveaux arguments en faveur de la forme en éventail que prend l'anticlinal du Weissenstein au S de Welschenrohr et montre que les couches renversées du Jurassique supérieur du jambage septentrional le sont d'une façon trop régulière et continue, pour que leur position puisse être attribuée à une culbute au vide, comme le voudrait M. Gerth.

Des cinq failles transversales qui, d'après M. Gerth devraient découper la chaîne du Weissenstein, une seule est considérée comme réellement existante par M. Buxtorf, qui l'a du reste déjà signalée en 1907; c'est celle qui passe à l'W de Längmatt et qui paraît avoir une relation avec la surrection du Brandberg et probablement aussi avec le prolongement jurassien de la grande flexure de la Forêt Noire.

A ce propos, M. Buxtorf expose pourquoi il ne croit pas qu'on puisse prolonger purement et simplement dans les chaînes jurassiennes les failles NS du Jura tabulaire; il admet par contre que certaines de ces dislocations ont pu avoir des réactions plus ou moins fortes sur la tectonique des chaînes et il considère cette supposition comme particulièrement justifiée pour le prolongement jurassien de la flexure de la Forêt-Noire. Ce prolongement se marque, en effet, jusque dans l'anticlinal du Weissenstein, par un relèvement brusque de l'W à l'E de tous les axes, qui peut atteindre 500 m. C'est probablement à cet exhaussement de toute sa masse que le pli du Weissenstein doit son changement de forme; ce doit être à la même cause qu'il faut attribuer aussi la modification que subit à l'E de Welchenrohr le synclinal de la Dünneren qui, contrairement à une opinion antérieure de l'auteur, cesse de s'enfoncer au S sous l'anticlinal du Weissenstein et prend une forme évasée et presque symétrique; enfin, on peut admettre que la surrection de l'anticlinal du Brandberg a une origine semblable.

Répondant toujours à M. Gerth, M. Buxtorf confirme par de nouvelles observations les chevauchements et les renversements tectoniques qu'il avait constatés antérieurement dans la chaîne du Vellerat et celle du Clos du Doubs; il montre aussi que la position verticale ou légèrement renversée des jambages d'anticlinaux, si fréquente dans le Jura, ne peut être qu'un phénomène primaire et purement tectonique.

A propos de ces formes caractéristiques des plis jurassiens, l'auteur rappelle son hypothèse, d'après laquelle les plissements du Jura n'ont pas dû se propager en profondeur au delà du groupe de l'anhydrite du Trias moyen, qui, se décollant de son soubassement, a joué le rôle de lit mobile. Il complète son idée, en admettant que, dans les plis d'importance secondaire, des décollements semblables ont pu se produire au-dessus du Muschelkalk et que soit les argiles du Keuper, soit celles du Dogger inférieur, soit même celles de l'Oxfordien-Argovien ont pu fonctionner comme lits mobiles,

provoquant ainsi des plis purement superficiels, ou bien déterminant d'importantes discordances de plissement.

M. E. BRÄNDLIN a entrepris l'étude de la région du **Jura tabulaire argovien** comprise entre la vallée de Frick et l'Aar (94).

Dans un chapitre stratigraphique il commence par la description du **Trias** et plus particulièrement du Muschelkalk et du Keuper, dont il a relevé en détail un grand nombre de coupes.

A la base du Muschelkalk le Wellengebirge n'apparaît que très localement le long de la vallée du Rhin entre Schwaderloch et Laufenburg ; il débute par le Wellendolomit, série dolomitique dont la dernière couche est caractérisée à la fois par sa teneur en galène et sa richesse en fossiles :

Lima lineata Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
» cf. striata Schlot.	Myophoria vulgaris Br.
Terquemia complicata Goldf.	» elegans Dunk.
Pecten discites Schlot.	Coenothyris vulgaris Schlot.
Gervillia socialis Schlot.	

Cette couche doit correspondre à la zone inférieure à galène et Trochites de la Forêt-Noire du S.

Au-dessus vient le Wellenkalk représenté par une succession, épaisse de 20 m., d'alternances de marnes et de calcaires, qui contient en assez grande quantité des Lamellibranches entre autres :

Lima lineata Schlot.	Gervillia costata Qu.
Pecten discites Schlot.	Homomya Albertii Voltz.
Gerv. socialis var. funicularis Schm.	» impressa Alb.
Gervillia mytiloïdes Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
	Myophoria cardissoïdes Schl.

Près de la limite supérieure de ce complexe l'auteur a reconnu un banc de calcaire grumeleux à Spiriferines qui contient une série d'espèces caractéristiques :

Spiriferina fragilis Buch.	Prospondylus comtus Schl.
» hirsuta Alb.	Mytilus eduliformis Schl.
Terquemia complicata Goldf.	Cidaris grandaeva Goldf.
» spondyloïdes Schl.	

Le Wellengebirge supérieur à *Myoph. orbicularis* ne forme nulle part de bons affleurements.

La partie moyenne du Muschelkalk ne se présente pas non plus d'une façon favorable à une étude de détail ; elle comprend un niveau inférieur formé d'argiles, de marnes et de

gypse et un niveau supérieur composé essentiellement de calcaires dolomitiques à silex ; elle est épaisse de 80 m., environ.

Le Muschelkalk supérieur apparaît au contraire sur de grandes étendues dans les versants soit de la vallée du Rhin, soit des vallées affluentes ; il débute par la série du Trochitenkalk, caractérisé par l'abondance, dans certains bancs, d'*Encrinus liliiformis* et par la fréquence de *Coenoth. vulgaris* ; ensuite vient la succession des bancs compacts de calcaire gris du « Plattenkalk », puis l'étage est couronné par le « Trigonodusdolomit » épais de 20-25 m., formé de dolomies et de calcaires dolomitiques et caractérisé par :

Gervillia costata Schl.

Myophoria ovata Goldf.

Trigonodus Sandbergeri Alb.

» *laevigata* Alb.

Myophoria Goldfussi Alb.

Unicardium Schmidti Gein.

» *rotundata* Alb.

Ces dolomies se terminent, ici comme plus à l'W. par un bonebed.

Le Keuper couvre sur de grandes étendues les plateaux qui dominant au S la vallée du Rhin et prend une grande extension aussi dans la région de Sutz-Gansingen-Wyl. A sa base le groupe de la Lettenkohle, épais de 5-7 m., comprend un niveau inférieur dolomitique (Unterer Dolomit), puis des marnes schisteuses associées à quelques bancs dolomitiques et caractérisées par *Estheria minuta* Goldf., enfin par un niveau dolomitique supérieur (Grenzdolomit) contenant *Myoph. Goldfussi* Alb. et *Lingula tenuissima* Br. Le groupe du « Gipskeuper », qui vient ensuite, comprend un niveau inférieur de dolomies, puis se développe la succession des marnes bigarrées avec leurs intercalations de gypse. Le groupe du Schilfsandstein se compose d'une série inférieure de grès micacés jaunes ou rougeâtres et d'une série supérieure marneuse ; ces deux termes varient extrêmement et très brusquement quant à leur épaisseur ; sur un point, près d'Obersutz, ils sont séparés par des alternances d'argiles et de grès contenant des débris de plantes et qui semblent représenter le niveau de Neuwelt ; les marnes de la série supérieure sont recouvertes par un dernier banc de grès. Ce banc est séparé par une zone, épaisse seulement de 1-2 m., de marnes, correspondant aux « untere bunte Mugel » de M. Schalch, d'un nouveau niveau dolomitique, le « Gansinger Dolomit ». Celui-ci est représenté par des bancs plus ou moins irréguliers et discontinus de dolomies associés à des marnes, il est épais d'environ 2 m. et contient :

Avicula gansingensis Alb.	Pseudocorbula elongata Pichl.
Myophoria vestita Alb.	Cardita Gumbeli Pichl.
Anoplophora asciaeformis Alb.	Zygopleura gansingensis Alb.

Le Keuper se termine par une dernière série de marnes jaunâtres et grises avec des lits plus intensément colorés, qui appartiennent encore au Keuper moyen ; les niveaux les plus élevés du Trias font donc ici défaut.

Sur ce Keuper moyen reposent directement, comme base du **Jurassique**, les « Insektenmergel », dont l'épaisseur varie de 7 m. vers l'E à 2 m. vers l'W et qui correspondent à l'Hettangien inférieur ; ensuite viennent les couches à *Schlota angulata* Schl., qui vers l'W sont formées de calcaires spathiques, tandis que vers l'E elles deviennent de plus en plus riches en lits marneux et contiennent une forte proportion d'oolithes ferrugineuses.

Le Sinémurien comprend : 1° des calcaires spathiques avec *Gryphea arcuata* Lam. et des débris d'Arietites, épais de 3 m. (Arietenkalk), 2° des argiles grises sans fossiles (Obtusustone) ; 3° des marno-calcaires contenant *Gryphea obliqua* Goldf. *Pecten textorius* Schlota. *Belemn. acutus* Mill, etc.... (Obliqua-Schichten). Le Lias moyen, réduit pourtant à une épaisseur de 2^m5 de marnes, se divise facilement dans les trois zones paléontologiques à *Der. Davoei* Sow., *Am. margaritatus* Montf. et *Am. spinatus* Brug. Le Lias sup. a aussi une faible épaisseur (5-6 m.) ; il est formé par des schistes feuilletés à *Dactyl. commune*, *Harpoc. serpentinum*, *Posid. Bronni*, *Plicatula spinosa*, *Rhynch. amalthei*, etc.... avec deux intercalations de calcaires fétides à la base, et de marnes jaunes à rognons avec *Lytoc. jurense*, *Harp. striatulum* et de nombreuses bélemnites vers le haut.

Le Dogger débute par les schistes opaliniens épais d'environ 80-100 m., qui contiennent des bancs calcaires à *Pentacr. wurtembergicus* et se terminent par des couches riches en chailles et en pyrite ; les couches à *L. Murchisonae* sont formées par des alternances de calcaires sableux ou spathiques et de marnes grises ; elles contiennent à la base *Cancelloph. scoparius* et *Lioc. lineatum* ; vers le haut elles deviennent plus oolithiques et contiennent *Ludw. Murchisonae* ; du reste le faciès devient plus purement calcaire vers l'E. La zone suivante se compose d'oolithes ferrugineuses associées à des marnes en quantité croissante vers l'W, elle est caractérisée par *Son. Sowerbyi*, *Hyperlioc. discites*, *Inoceramus polyplocus*, *Gryphea sublobata*, etc.... Vient ensuite une succession d'alternances de marnes et de bancs calcaires,

dans laquelle le faciès à *Cancelloph. scoparius* se retrouve à la partie inférieure, tandis que vers le haut les fossiles prédominants sont des Pecten (*P. pumilus*, *P. gingensis*, *P. spathulatus*) ; cette série, appelée « neutrale zone » est épaisse de 20-25 m. ; elle supporte les calcaires oolithiques ferrugineux à *Steph. Humphriesi*. Après ces derniers le faciès marneux reprend, d'une façon générale, pour former les marnes à *Steph. Blagdeni*, *Ctenostreon pectiniforme*, etc..., épaisses de 10 m. environ ; puis viennent les alternances marno-calcaires à *Exogyra sinuata* et les couches oolithiques à *Clypeus Ploti*, *Echinobr. Renggeri*, *Pseudomon. echinata*, etc.... (Sinuatus-schichten), qui forment la base du Hauptrogenstein ; cette série oolithique devient de plus en plus marneuse de l'W à l'E ; elle est couronnée par une zone de calcaires spathiques. Au-dessus de celle-ci commencent les marno-calcaires, en partie riches en oolithes ferrugineuses, qui contiennent *Rhynch. varians* avec une faune assez abondante de Brachiopodes et de Lamellibranches et, comme ammonoïdes *Op. fusca* et *Op. aspidoides*. Les couches à *Macr. macrocephalus*, comprennent vers l'W une zone inférieure marneuse, une zone supérieure de calcaires sableux ; vers l'E, les marnes prédominent de plus en plus exclusivement. La zone à *Rein. anceps* n'est représentée que vers l'W, tandis que vers l'E les couches à *M. macrocephalus* sont recouvertes directement par les calcaires à oolithes ferrugineuses contenant *Card. cordatum*.

Dans un second chapitre, du reste fort court, M. Brändli expose les grands traits tectoniques de la région considérée.

Directement au S de la vallée du Rhin il distingue une zone septentrionale, dans laquelle les dépôts triasiques s'abaissent lentement vers le SSE. Cette zone est limitée au SE par une ligne de dislocation, qui commence au Käsiberg par un anticlinal de Muschelkalk déjeté au N, qui s'accentue ensuite vers le NE dans la direction de Leibstadt, l'anticlinal s'amplifiant, se déjetant progressivement vers le S et prenant finalement la forme d'un pli-faille par le laminage de son jambage méridional. Cette ligne est en outre marquée sur plusieurs points par d'intéressantes dislocations transversales.

Au S de cette anticlinal faillé se trouve une nouvelle aire tabulaire, qui s'étend en forme de triangle d'Itenthal, où sa largeur se réduit à rien, jusqu'à la ligne Böttstein-Leibstad où sa largeur atteint 6 km. Cette région, formée de Keuper et de Lias plongeant très faiblement au SSE, est limitée au S par une grande faille, qui se suit de Frick à Böttstein et

qui fait réapparaître au S le Keuper. Cette fracture est tantôt simple, tantôt répartie entre plusieurs failles parallèles ; son plan est toujours incliné au S, de sorte que sa lèvre méridionale chevauche sur sa lèvre septentrionale ; en outre les couches sont par places relevées anticlinalement de part et d'autre du plan de faille, de sorte qu'il faut voir dans cette dislocation non un effet de tassement, mais bien une action en relation avec un effort tangentiel. Du reste, la direction de cette dislocation, exactement parallèle au plan de chevauchement des chaînes jurassiennes sur le Jura tabulaire confirme cette manière de voir et il paraît justifié de considérer par analogie la dislocation Itenthal-Leibstadt comme étant aussi un contre-coup des plissements jurassiens.

L'exposé tectonique de M. Brändli est complété par une petite carte au 1 : 100 000 et par 31 profils.

A l'occasion d'un jubilé de la Société argovienne des sciences naturelles, M. F. MÜHLBERG (100) a publié un aperçu général sur la **constitution géologique de l'Argovie**. Cette publication étant surtout un résumé des nombreux travaux publiés par M. Mühlberg lui-même et par d'autres sur cette région du plateau et du Jura suisse, nous pourrions nous contenter de la citer brièvement.

L'auteur commence par une description stratigraphique, qui s'étend du gneiss des bords du Rhin à Laufenburg jusqu'aux dépôts pléistocènes et actuels. A propos du Quaternaire il définit les divers niveaux d'alluvions et leurs relations avec les dépôts morainiques, tels qu'il les a établis dans ces publications antérieures.

Dans un chapitre tectonique, M. Mühlberg fait ressortir les caractères si nettement distincts du Jura tabulaire, des chaînes jurassiennes et du plateau molassique.

L'auteur parle aussi des richesses minérales que fournit le sol de l'Argovie depuis les diverses pierres de construction, jusqu'aux bohrerz et aux gisements de sel des bords du Rhin. Il signale l'influence de la composition géologique sur la valeur agricole des terrains et termine par un aperçu rapide sur l'histoire paléogéographique du Jura oriental et de la région molassique qui le borde au S.

M. E.-H. DILLENUS (97) a entrepris de préciser les relations tectoniques existant le long de la chaîne de la Berra entre le **Flysch des Préalpes externes** et la **Molasse** qu'il recouvre.

L'auteur a cherché dans ce but à établir une classification

stratigraphique du Flysch, mais n'est arrivé qu'à un résultat très relatif; il a simplement pu établir que vers la base du Flysch prédominent des grès durs, à grain fin, d'une teinte gris-blanc, en bancs séparés par des zones schisteuses, tandis que vers le haut, dans la région culminante de la Berra, le grain des grès devient grossier et comprend de gros éléments roulés de quartz et d'orthose rouge. C'est dans ces grès que s'intercalent les conglomérats polygéniques bien connus et un banc de brèche cristalline à éléments très volumineux. Les fossiles découverts dans le Flysch sont exclusivement des Fucoïdes; sur un point, près de Planfayon des grès fins ont fourni plusieurs fragments d'ambre, mêlés à des débris indéterminables de feuilles.

Quant à la molasse qui s'enfonce au SE sous le Flysch, elle appartient en partie à la Molasse d'eau douce inférieure, en partie à la Molasse helvétique. La Molasse d'eau douce comprend un niveau inférieur de marnes rouges et violacées et un niveau supérieur de grès jaunâtres. Entre ces deux complexes s'intercale par places une mince couche de marne noire à *Helix Ramondi*: Ces dépôts ne sont du reste bien développés qu'aux environs de La Roche. La Molasse marine se compose de grès gris, plus ou moins durs, dans lesquels les fossiles sont assez fréquents; ceux-ci appartiennent entre autres aux espèces suivantes:

Pecten palmatus.	Venus Brocchii.
» latissimus.	Macra helvetica.
» scabrellus.	Cardita Jouanetti.
Ostrea gingensis.	Turritella Turris.
Cardium commune.	» bicarinata.
» edule.	Trochus patulus.
» multicostatum.	Murex Partschi.
Venus multilamella.	

Près du plan de contact du Flysch sur la Molasse, dans la base du premier, M. Dillenius signale un gisement de gypse situé dans le Burgerwald près de Muscheneck; il considère ce gypse comme une interstratification sédimentaire dans le Flysch éocène. D'autre part, l'auteur a constaté l'existence de bancs de nagelfluh, compris aussi bien dans la Molasse marine que dans la Molasse d'eau douce inférieure.

Cette partie stratigraphique se termine par quelques lignes consacrées aux formations pleistocènes, en particulier aux moraines rhodaniennes de Montévrâz et de Zenauvaz.

La partie tectonique de la thèse de M. Dillenius n'est pas très explicite; elle peut être résumée comme suit:

En dedans du grand anticlinal de la Molasse, deux anticlinaux de moindre importance sont visibles; l'un, prolongement de celui signalé près de Marsens par M. Damm, apparaît dans le ravin de la Singine à l'E de Planfayon, l'autre se montre dans le ravin de Stoutz, affectant la Molasse d'eau douce inférieure.

Dans la partie inférieure des pentes de la Berra, la Molasse existe jusqu'à peu près au niveau de 1100 m., mais elle disparaît souvent sous des moraines ou des éboulis. Son plongement, d'abord faible dans le bas, s'accroît vers le haut et vers le S.

Le contact entre le Flysch et la Molasse n'a pu être observé directement que sur un seul point, dans le ravin du ruisseau des Roches au-dessus de La Roche; ici, les deux formations, plongeant de 65° au SE, sont exactement concordantes; du reste nulle part on ne trouve aucun signe évident de discordance entre le Flysch et son soubassement.

M. W. SCHMIDLE (106) a publié une brève description de la Molasse dans la **région qui borde le lac de Constance**, spécialement au NW et a traité en même temps de la tectonique de ce territoire.

La stratigraphie générale de la Molasse qu'il expose dans ce travail est tirée de travaux connus; par contre il a apporté une rectification intéressante à la coupe de la Molasse du Göhrenberg, qui, d'après lui serait d'âge aquitain supérieur et contiendrait des foraminifères marins.

Dans la partie tectonique de sa description M. Schmidle signale un réseau de fractures, dirigées les unes SE-NW, les autres SW-NE, qui ont contribué pour une part essentielle à la formation du bassin du lac de Constance. D'après lui le Göhrenberg est un horst bordé au NE et au SW par deux fractures. Une autre faille s'étend en ligne presque droite de Lindau à Ueberlingen et suit sur une grande partie de sa longueur la rive NE du lac. M. Schmidle a suivi aussi la faille de la Wutach vers le SW jusqu'au S du bassin de Radolfzell; il a précisé le parcours d'une faille du Fulachthal; il a expliqué les irrégularités du niveau de la molasse d'eau douce supérieure sur les hauteurs qui séparent les bassins de Radolfzell et d'Ueberlingen par l'intervention de plusieurs fractures; il a attribué la formation des deux branches de Radolfzell et de Stein de l'Untersee à des effondrements entre deux fractures.

Quant à l'âge de ces dislocations, M. Schmidle croit devoir

les considérer comme plus récentes que le Deckenschotter, que certaines d'entre elles affectent manifestement ; pour une partie des dislocations constatées, en particulier pour celles qui affectent les environs mêmes de Constance et une partie du bassin de l'Untersee, M. Schmidle doit admettre un âge même postwurmien.

IV^{me} PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Généralités.

M. S. FRANCHI (108) a traité dans une notice la question des calcschistes et des pietre verdi de la vallée d'Aoste et a développé les divers arguments par lesquelles on peut établir l'âge mésozoïque de ce complexe. Les formations sédimentaires associées aux schistes verts doivent être considérées comme un faciès cristallin ou semi-cristallin du Trias et du Lias, auquel il conviendrait d'appliquer le nom de faciès piémontais. Le caractère spécial de ces dépôts, difficile à définir pour le Trias, à cause de la variabilité de ce système, est très nettement marqué dans le Lias par la prédominance des calcschistes.

La seconde partie du travail de M. Franchi est consacrée spécialement à la description d'un calcaire échinodermique, d'âge mésozoïque, qui est intercalé près de Villeneuve dans des calcschistes exactement équivalents à ceux de Courmayeur et de Barre. Cette couche correspond tout à fait à des calcaires compris entre la dolomie principale et le Lias inférieur dans le Valgiana et le Val Maria et appartient ainsi probablement à l'Infralias.

Cette publication est suivie d'une autre, dans laquelle M. S. FRANCHI (109) donne toute la bibliographie de la question de l'âge des schistes lustrés et des roches vertes, et montre qu'après une période de controverses, pendant laquelle ces schistes ont été attribués aux systèmes les plus variés, les géologues français, italiens, suisses et autrichiens ont fini par admettre presque unanimement que la série des schistes lustrés est compréhensive, mais d'âge mésozoïque.

M. A. BALTZER (107) a établi, d'après ses propres observations et les travaux récents de divers auteurs, un tableau des terrains sédimentaires des Alpes et des Préalpes bernoises. Il classe ces formations d'après la zone de sédimentation, dont ils ont fait partie et les répartit entre la zone autochtone